



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

ASPECTOS SINÓTICOS ASSOCIADOS À OCORRÊNCIA DO JATO EM
BAIXOS NÍVEIS NA AMÉRICA DO SUL - REANÁLISE NCEP/NCAR
E SIMULAÇÃO COM O MCGA CPTEC/COLA

Cleber Afonso de Souza

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pela Dra. Iracema Fonseca
Albuquerque Cavalcanti, aprovada em 30 de março de 2005.

INPE
São José dos Campos
2005

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

A meus pais,
Cremildo e Bernadete,
Com carinho e gratidão.

AGRADECIMENTOS

À Minha família, pelo incentivo e apoio em todos os momentos.

A Dra. Iracema F. A. Cavalcanti, pela orientação segura e organizada no desenvolvimento deste trabalho.

Aos membros da banca examinadora, pelas valiosas sugestões.

A todos os amigos do CPTEC/INPE, pelo estímulo e grandiosa ajuda.

RESUMO

Casos de ocorrência de JBN a leste dos Andes foram identificados em dados de reanálise do NCEP/NCAR e em resultados diários de uma simulação climática com o MCGA CPTEC/COLA, para identificar os padrões atmosféricos associados. Previsões com o MCGA CPTEC/COLA para um dia de ocorrência de JBN e CCM também foram avaliadas. Análises feitas para todos os períodos do ano para estudar a variabilidade sazonal, indicaram que as características sinóticas eram semelhantes. As características foram analisadas então, considerando a ocorrência ou não de CCMs. Compostos de dias de ocorrência revelaram as situações sinóticas na ocorrência de JBN, que pode ser acompanhada por ocorrência de CCM sobre o norte da Argentina ou atividade convectiva em forma de funil, associada a um sistema frontal ou pode não apresentar convecção associada. As características identificadas, de pressão baixa sobre a Argentina, centros de vortacidade em baixos e altos níveis, jato em altos níveis e advecção de umidade diferem em cada grupo com relação à intensidade, e também em relação à intensidade e extensão do JBN. A análise de FOE mostrou os principais padrões e a variabilidade da componente zonal e meridional do vento em 850 e 200 hPa, PNM e ROL em casos de JBN. Os padrões de correlação com defasagens configuraram bem o abaixamento da pressão em superfície em dias com JBN, como também, mostraram o deslocamento para leste do cavado e da crista associados ao trem de onda sobre a AS. Uma análise de cluster (ACL) nos resultados do modelo foi aplicada para casos de JBN que apresentavam convecção sobre o norte da Argentina. As diferenças encontradas entre os grupos na ACL foram relacionadas à orientação e à intensidade do escoamento de norte, bem como à localização do sistema frontal, que age como um canalizador do escoamento em baixos níveis. As características do escoamento em baixos níveis, do campo de pressão e da estrutura vertical do vento foram bem representadas nas previsões com 24 e 48 horas de antecedência, em um caso de JBN, pelo MCGA CPTEC/COLA.

**SYNÓPTICS ASPECTS ASSOCIATED TO THE OCCURRENCE OF THE LOW
LEVELS JET IN THE SOUTH AMERICA - REANÁLISES OF THE
NCEP/NCAR AND SIMULATION WITH THE MCGA CPTEC/COLA**

ABSTRACT

Cases of LLJ occurrence to the east of Andes were identified in NCEP/NCAR reanalyses data and in daily results of a climate simulation with the CPTEC/COLA AGCM, to identify the associated atmospheric patterns. Weather forecasting of a case when there was occurrence of LLJ was also evaluated. Analysis performed in different seasons indicated similar synoptic characteristics. Then, the atmospheric features were analysed considering the occurrence or not of MCSs. Composites of LLJ cases showed synoptic situations that occur in cases when there is MCS over northern Argentina or convective activity in funnel shape associated with a frontal system, or not related to convection. The characteristics of low pressure over Argentina, vorticity centers at low and high levels and moisture advection, present different intensities in different groups, as well as different intensities and extension of the LLJ. In the EOF analysis the main patterns and variability of zonal and meridional wind field at 850 hPa and 200 hPa, SLP and OLR in cases of LLJ were established. The lag correlation indicated the pressure reduction in days with LLJ and also a trough and ridge displacement associated with a wavetrain over Pacific and South America. A cluster analysis applied in LLJ cases obtained from the model results showed different intensity and orientation of the northerly flow associated with the LLJ, as well as the location of the frontal system to the south, that act as a channel for the low level flow. The low level flow, pressure field and vertical wind structure were well represented in the 24 and 48 hours forecasting using the CPTE/COLA AGCM.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIGLAS E/OU ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	27
1.1 - Considerações Gerais27
1.2 - Objetivos	34
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	35
2.1 - Estudos dos JBN na América do Norte	35
2.2 - Estudos dos JBN na América do Sul	42
2.2.1 - Variabilidade Diurna da CLP em Relação à Formação dos JBN	47
2.2.2 - O Efeito dos Andes, Oscilação Inercial e o Ocasional Acoplamento do JBN ao JAN	53
2.2.3 - Experimentos de Simulação do JBN com Modelos Numéricos	56
CAPÍTULO 3 - DADOS E MÉTODOS	65
3.1 - Dados Utilizados	65
3.2 - Cálculo de Anomalias Diárias e Filtragem dos Dados	67
3.3 - Métodos	69
3.3.1 - Análise das FOE	71
3.3.2 - Análise de Correlação de Pearson	74
3.3.3 - Análise de Cluster (ACL)	76
3.3.4 - Os Compostos	78

CAPÍTULO 4 - ANÁLISES COM DADOS OBSERVACIONAIS	79
4.1 - Identificação dos Casos de JBN, Variações Diurnas, Sazonais e Interanual.....	79
4.2 - Classificação dos Grupos com Forte Jato e através da utilização de imagens de satélite.....	86
4.3 - Análise de FOE para a América do Sul	111
4.4 - Análise das Correlações	132
4.4.1a - Vento Meridional versus PNM na área 1.....	132
4.4.1b - Vento Meridional versus Geopotencial na área 1	135
4.4.1c - Vento Meridional versus PNM na área 2.....	132
4.4.1d - Vento Meridional versus Geopotencial na área 2	141
CAPÍTULO 5 - RESULTADOS E DISCURSÕES DAS ANÁLISES DA SIMULAÇÃO CLIMÁTICA DO MCGA CPTEC/COLA	145
5.1 - Seleção dos Grupos utilizando os resultados diários da simulação do MCGA.....	145
CAPÍTULO 6 - ANÁLISES DOS RESULTADOS DE PREVISÃO DO MCGA CPTEC/COLA NO PERÍODO DO SALLJEX	161
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES.....	171
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	179
APÊNDICES.....	187

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
1.1 - Caminho percorrido pelo JBN situado a leste: (a) dos Andes na AS e (b) das Montanhas Rochosas na Grande Planície nos EUA. Fonte: CLIVAR/VAMOS	30
2.1 - Mostra a turbulência térmica gerada pelo aquecimento da superfície.....	49
2.2 - Mostra os ventos calmos perto da superfície se intensificam acima da camada de inversão.....	50
2.3 - (a) Mostra o efeito dos Andes na canalização dos ventos em uma direção, (b) Circulação local montanha-vale e (c) ocasional acoplamento entre escoamentos de JAN e JBN.....	55
2.4 - Ilustração esquemática que evidencia as principais características da circulação atmosférica sobre AS na estação de verão. A área sombreada representa a topografia. As áreas onde os ventos de leste prevalecem são indicadas por linhas tracejadas. Os correspondentes números caracterizam os seguintes: 1) escoamento em baixos níveis através do Equador, 2) ventos que vêm de noroeste, 3) Baixa do Chaco, 4) Alta Subtropical, 5) ZCAS, 6) ventos que vêm de oeste em latitudes médias, 7) Alta da Bolívia e 8) O fluxo retornando em altos níveis.....	61
2.5 - Número de episódios de JBN desde de 1995 até 1999, segundo as reanálises do NCEP usando o critério de Bonner para Santa Cruz. Fonte: Marengo e Soares (2002)	64
3.1 - Função resposta do filtro passa banda de Lanczos com 300 pesos e frequência de corte de 0,9 para períodos de 30 dias ⁻¹ e 0,4 para 90 dias ⁻¹	69
3.2 - Localização geográfica das áreas escolhidas para análise, destacando uma área (65° - 57° W; 24° - 30° S), para identificar os dias com intensa convecção.....	70

4.1 - Número de casos de ocorrência do JBN por: (a) ano e (b) estação do ano.....	83
4.2 - Seqüência de imagens infravermelhas do Satélite geoestacionário GOES - 8, para os dias: (a) 12/11/97 às 00:00, 03:00 e 09:00 UTC; (b) 11/09/00 às 00:00, 12:00 e 15:00 UTC; (c) 28/06/02 às 00:10, 03:10 e 09:10 UTC.....	88
4.3 - Campos médios do escoamento do vento [m/s] com a vorticidade relativa (hachurada) [$10^{-5} \times s^{-1}$] no nível de 850 hPa às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e do dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) casos com JBN e CMM, (b e e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. Ventos com magnitude ≥ 12 m/s são plotados como vetores. A máscara da localização dos Andes está sombreada de branco.....	92
4.4 - Idem Fig. 4.3, para o nível de 200 hPa às 06:00 UTC. Ventos com magnitude ≥ 30 m/s são plotados como vetores e a escala da vorticidade encontra-se nos últimos painéis.....	95
4.5 - Campos médios da PNMM (hPa) às 06:00 UTC, para os casos selecionados dos dias com ocorrência de jato e do dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a) e (d) casos com JBN e CMM, (b) e (e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c) e (f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva.....	97
4.6 - Campos médios da estrutura vertical da componente meridional do vento (m/s) às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e do dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) em 18°S e (g e j) em 20°S casos com JBN e CMM, (b e e) em 18°S e (h e l) em 20°S casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) em 18°S e (i e m) em 20° S casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. A área sombreada corresponde à cordilheira dos	

	Andes e o cerrado brasileiro nessa latitude.....	99
4.7	- Campos médios da estrutura vertical da magnitude do vento (m/s) às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e do dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) em 10°S e (g e j) em 15°S casos com JBN e CMM, (b e e) em 10°S e (h e l) em 15°S casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) em 10°S e (i e m) em 15° S casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. A área sombreada corresponde à cordilheira dos Andes e o cerrado brasileiro nessa latitude.....	102
4.8	- Campos médios da convergência de umidade ($10^{-7} \text{gkg}^{-1} \text{s}^{-1}$), no nível de 850 hPa às 06 UTC, para os dias com ocorrência de jato e do dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) casos com JBN e CMM, (b e e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. A área sombreada corresponde a cordilheira dos Andes.....	104
4.9	- Campos médios de advecção de umidade específica (gkg^{-1}), no nível de 850 hPa às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e o dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) casos com JBN e CMM, (b e e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. A área sombreada corresponde a cordilheira dos Andes.....	106
4.10	- Campos médios da advecção de temperatura ($^{\circ}\text{C dia}^{-1}$) no nível de 850 hPa às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e o dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) casos com JBN e CMM, (b e e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. A área sombreada corresponde à cordilheira dos Andes.....	108

4.11	- Campos médios da anomalia zonal de geopotencial (m _{gp}), no nível de 500 hPa às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e o dia anterior, para os grupos: (a e d) casos com JBN e CMM, (b e e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c) e (f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva.....	110
4.12	- Padrão espacial dos dois primeiros autovetores do vento meridional em 850 hPa. O primeiro autovetor explica 21% (a) e o segundo 14% (b) da variância total dos dados. Componentes principais correspondentes ao 1° e 2° modo (c) e (d).....	114
4.13	- Campos médio do vento meridional em 850 hPa para amplitude positiva (e) e negativa (g) e escoamento médio em 850 hPa dos 5 casos extremos com amplitude positiva (f) e negativa (h).....	115
4.14	- Padrão espacial dos dois primeiros autovetores do vento meridional em 200 hPa. O primeiro autovetor explica 24% (a) e o segundo 17% (b) da variância explicada total dos dados. Componentes principais correspondentes aos 1° e 2° modos (c) e (d).....	117
4.15	- Padrão espacial dos dois primeiros autovetores do vento zonal em 850 hPa. O primeiro autovetor explica 15% (a) e o segundo 12% (b) da variância total dos dados. Componentes principais correspondentes aos 1° e 2° modos (c) e (d).....	120
4.16	- Campos médio do vento zonal em 850 hPa para amplitude positiva (a) e negativa (b) e escoamento médio em 850 hPa dos 5 casos extremos com amplitude positiva (b) e negativa (d).....	121
4.17	- Padrão espacial dos dois primeiros autovetores vento zonal em 200 hPa. O primeiro autovetor explica 32% (a) e o segundo 18% (b) da variância total dos	

	dados. Componentes principais correspondentes aos 1º e 2º modos (c) e (d).....	123
4.18	- Padrão espacial dos dois primeiros autovetores de ROL. O primeiro autovetor explica 24% (a) e o segundo 7% (b) da variância total dos dados. Componentes principais correspondentes aos 1º e 2º modos (c) e (d). Campos médios de ROL para os 5 casos extremos com amplitude positiva (e) e negativa (f).....	127
4.19	- Padrão espacial dos dois primeiros autovetores da PNM. O primeiro autovetor explica 40% (a) e o segundo 19% (b) da variância total dos dados. Componentes principais correspondentes aos 1º e 2º modos (c) e (d). Campos médios da PNM para os 5 casos extremos com amplitude positiva (e) e negativa (f).....	130
4.20	- Padrões de correlação entre a média do vento meridional na área 1 e PNM em cada ponto da grade: a) Sem defasagem (correlação simultânea) e b) Com defasagens a cada 1 dia, iniciando 5 dias antes do evento ter ocorrido. A seqüência de cores para todas as figuras está indicada em (a).....	133
4.21	- Padrões de correlação entre a média do vento meridional na área 1 e altura geopotencial em cada ponto da grade: a) Sem defasagem (correlação simultânea) e b) Com defasagens a cada 1 dia, iniciando 5 dias antes do evento ter ocorrido. A seqüência de cores para todas as figuras está indicada em (a).....	136
4.22	- Padrões de correlação entre a média do vento meridional na área 2 e PNM em cada ponto da grade: b) Sem defasagem (correlação simultânea) e b) Com defasagens a cada 1 dia, iniciando 5 dias antes do evento ter ocorrido. A seqüência de cores para todas as figuras está indicada em (a).....	139
4.23	- Padrões de correlação entre a média do vento meridional na área 2 e Altura Geopotencial em cada ponto da grade: a) Sem defasagem (correlação simultânea) e b) Com defasagens	

	a cada 1 dia, iniciando 5 dias antes do evento ter ocorrido. A seqüência de cores para todas as figuras está indicada em (a).....	142
5.1	- Número de casos de ocorrência do JBN por: (a) condições e (b) estação do ano.....	147
5.2	- Campo do escoamento do vento [m/s] em 850 hPa e precipitação [mm/dia] às 12:00 UTC para os grupos G1(a), G2(b), G3(c) e G4(d). As setas vermelhas representam a velocidade do vento ≥ 12 m/s. A máscara da localização dos Andes está sombreada de branco.....	153
5.3	- Campos médios do escoamento do vento [m/s] e vorticidade relativa [$10^{-5} \times s^{-1}$] no nível de 200 hPa às 12:00 UTC, para os grupos selecionados: G1 (a), G2 (b), G3 (c) e G4 (d). A velocidade de vento maior ou igual a 35 m/s é indicada pelas setas pretas.....	155
5.4	- Campos médios da PNMM (hPa) às 12:00 UTC, para os grupos selecionados: G1 (a), G2 (b), G3 (c) e G4 (d).....	157
5.5	- Campos médios da estrutura vertical da componente meridional do vento (m/s) em 20°S às 12:00 UTC, para os grupos selecionados: G1 (a), G2 (b), G3 (c) e G4 (d). A área sombreada corresponde a cordilheira dos Andes e o cerrado brasileiro nessa latitude.....	159
6.1	- Seqüência de imagens infravermelhas do Satélite geoestacionário GOES - 8, nos horários 00:09, 03:09 e 06:09 UTC para o dia 21/01/03 - mostrando o desenvolvimento de um CCM sobre o norte da Argentina.....	161
6.2	- Campos observados do escoamento do vento [m/s] e vorticidade relativa [$10^{-5} \times s^{-1}$] nos níveis de 850 e 200 hPa às 12 UTC do dia 21/01/2003 com: (a e d) previsão com 48h de antecedência, (b e e) previsão com 24h de antecedência e (c e f) análise do dia 21. As setas pretas representam a velocidade do vento ≥ 12 m/s. À direita dos painéis encontra-se a escala da vorticidade e a máscara da localização dos Andes está sombreada de branco.....	165

6.3	- Campos médios da Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) às 12:00 UTC do dia 21/01/2003 com: (a) previsão com 48h de antecedência, (b) previsão com 24h de antecedência e (c) análise do dia 21.....	166
6.4	- Campos médios da estrutura vertical da componente meridional do vento (m/s) em 18° e 20°S às 12:00 UTC do dia 21/01/2003 com: (a e d) previsão com 48h de antecedência, (b e e) previsão com 24h de antecedência e (c e f) análise do dia 21. A área sombreada corresponde a cordilheira dos Andes e o cerrado brasileiro nessa latitude.....	167
6.5	- Campos médios da estrutura vertical da magnitude do vento (m/s) em 10° e 15° S, às 12:00 UTC do dia 21/01/2003 com: (a e d) previsão com 48h de antecedência, (b e e) previsão com 24h de antecedência e (c e f) análise do dia 21. A área sombreada corresponde a cordilheira dos Andes e o cerrado brasileiro nessa latitude.....	168
6.6	- Campos médios de advecção de umidade específica (gkg^{-1}), advecção de temperatura ($^{\circ}\text{C dia}^{-1}$) e convergência de umidade ($10^{-7} \text{gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$) em 850 hPa às 12 UTC em 21/01/2003 com: (a, d e g) previsão com 48h de antecedência, (b, e e h) previsão com 24h de antecedência e (c, f e i) análise do dia 21.....	170
Anexo I	- Padrão espacial dos dois primeiros autovetores do vento zonal em 850 hPa... ..	187
Anexo II	- Teste de significância de t-Student para: (a) geopotencial e (b) pressão.....	188
Anexo III	- Escoamento em 850 hPa para os compostos dos casos selecionados de ocorrência do JBN, nas quatro estações com o MCGA CPTEC/COLA.....	189
Anexo IIV	- Estrutura vertical do vento meridional, nas quatro estações (a) com o MCGA CPTEC/COLA e (b) reanálise.....	190
Anexo V	- Campos médios da anomalia zonal de geopotencial no nível de 500 hPa para	

	as quatro estações (a) com o MCGA CPTEC/COLA e (b) reanálise.....	191
Anexo VI -	Campos médios de umidade específica no nível de 850 hPa para as quatro estações (a) reanálise.....	193

LISTA DE TABELAS

	Pág.
4.1 - DIAS, HORÁRIOS E TOTAIS ANUAIS DE OCORRÊNCIA DE JBN CONSIDERANDO A ÁREA 2.....	81
4.2 - DIAS EM QUE FORAM OBSERVADOS JBN COM OU SEM OCORRÊNCIA DE ATIVIDADE CONVCTIVA.....	82
4.3 - DIAS EM QUE FORAM OBSERVADOS JBN COM A OCORRÊNCIA FORTE, MÉDIA OU FRACA DA ESTRUTURA VERTICAL.....	85
4.4 - DIAS SELECIONADOS PARA OS QUAIS FORAM GERADOS OS CAMPOS MÉDIOS E QUE DETALHA A OCORRÊNCIA DE JBN PARA CADA ESTAÇÃO.....	89
4.5 - SELEÇÃO DE CINCO CASOS EXTREMOS COM AMPLITUDE POSITIVA E NEGATIVA PARA O VENTO MERIDIONAL.....	113
4.6 - SELEÇÃO DE CINCO CASOS EXTREMOS COM AMPLITUDE POSITIVA E NEGATIVA PARA O VENTO ZONAL.....	119
4.7 - SELEÇÃO DE CINCO CASOS EXTREMOS COM AMPLITUDE POSITIVA E NEGATIVA PARA ROL.....	126
4.8 - SELEÇÃO DE CINCO CASOS EXTREMOS COM AMPLITUDE POSITIVA E NEGATIVA PARA PMN.....	129
5.1 - NÚMERO DE CASOS SELECIONADOS DE OCORRÊNCIA DOS JATOS DETECTADOS PARA CADA ESTAÇÃO E O TOTAL DE CASOS PARA CADA CONDIÇÃO NA ÁREA 2.....	146
5.2 - CASOS EM QUE FOI OBSERVADO BAIXO VALOR DE ROL SOBRE A REGIÃO EM ESTUDO.....	149
5.3 - DIAS SELECIONADOS EM CADA GRUPO NA ANÁLISE DE CLUSTER E OCORRÊNCIA POR ESTAÇÃO DO ANO.....	150

LISTA DE SIGLAS E/OU ABREVIATURAS

AN	- América do Norte
AS	- América do Sul
CCM	- Complexos Convectivos de Mesoescala
COLA	- Center for Ocean-Land Atmospheric
CLP	- Camada Limite Planetária
CPTEC	- Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
DJF, MAM, JJA, SON	- Dezembro-Janeiro-Fevereiro, Março-Abril-Maio, Junho-Julho-Agosto, Setembro-Outubro-Novembro
ECMWF	- European Center Meteorological Weather Forecast
EUA	- Estados Unidos da América
FOE - EOF	- Funções Ortogonais Empíricas
HL	- Hora Local
JBN	- Jato em Baixos Níveis
MCGA	- Modelo de Circulação Geral Atmosférico
N	- Norte
NCAR	- National Centers for Atmospheric Research
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NCSU	- North Carolina State University
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
PACS/SONE T	- Pan American Climate Studies / Sounding Networks
ROL - OLR	- Radiação de Onda Longa

S - Sul

SALLJEX - South American Low Level Jet Experiment

SGP CART - Southern Great Plains / Cloud and Radiation
Testbed

TMG - GMT - Tempo no Meridiano de Greenwich

UTC - Universal Time Coordinate

W - Oeste

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - Considerações Gerais

Em diferentes regiões do globo são observados fortes escoamentos em baixos níveis que apresentam máxima magnitude em torno de 850 hPa, os quais são denominados de Jato em Baixos Níveis (JBN). Estes jatos ocorrem em vários continentes tais como: Ásia, África (Somali Jet), Austrália (Koorin Jet e Southerly Buster) e nas Américas do Norte e do Sul. O JBN atua fortemente no transporte de propriedades atmosféricas na região próxima à superfície e é considerado um mecanismo de transporte de massa e energia entre as regiões tropicais e subtropicais. Na região de saída do jato há convergência de umidade, ascensão do ar úmido e em alguns casos, ocorrência de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), (Paegle, 1998).

É de grande interesse meteorológico um estudo da corrente de JBN a leste da Cordilheira dos Andes, sobre a América do Sul (AS), pela sua atuação no transporte de umidade da Amazônia para a Bacia do Rio da Prata. Essa corrente de jato se apresenta como uma circulação de mesoescala em baixos níveis e é mais freqüente durante o verão, embora seja notada também em outras estações do ano, como visto em Cavalcanti e Souza (2002). O JBN escoar de norte sobre a região central da AS e paralela à montanha,

dando impulso ao transporte de umidade atmosférica entre a região tropical e as latitudes mais altas. Segundo Marengo *et al.* (2002) o JBN representa uma "esteira transportadora de umidade" que modula o fluxo de vapor d'água entre a Amazônia e a Bacia da Prata, constituindo um sistema de vento com altas velocidades abaixo de 1 ou 2 quilômetros, com uma extensão horizontal de aproximadamente 500 km, dimensão comum de escala subsinótica e mesoescala (a mesoescala compreende os fenômenos de dimensões da ordem de um quilômetro até cerca de 100 quilômetros, com duração da ordem de uma hora a um dia e a subsinótica compreende os fenômenos de dimensões da ordem de 500 quilômetros até cerca de 1500 quilômetros, com duração da ordem de 10 horas a dois dias, desde sua fase inicial até a dissipação).

Um dos primeiros estudos sobre a existência de JBN foi feito por Means (1952) para descrever uma zona de forte intensidade do escoamento de sul, abaixo de 850 hPa no cento-sul da Grande Planície na América do Norte (AN). Blackadar (1957) associou a ocorrência de JBN com o topo da inversão térmica noturna. Alguns anos depois, Bonner (1968) elaborou a primeira climatologia para ocorrência do JBN para a AN, estabelecendo critérios de classificação, baseado na intensidade do vento e do cisalhamento vertical acima do nível do vento máximo. Este critério é o mais conhecido e usado até hoje para identificação de JBN, o qual foi evidenciado posteriormente por Whiteman *et al.* (1997). Stensrud (1996) examinou a ocorrência de diversos casos de JBN em diversas regiões do planeta, e observou que os jatos localizam-se a leste de uma barreira topográfica

acentuada ou onde há um forte gradiente de temperatura entre o oceano e o continente.

Os JBN têm sua origem determinada pela dinâmica de diversos fenômenos presentes na Camada Limite Planetária (CLP) e a sua ocorrência podem implicar também no aparecimento de rajadas de vento na superfície (Cárdenas, 1990). Os JBN são reconhecidos como uma complexa resposta da CLP ao ciclo diurno da forçante térmica e apresentam uma região de máxima velocidade bem definida. Neste sentido, o jato pode ser definido como um escoamento com intensa velocidade em uma estreita faixa vertical com espessura de 2 km acima da superfície, no interior da CLP (Wippermann, 1973).

Os trabalhos de Bonner e Paegle (1970), como também Paegle (1998) e Marengo *et al.* (2002) apontam a similaridade entre as Montanhas Rochosas nos Estados Unidos da América (EUA) e a Cordilheira dos Andes na AS na ocorrência dos JBN. Essas montanhas estendem-se das regiões tropicais até as altas latitudes, bloqueando a circulação em baixos níveis no sentido zonal, e provocando uma canalização do vento (Figura 1.1). Assim, a umidade do Golfo do México na AN e da Amazônia na AS é transportada pelos JBN para a região central desses continentes (Berbery e Collini, 2000). Embora haja uma idéia generalizada que a estrutura do JBN na AS é similar àquela de sua contrapartida norte-americana, não há fortes evidências observacionais em virtude da baixa densidade da rede

observacional dispersa na AS e da escala de comprimento subsinótica do JBN.

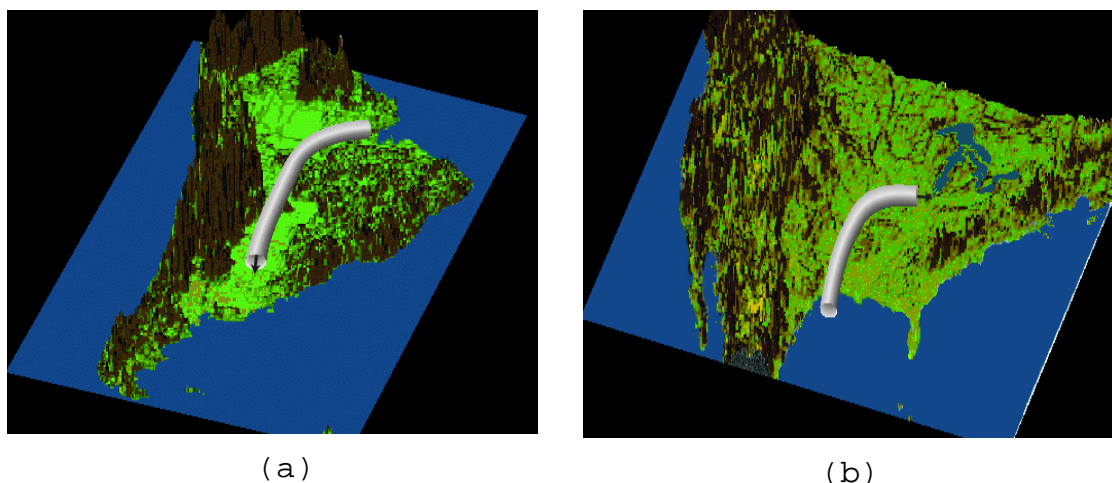


FIGURA 1.1 - Caminho percorrido pelo JBN situado a leste: (a) dos Andes na AS e (b) das Montanhas Rochosas na Grande Planície nos EUA.

FONTE: CLIVAR/VAMOS.

Os principais mecanismos necessários para a ocorrência de JBN na AN são: gradiente horizontal da temperatura causado por heterogeneidade da superfície da terra, oscilação inercial causada pelo efeito de fricção da superfície, e um vento ageostrófico de sul (Wu e Raman, 1997).

O JBN a leste dos Andes tem sido associado à ocorrência de CCM, os quais desenvolvem-se e propagam-se para leste, causando intensa precipitação sobre as regiões sul e sudeste da AS. Vários estudos mostram uma associação entre a presença de JBN e a intensificação e/ou formação de CCM, como os trabalhos de Cavalcanti (1982), Guedes (1985),

Gandu e Geisler (1992), Custódio e Herdies (1994), Stensrud (1996), Whiteman *et al.* (1997), Zhou e Lau (1998) e Souza e Cavalcanti (2004).

Alguns trabalhos como Sugahara *et al.* (1994), Figueroa *et al.* (1995) e Nogués-Paegle e Mo (1997) mostram que há uma correlação negativa entre os JBN e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), pois quando a ZCAS está ativa temos um JBN fraco, havendo diminuição de precipitação na região sul do Brasil, norte da Argentina, Paraguai e Uruguai. Seluchi e Marengo (2000) sugerem que a umidade trazida pelo JBN ajuda a manter a atividade convectiva dos CCM. Um estudo das principais características da circulação atmosférica sobre a AS, para o verão, foi elaborado por Virji (1981), o qual observou que o estabelecimento do escoamento de norte no lado leste dos Andes, é uma situação climatológica típica desta estação.

O jato apresenta uma variabilidade em todas as escalas de tempo: variação diurna (possíveis máximos à tarde ou noturnos); variabilidade sazonal (máximos no verão, mas podem ocorrer ao longo de todo o ano); variabilidade interanual e até possíveis variações de longo prazo (Paegle, 1998; Marengo *et al.* 1999, Marengo e Soares, 2002; Marengo *et al.* 2004).

Cavalcanti e Souza (2002) mencionaram que a maioria dos estudos sobre o JBN com modelos numéricos tem sido realizada com modelos regionais, devido à área

relativamente pequena e bem definida da ocorrência desse jato, como os trabalhos de Berri e Izunza (1993), Douglas *et al.* (1998), Saulo *et al.* (2000) e Berbery e Collini (2000). Entretanto, há necessidade de investigar se os modelos de circulação global podem representar a ocorrência do JBN, o que forneceria um meio de analisar a situação de grande escala associada (Souza e Cavalcanti, 2004).

A grande vantagem dos modelos é a possibilidade de investigar sobre os mecanismos físicos responsáveis pelo desenvolvimento, evolução e características do JBN. Neste sentido, o trabalho de Cavalcanti e Souza (2002) analisa a situação de grande escala associada ao jato com dados observados de reanálise do National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research - NCEP / NCAR (Kalnay *et al.* 1996), de 1979 a 2000, e resultados de uma simulação de 10 anos (1982 a 1991) realizada com o Modelo de Circulação Geral Atmosférico (MCGA) em uso no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Este MCGA é chamado CPTEC/COLA, pois é derivado do Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies (COLA).

O melhor conhecimento do JBN tem sido baseado em resultados de modelos regionais e globais, reanálises globais de centros operacionais ou análise de dados isolados em alguns postos de observações ou de experimentos de campo de curtas durações e localizados em pequenas regiões (Marengo *et al.* 2002; Marengo e Soares, 2002 e Soares, 2004). É com o intuito de obter mais e melhores

observações que possam, eventualmente, ser assimiladas nos modelos de previsão de tempo e clima, que o Experimento de Campo do Jato em Baixos Níveis na América do Sul - Brasil (South American Low Level Jet Experiment, SALLJEX - Brasil) foi proposto. Nesse experimento foram realizadas medidas de campo contínuas e intensas durante o período do verão 2002/2003, e com maior resolução no espaço durante períodos curtos especiais de observações intensivas de 15 dias cada um (ou POIs). O SALLJEX - Brasil é um projeto com colaboração internacional que estuda a variação climática na América do Sul, o qual envolve a Bolívia e o Brasil e os pesquisadores dos seguintes países: Argentina, Peru, Uruguai, Paraguai e Estados Unidos. A partir das observações coletadas (balão piloto e radiossondas) durante a estação chuvosa 2002/2003 deste experimento será possível estudar a estrutura vertical da atmosfera na área de ocorrência do JBN, o que contribuirá para um melhor entendimento do fenômeno. Um dos objetivos do SALLJEX - Brasil foi a obtenção de observações adicionais em vários locais da AS para identificação e estudo das condições atmosféricas na região de ocorrência do JBN e para assimilação dos dados nos modelos de previsão de tempo e clima. Isto também foi feito com o intuito de aprimorar a previsão do tempo e clima no CPTEC.

1.2 - Objetivos

Diante do exposto os objetivos deste trabalho são:

1. Identificar os padrões e as características atmosféricas de escala sinótica que estão associados à ocorrência de jato em baixos níveis na América do Sul.
2. Investigar as condições atmosféricas associadas à ocorrência do JBN e CCM.
3. Analisar a habilidade do modelo do MCGA CPTEC/COLA na simulação desses padrões e características.
4. Analisar os resultados do MCGA CPTEC/COLA durante o experimento SALLJEX.

O fluxo de umidade associado ao JBN alimenta os sistemas que causam intensa precipitação sobre as regiões de grande importância econômica como o Sul e Sudeste do Brasil, Paraguai e norte da Argentina. Portanto, este estudo é importante para estabelecer as condições que favorecem o transporte meridional de umidade entre os trópicos e as latitudes médias e identificar as situações sinóticas associadas ao desenvolvimento dos sistemas convectivos.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Estudos dos JBN na América do Norte

Na região a oeste do continente norte-americano entre a Grande Planície situada a leste das Montanhas Rochosas foram observadas a ocorrência de jatos de sul, os quais atravessam todo o centro dos EUA trazendo a umidade do Golfo do México para a Bacia do Mississipi, região central dos EUA, contribuindo na formação e desenvolvimento de trovoadas noturnas e intensas precipitações. Essa é uma situação típica de circulação local do tipo ventos vale/montanha, ou seja, que ocorrem em regiões montanhosas em associação à presença de um jato em baixos níveis, cuja formação, por sua vez, está relacionada com a circulação.

As circulações locais são muito importantes para o conhecimento regional do tempo, sendo muito ligadas às características fisiográficas da região (montanha, oceano, dentre outros) podendo assumir diversos nomes locais. Os ventos de vale e montanha são também chamados anabáticos e catabáticos. Vários estudos apontam à ocorrência de tempestades noturnas associadas à presença de JBN, pois esse influi no desenvolvimento de tempestades através da origem ou produção de convergência e movimento ascendente, como os trabalhos de Blackadar (1957), Bonner (1968), Whiteman *et al.* (1997), entre outros.

Várias hipóteses surgiram para explicar a ocorrência de ventos fortes em baixos níveis sobre as Grandes Planícies, uma delas foi proposta por Blackadar (1957), o qual usando uma grande rede de observações meteorológicas de superfície e altitude nos EUA, explicou que os fortes ventos não são produzidos por oscilações diurnas nos campos de pressão. Segundo o autor, as ocorrências de JBN na região das Grandes Planícies surgem das oscilações inerciais no interior da CLP, ou seja, durante o dia os ventos na camada limite de mistura são ageostróficos por causa do forte atrito no solo. No pôr do sol quando esse efeito cessa, o gradiente de pressão tende a acelerar o vento que volta a ser geostrófico. Contudo a força de Coriolis induz uma oscilação inercial no vento, causando vento mais acima da superfície com velocidades supergeostróficas no final da noite. Em suma, a explicação do jato por Blackadar (1957) implica que o JBN é estritamente noturno e sugere que oscilação diurna na velocidade do jato é responsável pelo máximo noturno na atividade de tempestades, observada sobre a região central dos EUA. De acordo com Stull (1988), a formação de JBN está associada à dinâmica da CLP sobre superfícies complexas. Segundo Stull, as camadas de ar estratificadas estavelmente (capacidade da parcela de ar retornar à sua posição original após uma pequena perturbação ou deslocamento na vertical) na CLP estável tendem a suprimir a turbulência, enquanto o desenvolvimento do JBN noturno aumenta o cisalhamento do vento, o que tende a gerar turbulência. Assim, o JBN sobre a grande planície aparece em associação à inversão térmica de superfície, com frequência na primavera, e máximo junto ao topo da inversão noturna sob

condições sinóticas para atingir seu máximo desenvolvimento (isto é, intensidade) entre 1 e 3 h.

Um dos primeiros estudos da climatologia básica sobre a ocorrência do JBN na AN foi realizado por Bonner (1968), o qual examinou a estrutura espacial e características temporais dos JBN na região das Grandes Planícies, durante os meses de primavera e verão, identificando a máxima frequência de ocorrência de jato sobre Oklahoma e Kansas, nos EUA. Para estabelecer a climatologia e a cinemática dos JBN, usou dois anos de dados de vento (janeiro de 1959 a dezembro de 1960) de 47 estações de radiossondas espalhadas pelos EUA, nas quais as sondas foram lançadas em dois horários sinóticos 00 e 12 UTC. Bonner (1968) determinou critérios de ocorrência do jato, ou não, fundamentados na associação da posição do vento máximo e do cisalhamento do vento. Essa climatologia determinou que: variações diurnas foram identificadas na frequência de JBN, sendo mais frequentes nas sondagens da manhã do que à tarde, o nível máximo de altura no qual os ventos mais intensos podem ser avaliados como sendo JBN é em torno de 800 - 1000 m e que o JBN médio é de sudoeste, com máxima velocidade entre 18 e 24 m/s. Foi visto também que o JBN é caracterizado por uma oscilação diurna, com máxima intensidade ocorrendo principalmente no início da manhã, associado a uma inversão de temperatura noturna. Com esse estudo (Bonner, 1968) estabeleceu quatro critérios de classificação para identificar os jatos em baixos níveis, abrindo caminho para a série de estudos do jato e também para outras climatologias, que são: Critério_0, Critério_1, Critério_2 e Critério_3. Posteriormente, Whiteman *et alli* (1997)

adicionou um novo critério de classificação (Critério_4), utilizando uma melhor resolução espacial e temporal de série de dados com oito radiossondas diárias do programa Southern Great Plains / Cloud and Radiation Testbed (SGP CART) situado na fronteira entre Oklahoma e Kansas, nos EUA. Estabelecendo cinco categorias para ocorrência do jato, que são:

1. Critério_0 para intensidade do vento igual ou superior a 10 m/s, no nível de máxima intensidade do vento, com um decréscimo de pelo menos 5 m/s acima deste nível e abaixo de 3 km de altura (aproximadamente entre 850 e 700 hPa).
2. Critério_1 para intensidade do vento igual ou superior a 12 m/s, no nível de máxima intensidade do vento, com um decréscimo de pelo menos 6 m/s acima deste nível e abaixo de 3 km de altura.
3. Critério_2 para intensidade do vento igual ou superior a 16 m/s, no nível de máxima intensidade do vento, com um decréscimo de pelo menos 8 m/s acima deste nível e abaixo de 3 km de altura.
4. Critério_3 para intensidade do vento igual ou superior a 20 m/s, no nível de máxima intensidade do vento, com um decréscimo de pelo menos 10 m/s acima deste nível e abaixo de 3 km de altura.

5. Critério_4 para intensidade do vento igual ou inferior a 10 m/s, no nível de máxima intensidade do vento, com um decréscimo de pelo menos metade da velocidade máxima até a altura de 3 km.

Dessa forma, a categoria Critério_0 inclui as categorias dos jatos mais intensos Critério_1, Critério_2 e Critério_3 da mesma forma que a categoria Critério_1 inclui as categorias Critério_2 e Critério_3, e assim consecutivamente. A categoria Critério_4 não inclui e também não está incluída nas outras.

A partir da aplicação desses critérios, Whiteman *et al.* (1997) compararam seus resultados com a climatologia de Bonner (1968) e, observaram que os JBN estão presentes em 46% das sondagens e houve surpreendentemente pouca diferença na frequência de ocorrência com as estações do ano (44,9% no inverno e 47,1% no verão). Entretanto, Bonner declarou que 55% a 60% de todos os jatos nas Grandes Planícies ocorrem durante o verão. A distribuição diurna do JBN mostrou maiores frequências à noite do que durante o dia para ambas as estações, e esta preferência noturna foi mais marcante no verão. Na distribuição de altitude observou-se que a altura do jato máximo ocorreu frequentemente entre 300 - 600m, com um pico entre 300 e 400m. Assim, mais de 57% dos JBN tem sua máxima velocidade do vento abaixo de 500 m, e 83% estão abaixo de 1000m. Foi visto também, diferentes características atmosféricas associadas aos JBN de sul e o vento máximo de norte: os ventos máximos de norte estão associados com alta pressão

em superfície; baixa temperatura e pouca umidade comparada àqueles associados com os jatos de sul, sugerindo que os ventos máximos de norte estão freqüentemente ligados à passagem de frentes fria no sul das Grandes Planícies.

Bonner e Paegle (1970) estudaram a ocorrência dos JBN nas Montanhas Rochosas dos EUA e notaram que esses jatos estão associados com intensa convecção que ocorre durante a estação quente. Por outro lado, observaram que essa montanha estende-se dos trópicos até as altas latitudes e bloqueiam a circulação no sentido zonal, produzindo um efeito de canalização do vento a leste desta montanha. Eles também estudaram a variabilidade diurna para o episódio de jatos, e ressaltam a importância do desacoplamento entre ventos de superfície e os ventos ao nível do jato, ou seja, oscilações diurnas que ocorrem na CLP, de acordo com os estudos de Blackadar (1957) e Stull (1988). A existência de JBN de sul sobre as Grandes Planícies, também foi comprovada pelas análises climatológicas de Arritt *et al.* (1997) usando dados do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) do período de abril a setembro de 1993. Foi realizado um sumário da distribuição geográfica e da freqüência da ocorrência do JBN e um estudo da relação deste com os padrões sinóticos em superfície bem como os campos de vento em altos níveis. Usando os critérios propostos por Bonner (1968) para eventos de JBN, obtiveram mapas de geopotencial compondendo eventos distintos de JBN sobre a área dos EUA, para os níveis altos e médios da troposfera. Eles também sugerem que durante o período quente o JBN provê o mecanismo de interação entre as escalas regional e os padrões sinóticos. Assim, verificaram

que os JBN são estruturas eficientes de transporte de umidade na baixa troposfera, que participam em processos de diversas escalas meteorológicas espaciais e temporais, devido às situações do escoamento de grande escala associadas ao desenvolvimento dos JBN mais intensos.

Wu e Raman (1997) revelaram importantes características do JBN e os mecanismos de desenvolvimento e ocorrência, usando o modelo numérico de mesoescala da North Carolina State University (NCSU), que consiste de três sistemas: a atmosfera, a vegetação e o solo. O modelo tem habilidade em separar os efeitos térmicos e aerodinâmicos da cobertura heterogênea da superfície e da inclinação da encosta na indução e desenvolvimento dos JBN. Nesse estudo numérico idealizado, eles conduziram alguns experimentos para determinar os efeitos do tipo de solo/vegetação e a atmosfera sobre a circulação de mesoescala, especialmente sobre o JBN. Sendo assim, os autores revelaram que: (a) os contrastes térmicos gerados pela heterogeneidade da superfície da terra podem ter impactos significativos na formação e na manutenção do JBN, influenciando no desenvolvimento das circulações de mesoescala. Na realidade, como existe a heterogeneidade em microescala (1 - 10 km) e mesoescala (10 - 100 km), o que ocorre é a superposição das respectivas circulações locais induzidas; (b) um jato bem definido ocorre à noite para todos os tipos estudados de solo; e (c) a circulação de mesoescala e o JBN têm significativa variação diurna. Embora os JBN tivessem sido simulados em condições ideais, eles foram similares aos observados quanto à sua significativa oscilação diurna, sua formação à noite, e ocorrência do seu pico de

intensidade no início da manhã. Portanto, Wu e Raman (1997) classificaram os JBN na escala meso- β , com características espaciais entre 20 e 200 km de largura, que ocorrem dentro dos dois primeiros quilômetros da atmosfera, associados a uma forte oscilação diurna do vento seguida por aceleração noturna na CLP. As características do jato simulados nas experiências numéricas foram consistentes com as observações, e assim definiram que a formação do JBN ocorre em razão da aceleração do escoamento associada a:

- oscilação inercial no campo do vento;
- bloqueio topográfico;
- canalização e confluência ao redor da topografia;
- efeito baroclínico causado pelo contraste térmico na superfície;
- forçantes de escala sinótica.

2.2 - Estudos dos JBN na América do Sul

O JBN de norte sobre a AS tem uma largura de várias centenas de quilômetros, mas não é tão extenso quanto o JBN da Somália localizado a leste das regiões elevadas na África, cuja largura abrange muitos quilômetros sobre o Oceano Índico. Com relação aos jatos que ocorrem nos EUA e na AS alguns estudos apontam semelhanças entre eles e, apesar dos Andes serem mais estreitos e mais altos que as Montanhas Rochosas, é visto que nos dois casos: há uma circulação regional que transporta umidade para o interior

do continente; ambos são bloqueados e canalizados por uma barreira topográfica e modulam fortemente o ciclo diurno da convecção profunda.

O JBN a leste dos Andes estende-se ao longo da Cordilheira dos Andes a partir do norte do Peru, sobre a Bolívia, Paraguai, podendo atingir o norte da Argentina e o Sul-sudeste do Brasil. Esse jato tem um importante papel na modulação do balanço hídrico atmosférico e precipitação na Bacia do Rio da Prata (Berri e Izunza, 1993), já que transporta umidade desde a região Amazônica até o interior da Argentina (Berbery e Collini, 2000). Ele também modula a dispersão de poluentes produzidos por queimadas da Região Amazônica para a Bacia do Rio da Prata (Paegle, 1998), aumentando a dispersão horizontal das partículas e transportando o poluente atmosférico emitido na superfície até 250 km da fonte (Karam, 2002).

Sobre a Região Amazônica, há atuação de uma massa de ar equatorial continental, área dominada por baixas pressões em superfície. Nessa região predominam os movimentos convectivos, intensificados pela convergência dos ventos alísios de nordeste. Os ventos que escoam do Oceano Atlântico sobre a região tropical, ao encontrar a barreira da Cordilheira dos Andes, tornam-se de norte e noroeste a leste da montanha (Satyamurti *et al.*, 1998). A presença de JBN, em aproximadamente 850 hPa, está associada ao transporte de umidade necessário para a formação de nuvens e precipitação nos CCM. Os CCM movem-se para leste de sua região fonte no norte da Argentina e Paraguai até

afetar a parte sudoeste do Brasil e do Uruguai, causando intensa precipitação.

Virji (1981) analisou as circulações regionais e a influência da topografia usando dados de vento derivados de imagens do satélite geoestacionário SMS - I, durante os meses de janeiro e fevereiro de 1975 a 1977. Nesse estudo identificaram-se os seguintes pontos:

- Os alísios de NE dominam toda a região ao norte do Equador e penetram no continente sobre a bacia do rio Amazonas até o lado leste dos Andes. Os alísios de norte mais fortes produzem um vento de NW de baixa altitude, mais intenso a leste dos Andes e aumentam a advecção de vapor d'água proveniente da Amazônia;

- O estabelecimento de um escoamento de norte em baixos níveis sobre a região Amazônica, a leste dos Andes em torno de 10° S, 65° W, que se torna de NW e alcança velocidade máxima relativa superior a 10 m/s e em dias específicos pode atingir 25 m/s, é uma situação climatológica típica do verão na AS;

- No verão, existe divergência em altos níveis e convergência em baixos níveis, implicando em movimentos ascendentes principalmente sobre a Bacia Amazônica, S/SE do Brasil, Bolívia e norte da Argentina (Virji, 1981).

Os CCM são os principais responsáveis pela precipitação em regiões tropicais. A ocorrência dos CCM a sotavento de cadeias de montanhas como os Andes, e seu hábito noturno, podem ser explicados por uma associação de

uma condição sinótica favorável com as circulações locais termicamente induzidas, causadas pelo gradiente horizontal de temperatura. Diversos autores mostraram que os JBN ocorrem com maior frequência durante o período noturno, e que contribuem para o desenvolvimento e manutenção das tempestades noturnas, como os trabalhos de Cavalcanti (1982), Guedes (1985), Paegle (1987, 1998), Dapozzo Ibanez (1995) e Corrêa *et al.* (2002), entre outros.

Cavalcanti (1982) observou na análise da atividade convectiva noturna, usando os dados de vento do NCAR e imagens de satélite do NOAA, que o escoamento de grande escala em baixos níveis é propício à formação do JBN, o qual é responsável pela atividade convectiva noturna. Foi mencionado também, que o escoamento de norte transporta uma grande parte do vapor d'água da Amazônia, necessário para o desenvolvimento de tempestades convectivas no continente, e por ter a contribuição do escoamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul, os ventos podem acelerar para valores supergestróficos, originando os JBN ou jatos noturnos. Guedes (1985) observou que a existência de um jato de norte em baixos níveis (850 hPa) que proporciona forte advecção de ar quente e úmido era a característica principal das condições médias associadas à formação de CCM. Foi sugerido nesse estudo que o rápido transporte de calor e umidade na baixa troposfera favorecia essas instabilidades. A borda sul desse jato costuma coincidir com a posição do CCM, em uma área onde há forte convergência de umidade.

A existência de um JBN intenso no lado leste dos Andes, em torno de 30°S, foi vista nas análises do European Center Meteorological Weather Forecast (ECMWF), indicando a possibilidade de ocorrer substancial transporte de umidade desde a região Amazônica para alimentar os CCM no norte da Argentina, devido a um bloqueio na circulação causado pelos Andes (Paegle, 1983). Paegle (1987) descreveu o jato noturno em baixos níveis como um importante mecanismo para iniciar a convecção ao longo da costa leste dos Andes, através de sua contribuição para o transporte de umidade. A formação de CCM nas primeiras horas da manhã, sobre o norte da Argentina e Paraguai, coincide com a região de desaceleração do JBN, máxima advecção quente e convergência de umidade na baixa troposfera (Custódio e Herdies, 1994).

Em um estudo sobre a ocorrência de JBN no Estado de São Paulo foi realizado por Cárdenas (1990) através de radiossondas lançadas em três dias consecutivos da cidade de Bauru em janeiro de 1983. Nesse período foi observada a passagem de duas frentes frias sobre o litoral do Estado, onde se formaram e desenvolveram-se um JBN noturno no período pré-frontal (vento de NE) e dois pós-frontais (vento de SE). Nestes casos, o JBN desenvolve-se em resposta a: oscilação inercial, baroclinicidade de mesoescala e sinótica e desacoplamento noturno da camada residual. Com dados das análises do ECMWF, Sugahara *et al.* (1994) mostraram na composição do campo de pressão à superfície em dias com ou sem jato, que a Baixa do Chaco é mais intensa e organizada em dias com jato e a tendência da pressão nos dias anteriores à ocorrência do jato indicam a passagem de um distúrbio ondulatório de latitudes médias.

Assim, sugerem que o JBN é forçado pelas ondas baroclínicas, que se propagam de oeste para leste com comprimento de onda típico de 2500 km, as quais atuam na diminuição da pressão em baixos níveis na parte sul da AS. Esta situação implicaria em um fluxo de norte dirigindo-se para latitudes mais altas, e transportando calor e umidade para a parte central da AS. Foi visto também, que a convecção era intensa e concentrada nos dias com atuação do jato na região onde tipicamente ocorrem os CCM subtropicais. Nesse mesmo estudo, observaram que a convecção foi menos intensa na região da ZCAS em dias com JBN.

2.2.1 - Variabilidade Diurna da Camada Limite Planetária em Relação à Formação dos JBN

As modificações da cobertura do solo geram mudanças no balanço de energia que, por sua vez, interage e modifica a CLP. A CLP é a parte mais baixa da atmosfera, onde ocorre a interface entre a superfície e a atmosfera, no máximo, 2 a 3 quilômetros de altura. Os diversos fluxos fornecidos pela superfície, tais como: calor sensível (que responde diretamente ao regime de chuvas e à quantidade de água no solo) e calor latente (Evapotranspiração), interagem com a baixa troposfera através de processos turbulentos e transferem verticalmente energia, vapor d'água e CO₂ na CLP. As diferenças existentes no tipo de solo da superfície e na rugosidade do terreno contribuem diretamente na maneira como a CLP influencia este transporte de energia, bem como altera o estado dinâmico da mesma.

Diversos estudos observacionais e simulações numéricas feitos em várias regiões identificaram as características principais do JBN, no interior da CLP, pela existência de uma estreita faixa vertical contendo ventos máximos acima de 100m ou mais e cujos valores extremos foram da ordem de 10 a 40 m/s (Dapozzo, 1995; Fisch, 1996; Corrêa et al., 2002; entre outros).

A modulação diurna da intensidade do JBN, que induz à formação preferencial do jato noturno é devido a dois fatores: mistura turbulenta e circulação vale/montanha. Durante o dia, há aquecimento da superfície e conseqüentemente as correntes ascendentes de ar aquecido se elevam (turbulência térmica) até atingirem o topo da camada de inversão, também chamada de camada limite noturna, permitindo assim o desenvolvimento vertical da camada limite (Figura 2.1). A turbulência térmica é máxima durante o máximo aquecimento da superfície - no meio para o final da tarde, misturando os fortes ventos existentes acima com os fracos ventos próximo à superfície - gerando intensa turbulência mecânica. A camada limite é bem misturada devido aos efeitos de turbulência térmica e mecânica. A mistura vertical faz com que parcelas de ar aceleradas no nível do jato sejam constantemente substituídas por parcelas de movimento horizontal lento vindas da camada superficial. Por sua vez, o ar descendente é desacelerado pela fricção ao atingir os níveis mais baixos. Assim, a turbulência vertical age como se propagasse o atrito para cima, prejudicando o desenvolvimento do jato.

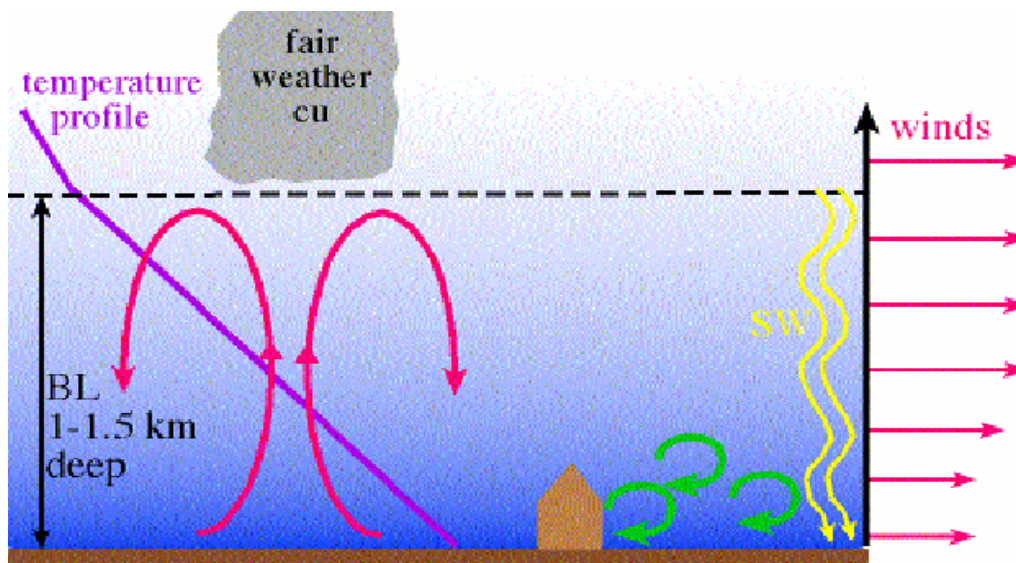


FIGURA 2.1 - Mostra a turbulência térmica gerada pelo aquecimento da superfície.

À noite, ocorre enfraquecimento moderado da turbulência mecânica, começando a se desenvolver a camada limite noturna. Esta camada é muito mais rasa (entre 100m ou menos), refletindo o fato de que a mistura limita-se apenas às imediações da superfície, não atingindo o nível de ocorrência do jato (1000m ou mais). Por não ser substituído constantemente por ar superficial, o ar neste nível pode ser acelerado sem interrupção, atingindo velocidades mais altas do que durante o dia, ou seja, com o desacoplamento do escoamento acima da camada estável noturna, os ventos podem acelerar sem o efeito do atrito (Figura 2.2). Em suma, essa camada apresenta uma altura e uma mistura turbulenta maior durante o período diurno, e uma espessura menor com uma estratificação mais estável no período noturno (Blackadar, 1957). Esse fato é favorável à geração de JBN em baixas altitudes e mais intensos no

período da madrugada, com características supergeostróficas.

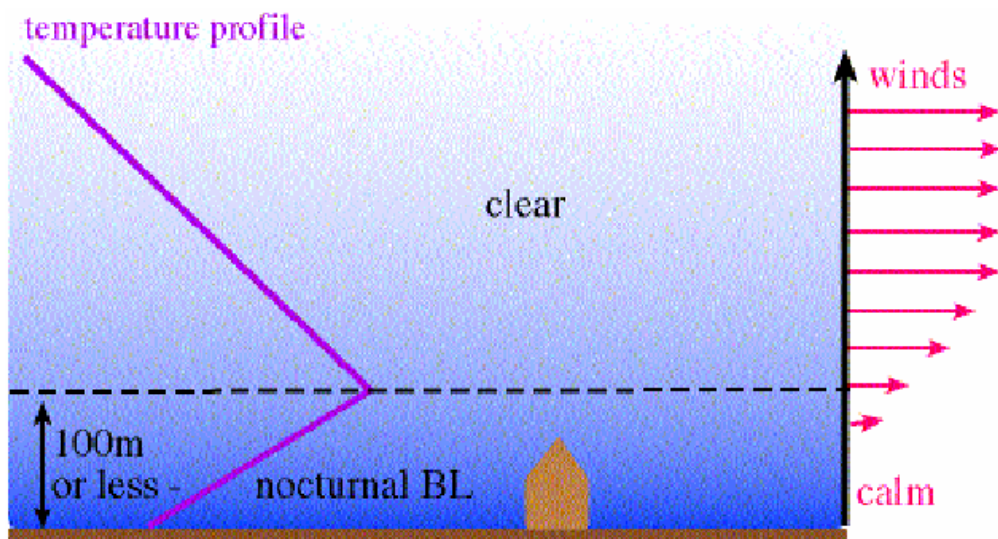


FIGURA 2.2 - Mostra os ventos calmos perto da superfície se intensificam acima da camada de inversão.

Para entender a dinâmica da CLP é importante estabelecer as condições médias com o ambiente no qual esta CLP cresce. Em áreas continentais, a turbulência na CLP é mantida, primariamente, pela produção de empuxo térmico durante o dia e pela produção mecânica (associada com o cisalhamento vertical) durante a noite. As intensidades das produções térmicas e mecânicas são fatores que contribuem para a evolução vertical da CLP, além de outros fatores como a estabilidade da atmosfera livre. Estas produções (térmicas e mecânicas) dependem das trocas turbulentas de superfície. Diversos estudos observacionais e de modelagem têm sido aplicados à interpretação da

estrutura e evolução da CLP, através de experimentos de campo e simulações, dos quais alguns serão descritos.

Em um estudo de simulação bidimensional de circulações locais forçadas pelos Andes para o verão, Dapozzo (1995) mostrou que durante à noite um escoamento catabático, ou seja, ar frio e denso descendo ao longo da encosta leste dos Andes, em direção das áreas mais baixas e mais aquecidas, pode atingir mais de 500 km a leste da montanha. Esse escoamento de norte, mais intenso à noite, apresenta um máximo no vale a leste dos Andes em aproximadamente 1000m de altitude. Foi visto também, que o escoamento converge e atingir a região do vale dos rios Paraguai e Paraná, explicando o hábito noturno da ocorrência dos CCM sobre essas regiões. Em estudos observacionais em áreas florestais e de pastagem na região da Amazônia, utilizando dados do RBLE2 e RBL3, Fisch (1996) mostrou que a CLP é mais desenvolvida na área de pastagem (2.000 a 2.2000m) e menor na área de floresta (1.000 a 1.200m), devido à maior devolução de energia solar da superfície em forma de fluxo de calor sensível e também, pela turbulência mecânica. Mas observou que a CLP convectiva na área de pastagem não é bem representada por modelo unidimensional. O autor justifica que isto se deve, provavelmente, à presença de circulação secundária (brisa de floresta). Neste trabalho Fisch (1996) usou um modelo de mesoescala (RAMS) e obteve resultados evidenciais de circulações secundárias originadas pelo contraste floresta-pastagem.

Stivari (2000) analisou a CLP em Itaipu com 188 sondagens realizadas a 20 km do Lago de Itaipu, localizadas no aeroporto de Foz de Iguaçu às 08:30 HL, e observou que a altura durante o dia da camada limite de mistura era da ordem de 1000 até 2500m e a camada limite noturna tinha uma extensão entre 400 e 600m. Assim, notou que durante o dia a CLP atingiu níveis de até 2500m indicado por uma intensa mistura térmica resultante do aquecimento diurno. Durante a noite, a inversão térmica indicou um resfriamento noturno intenso. Esse padrão foi observado com maior frequência quando a região estava sob o domínio da alta subtropical do Atlântico Sul. Foi observada a presença de JBN em cerca de 110 dias (58,5%), e o desenvolvimento dos jatos, em sua maioria, entre 300 e 400m.

Análises com os dados gerados pelo sistema de radiossondas "VIZ - Manufacturing Company, dos Estados Unidos", no aeroporto Internacional Salgado Filho em Porto Alegre, foram realizadas por Corrêa et al. (2002), para o período de dezembro de 1995 até novembro de 1999, às 12:00 UTC. Eles utilizaram a classificação proposta por Bonner (1968), e mostraram para as ocorrências de 325 JBN, que as alturas dos JBN dentro desse período apresentaram a seguinte distribuição: 36,3% dos JBN ocorreram abaixo de 500m, 48,6% entre 500/1000m, 13,8% entre 1000/1500m e 1,2% entre 1500/2000m. Os JBN apresentaram duas direções predominantes bem definidas, uma de norte, que caracteriza os JBN dos Andes e a outra de leste, em associação à retroalimentação e organização a leste dos CCM. Não houve diferenças significativas na frequência de ocorrência do

JBN considerando os critérios Critério_0 e Critério_1. Das 15 ocorrências de Critério_3, com valores de ≥ 20 m/s, 12 ocorreram entre março e setembro de 1997, quando os JBN apresentaram maior intensidade e maior frequência.

2.2.2 - O Efeito dos Andes, Oscilação Inercial e o Ocasional Acoplamento do JBN ao JAN

A América do Sul estende-se de 10° N a 60° S e possui a cordilheira mais longa do mundo, conhecida por Cordilheira dos Andes. É a segunda maior cadeia de montanhas do mundo, prolongando-se meridionalmente por 7.500 quilômetros desde as pequenas elevações que se erguem junto ao Mar do Caribe, nas costas da Venezuela e da Colômbia, até o extremo sul no Cabo Horn na Terra do Fogo, cruzando diversas zonas climáticas. Sua porção central divide-se em dois ramos, uma dela, circundando uma cadeia de montanhas com menor altitude, aproximadamente 3800 km e 250 km largura, esta cadeia de montanhas é conhecida como o Altiplano ou Platô Boliviano (Garreaud, 1998). A presença de montanhas, como no caso, a cordilheira dos Andes na AS, torna-se um fator necessário para bloquear e canalizar o escoamento dos ventos alísios em uma direção (Figura 2.3a).

O aquecimento ou resfriamento do ar apresenta-se diferente sobre o vale e a montanha, produzindo uma circulação secundária chamada ventos vale-montanha, e esta em direção às montanhas, fica submetida a efeitos inerciais. Durante o dia, forma-se uma circulação provocada devido ao gradiente de temperatura que se estabelece entre

a montanha e o centro do vale (no sentido vale-montanha). Durante a noite, quando esse efeito cessa, o gradiente tende a acelerar o vento que volta a ser geostrófico, e o sentido do escoamento é montanha-vale. Neste ponto, a única força que irá atuar é a Força de Coriolis, a qual induz uma oscilação inercial no vento, fornecendo uma componente para sul, Figura 2.3b. Neste mecanismo supõe-se o desenvolvimento do JBN em um período correspondente à metade do período inercial $P = |f|^{-1}$, onde f é o Parâmetro de Coriolis. Portanto, a existência da circulação secundária no mesmo sentido do escoamento de grande escala conduz a uma aceleração do vento na região, contribuindo para a formação do JBN, o qual pode ser um vento supergeostrófico no final da noite.

As oscilações diurnas da velocidade do JBN são consideradas responsáveis pelos máximos anômalos e noturnos da freqüência de tempestades observadas no sul da AS, e conseqüentemente, da freqüência de cumulonimbus que lhes são associadas (Cavalcanti, 1982).

A formação do JBN acoplado ao Jato em Altos Níveis (JAN) pode ocorrer abaixo da região de saída (entrada) de um JAN apresentando um escoamento de ar que sofre ascensão pelo lado S (N) em direção à região de maior divergência do JAN. Neste caso, os eixos dos JBN e JAN são praticamente perpendiculares, como mostra a Figura 2.3c. A formação de JBN noturno é resultado da sobreposição dos escoamentos geostrófico de grande escala e ageostrófico - esse último, associado à evolução diurna na CLP sobre o terreno

inclinado (Uccellini e Johnson, 1979) e seria um fator importante para explicar o início do CCM.

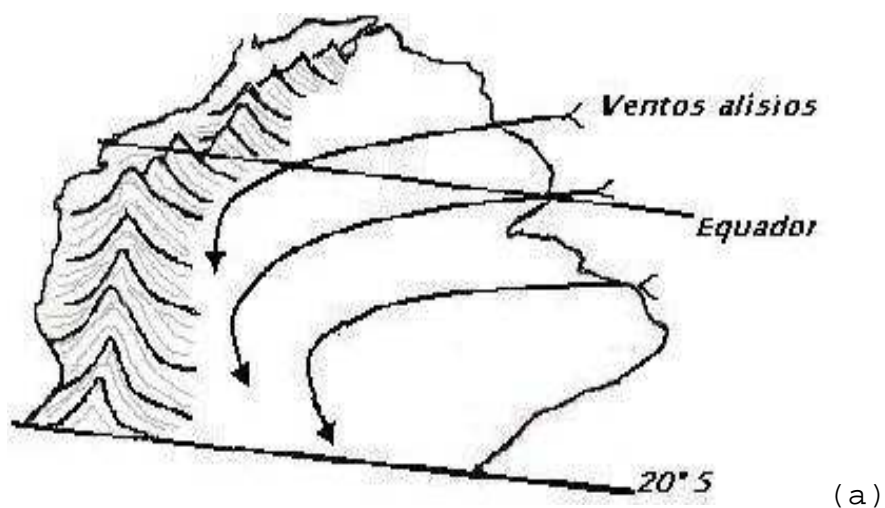


FIGURA 2.3 - (a) Efeito dos Andes na canalização dos ventos em uma direção, (b) Circulação local montanha-vale e (c) ocasional acoplamento entre escoamentos de JAN e JBN.

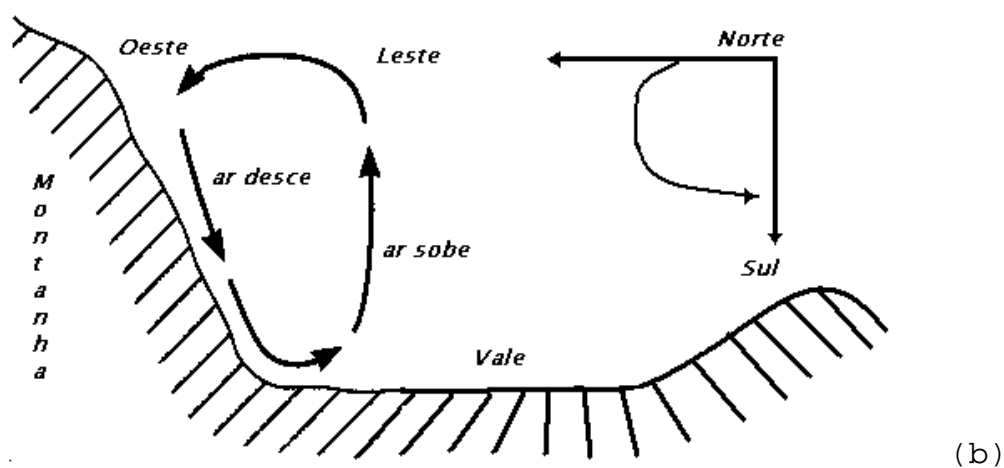
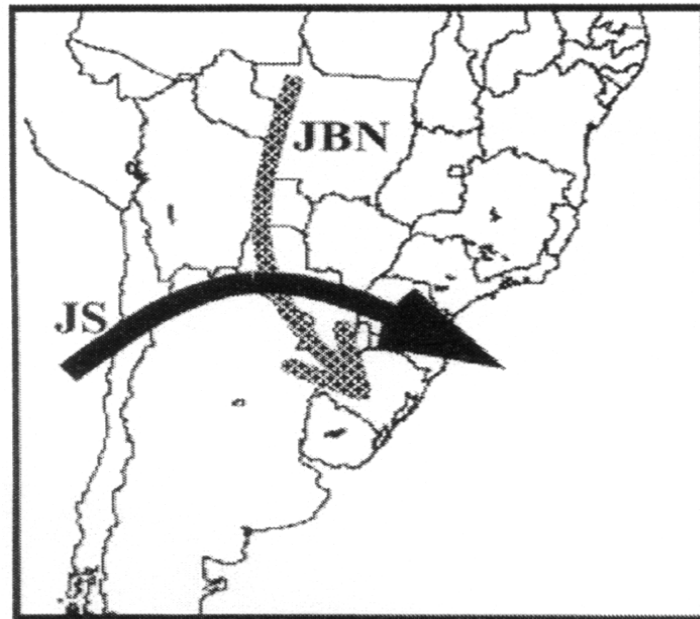


FIGURA 2.3 - (b) Continuação



(c)

FIGURA 2.3 - (c) Conclusão

2.2.3 - Experimentos de Simulação do JBN com Modelos Numéricos

Um dos primeiros experimentos numéricos de simulação do JBN sobre a AS foi realizado por Berri e Izunza (1993), com um modelo de mesoescala da Universidade de Utah - Salt Lake City, nos EUA. Com o objetivo de obter os campos de vento em baixos níveis, utilizando apenas as sondagens de duas estações em Salta e Resistência na Argentina para avaliar os resultados, foram identificados e simulados dez casos de ocorrência e dez de não ocorrência de JBN. O modelo também foi usado para calcular o transporte meridional de vapor d'água, identificando o JBN como um meio eficiente de transporte de umidade para o sul. Com o cálculo do transporte meridional de vapor de água, ficou evidente que o JBN era uma maneira eficiente de transportar

essa umidade. Depois, Douglas *et al.* (1998) analisaram as saídas dos resultados do modelo regional Eta em operação no CPTEC, e compararam a estrutura vertical do vento, com dados de radiossondas do projeto Pan American Climate Studies/Sounding Networks (PACS/SONET) para o verão de 1998 em Santa Cruz de la Sierra - Bolívia. Nesse estudo, identificando os casos de ocorrência de JBN, foi possível explorar um pouco mais a estrutura, características e variabilidade temporal do JBN a leste dos Andes com a finalidade de avaliar o desempenho do modelo. A altura de máxima velocidade do vento dentro da camada atmosférica onde ocorrem eventos de JBN de norte foi bem prevista, encontrada em 1000 m nos resultados do modelo, e em 1700 m, nos dados observados. Foi confirmado um importante ciclo diurno com um máximo noturno as 00 UTC, nos resultados do modelo. Posteriormente, Saulo *et al.* (2000) e Berbery e Collini (2000) utilizaram os produtos de modelos regionais para aprofundar o conhecimento do balanço hídrico na região Sul/Sudeste e os padrões da circulação na área da Bacia da Prata. Ao estudarem o fluxo de vapor d'água na AS determinaram a existência de um JBN a leste dos Andes, que atua como um corredor de umidade entre a Amazônia e a Argentina.

Saulo *et al.* (2000) procuraram identificar melhor o JBN, usando resultados de previsão do modelo Eta/CPTEC do período de monitoramento de campo do projeto PACS/SONET, no verão de 1997-1998. Para identificar a ocorrência de JBN modificaram o critério 1 Bonner para o modelo. Neste novo critério, exige-se que pelo menos num dos tempos individuais (00, 06, 12 e 18 UTC) seja encontrado, que a

velocidade do vento exceda 12 m/s em algum nível de pressão entre a superfície e 850 hPa, que a componente meridional do vento seja para o sul e que a diferença do cisalhamento vertical entre os ventos em 850 e 700 hPa e/ou entre 900 e 700 hPa seja de pelo menos 6 m/s. Assim, observaram na circulação em baixos níveis um padrão de convergência no campo de fluxo do vapor d'água da Amazônia para o sul da AS, que muitas vezes é interrompida devido às frentes frias que chegam à parte subtropical da AS. No balanço de umidade realizado, a principal componente do fluxo de umidade foi de N-S em baixos níveis, mostrando ser a principal fonte de umidade na área da Bacia da Prata.

Com resultados de outra versão do modelo Eta/NCEP, Berbery e Collini (2000) mostraram um fluxo de umidade em 950 hPa onde se podem perceber os principais aspectos da circulação em baixos níveis. Sobre a bacia da Amazônia e o Oceano Atlântico tropical observou-se um fluxo forte de umidade associada com os ventos alísios, o qual direcionado para sul e a leste Cordilheira dos Andes está associado com um máximo noturno de precipitação sobre a bacia do Rio da Prata, ligado com o JBN. Os autores consideraram que o JBN na AS é potencialmente mais forte que aquele da AN, apresentando algumas diferenças estruturais. A seção transversal do fluxo de umidade meridional em 20°S mostrou que o mesmo encontra-se concentrado abaixo do nível de 700 hPa, com um máximo de $180 \text{ gkg}^{-1} \text{ m/s}$ entre 850 - 900 hPa. Os padrões de convergência de umidade e de precipitação simulados em Berbery e Collini (2000) mostraram um ciclo diurno coerente com máximos noturnos esperados na precipitação, mas com erros na magnitude destes. Esses

máximos encontraram-se relacionados com o incremento noturno da forçante dinâmica exercida pelo JBN. O estudo mostrou um máximo noturno na precipitação centrado na bacia da Prata e um máximo diurno no sul desta bacia ao longo do JBN. Para entender os processos forçantes de precipitação usaram a energia convectiva potencial disponível como indicador de convecção, e a velocidade vertical em 500 hPa, como representante dos processos dinâmicos de grande escala. Os resultados mostraram um máximo na atividade convectiva perto das 20:00 UTC.

Gandu e Geisler (1992) e Figueroa *et al.* (1995) obtiveram conclusões similares usando diferentes modelos numéricos sobre o efeito da topografia, e mostraram que os Andes exercem um papel fundamental no estabelecimento do escoamento de norte em baixos níveis, na sua encosta leste, na presença de fontes de calor na Amazônia, típicas da estação de verão. Assim, observaram que os Andes não participam na formação das ZCAS, mas intensificam o fluxo em baixos níveis, que é responsável pela localização da máxima precipitação observada durante o verão em torno de 60° - 50° W e 7° - 15° S. Com esse trabalho, Figueroa *et al.* (1995) mostraram que a Baixa do Chaco pode ser também uma resposta dinâmica à fonte de calor no sul/sudeste da Amazônia e Brasil Central. A Baixa do Chaco é também modulada por sistemas baroclínicos transientes que afetam a intensidade do jato de norte em baixos níveis, independentemente da organização e intensidade da convecção tropical. Por outro lado, a relação do jato com a ZCAS apresenta correlação negativa, pois o jato sobre o Paraguai

torna-se mais intenso nos dias em que a ZCAS está enfraquecida ou ausente na região Sudeste.

Em SON, os ventos alísios de NE oriundos do Saara e que cruzam o Oceano Atlântico Equatorial começam a invadir o continente e região da Amazônia e chegam ao leste dos Andes durante o final SON e início DJF, trazendo umidade para o continente e ocorrência de chuvas para a Bacia do Prata e região Sul/Sudeste do Brasil. Durante o verão, como o continente encontra-se mais aquecido, a entrada de umidade faz com que ocorra uma grande liberação de calor latente devido à formação de grandes nuvens sobre o platô altiplano e é mais chuvoso devido a formação de ZCAS, AB, VCAN e JBN (Zhou e Lau, 1998). A Figura 2.4 apresenta as principais características da circulação atmosférica sobre AS na estação de verão, vistas por Zhou e Lau, 1998. Esta característica foi também descrita por Virji (1981), o qual observou que o escoamento de norte-noroeste em baixos níveis intensifica-se ao longo da encosta subtropical a leste do Andes e torna-se ciclônico sobre a região da baixa do Chaco, onde a convecção contribui na intensificação da Baixa do Chaco, que fortalece a convergência de ar úmido.

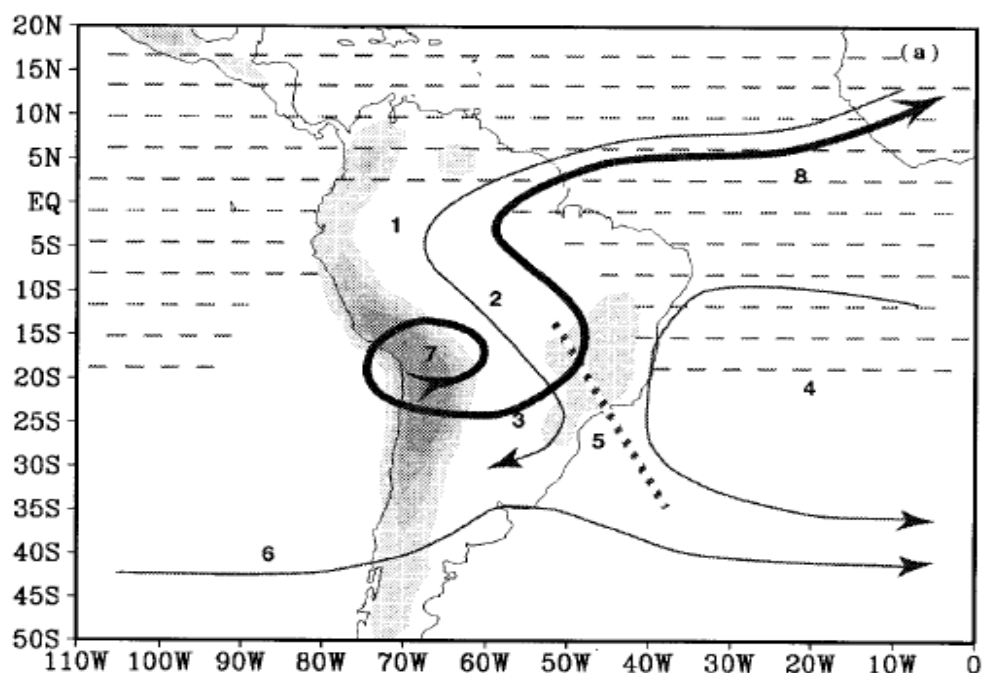


FIGURA 2.4 - Ilustração esquemática que evidencia as principais características da circulação atmosférica sobre AS na estação de verão. A área sombreada representa a topografia. As áreas onde os ventos de leste prevalecem são indicadas por linhas tracejadas. Os correspondentes números caracterizam os seguintes: 1) escoamento em baixos níveis através do Equador, 2) ventos que vêm de noroeste, 3) Baixa do Chaco, 4) Alta Subtropical, 5) ZCAS, 6) ventos que vêm de oeste em latitudes médias, 7) Alta da Bolívia e 8) O fluxo retornando em altos níveis.

Em um estudo observacional para identificar e descrever períodos com abundância e déficit das chuvas sobre a AS durante o verão, Nogués-Paegle e Mo (1997) utilizaram as reanálises do NCEP/NCAR para documentar os fluxos de umidade dos trópicos para a Argentina e o sul do Brasil, usando também campos de OLR. Seu estudo destaca a relação entre o JBN e a variabilidade de grande escala nos

trópicos e na ZCAS. Assim, mostraram que períodos de intensificação das ZCAS sobre o sudeste são associados com déficit de chuva na parte sul do Brasil e no Nordeste, devido à subsidência que afeta essas regiões, e os períodos sem ZCAS são associados com déficit de precipitação no sudeste. A alternância entre períodos com e sem ZCAS foram relacionados com a posição das Altas do Pacífico Sul e Subtropical. Nesse mesmo trabalho, eles indicam algumas diferenças existentes entre o JBN das planícies nos EUA e o da AS. Enquanto a fonte de umidade do primeiro é água (o golfo do México), o outro tem uma fonte de umidade continental (Amazônia). Além disso, outras diferenças são notadas, por exemplo, o JBN das planícies da AN tem um ciclo anual marcado, com o jato que se desenvolve durante o verão. Em contrapartida, o jato da AS atua durante todo o ano (Cavalcanti e Souza, 2002) com maior transporte de umidade da Amazônia no verão (Marengo et al., 2004).

O fluxo de norte de ar quente e úmido, em baixos níveis, em direção às altas latitudes é importante para o processo de formação e manutenção de CCM, como visto em Seluchi e Marengo (2000). Eles mostraram, num estudo sobre troca de massa de ar entre as latitudes médias e tropicais no verão e inverno na AS, que a entrada de um sistema frontal em latitudes subtropicais no verão aumentou a convergência (divergência) em baixos (altos) níveis na região da ZCAS, estimulando o desenvolvimento de CCM que intensificaram consideravelmente a atividade convectiva na área da ZCAS. Em análise de resultados diários de uma simulação climática com o MCGA CPTEC/COLA e dados de

reanálise do NCEP/NCAR, Cavalcanti e Souza (2002) observaram a maior frequência de ocorrência de JBN nos dados de reanálise no verão e inverno, enquanto no modelo a maior foi no inverno, com poucos casos no verão. Foi visto também, que nos dados de reanálise ocorrem mais casos no horário das 06:00 UTC, indicando a característica de jato noturno. As características comuns nos dois conjuntos, em todas as estações, foram a presença de um sistema frontal no sul do Brasil, indicada pela confluência dos ventos em baixos níveis; um cavado em médios e altos níveis a oeste do jato e ventos de leste em baixos níveis mais fortes sobre o norte da AS.

Episódios de JBN podem acontecer durante todas as estações do ano na AS (Cavalcanti e Souza, 2002), enquanto o JBN da AN tem um ciclo anual marcado e desenvolve-se durante a estação quente (Nogués-Paegle e Mo, 1997). Entretanto, Marengo *et al.* (2004) viram que de fato as reanálises produzem as características principais que seriam típicas de um JBN, com o fluxo úmido do norte a leste dos Andes e que essa ocorrência é maior entre os meses de dezembro e fevereiro. Marengo e Soares (2002) observaram na estação de Santa Cruz - Bolívia uma grande variabilidade interanual do jato que pode dar uma primeira aproximação ao ciclo anual do JBN, (Figura 2.5). O ciclo diurno mostrou a máxima intensidade de ocorrência de JBN entre 00 e 12Z. Nesse estudo foi também analisado um evento de JBN intenso no dia 15 de abril de 1999 em Santa Cruz de la Sierra - Bolívia. Nos dados observados pela radiossondagem, foi identificado também um transporte

meridional de umidade para o sul. A ocorrência desse jato foi seguida pela entrada de uma frente fria no dia 17, a qual transportou ar seco e frio do sul, na região, onde o JBN dominava dois dias antes. Entretanto, os dados de reanálise para este caso mostraram ventos de sul no dia de máximos ventos observados em baixos níveis, indicando que algumas vezes esses dados podem subestimar a ocorrência do jato. Essas diferenças podem ser associadas às poucas observações de ar superior existentes na região. Uma combinação das reanálises com observações de ar superior (balão piloto e radiossonda) e observações de superfície, foram sugeridas por Marengo *et al.* (2002), para melhor definir a estrutura e características sinóticas do JBN.

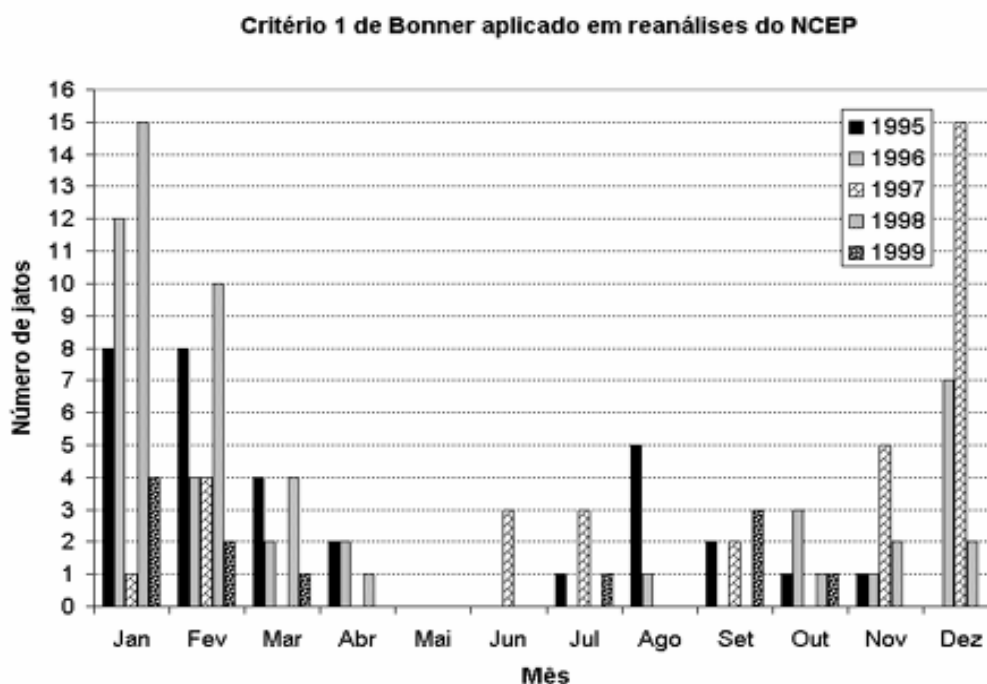


FIGURA 2.5 - Número de episódios de JBN desde 1995 até 1999, segundo as reanálises do NCEP usando o critério de Bonner para Santa Cruz. FONTE: Marengo e Soares (2002).

CAPÍTULO 3

DADOS E MÉTODOS

Neste Capítulo são apresentados os dados e métodos que foram utilizados no desenvolvimento desse estudo.

3.1 - Dados Utilizados

Para o estudo proposto foram utilizados:

1. Os dados diários das reanálises do NCEP/NCAR (Kalnay *et al.* 1996), considerando o período de 1979 a 2002, em 4 horários (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC). Este conjunto de dados é derivado de dados observados globais, os quais são aplicados no modelo operacional de análise e prognóstico Medium-Range Forecast (MRF) com uma resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ graus de latitude-longitude, 28 níveis de pressão na vertical. As variáveis consideradas são as componentes zonal e meridional do vento (u e v , respectivamente, dadas em m/s), temperatura do ar ($^\circ\text{C}$), pressão ao nível médio do mar (hPa), umidade específica (gkg^{-1}) e altura geopotencial (m_{gp}).

2. Resultados diários (12:00 UTC) de uma simulação climática de 10 anos (1982 a 1991) realizada com o MCGA CPTEC/COLA (Cavalcanti *et al.* 2002b). Estes dados foram obtidos a partir de uma integração de dez anos, onde foram utilizadas 9 diferentes condições iniciais

fornecidas por nove dias consecutivos, desde 11 a 19 de novembro de 1981, obtidas das análises do ECMWF. Os dados encontram-se numa resolução espacial de $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ graus de latitude-longitude com 28 níveis de pressão na vertical.

3. Dados de Radiação de Onda Longa (ROL - W/m^2), pertencem a um conjunto de valores diários medidos por satélite e fornecidos pelo National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), em grade regular de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ graus de latitude-longitude, considerando o período de 1979 a 2002. Estes foram utilizados para distinguir as áreas de convecção tropical profunda.

4. Imagens transmitidas pelos satélites geoestacionários METEOSAT (do período de janeiro de 1994 a dezembro de 1995) e GOES - 8 (do período de janeiro de 1996 a fevereiro de 2003), no canal infravermelho para toda a América do Sul, processadas e fornecido pelo INPE/CPTEC/DSA.

5. Dados de previsão do MCGA CPTEC/COLA para um dia de ocorrência de um CCM sobre o norte da Argentina durante o experimento de campo do Jato em Baixos Níveis na América do Sul (SALLJ, South American Low Level Jet), no período de 06 JAN até 15 FEV 2003.

Os dados utilizados nesta análise mantiveram seu caráter diário, isto é, não foram feitas médias móveis ou calculadas pentadas, no entanto, alguns foram submetidos a um filtro de Lanczos para a análise de variabilidade intrasazonal.

3.2 - Cálculo de Anomalias Diárias e Filtragem dos Dados

Primeiramente, foi utilizado o método para remover o ciclo anual dentro da variabilidade diária e assim calcular as anomalias diárias. Assim, foram calculadas as médias mensais climatológicas dentro do período concernente ao conjunto de dados. Estas médias mensais climatológicas foram interpoladas para médias diárias e posteriormente, os valores dos dados diários foram subtraídos dos valores da climatologia diária, obtendo-se as anomalias diárias. Os passos seguidos foram:

- a) foi calculada a climatologia para cada mês do ano durante o período estudado.

- b) interpolaram-se os 12 valores climatológicos mensais para 365 valores climatológicos diários, usando-se uma interpolação linear simples (equação da reta) entre os valores climatológicos de dois meses consecutivos. O coeficiente angular da equação da reta é dado por:

$$\frac{\text{Climatologia do segundo mês} - \text{Climatologia do primeiro mês}}{\text{Número de dias no primeiro mês}}$$

que determina o incremento/decremento diário entre a climatologia do primeiro mês e a climatologia do segundo mês. Esta etapa objetivou evitar uma descontinuidade,

quando da subtração dos valores diários da climatologia, para o cálculo da anomalia.

c) fez-se a diferença entre os valores diários e a climatologia interpolada, para todos o período, a fim de obter as anomalias diárias.

Com a finalidade de analisar a influência da variabilidade intrasazonal, na ocorrência do JBN, foi aplicado um filtro passa-banda (30 a 90 dias) de Lanczos (Duchon, 1979) nas séries de anomalias diárias para o período de 1979 a 2002. Este filtro possui uma excelente resposta, pois a principal característica dos pesos da filtragem de Lanczos é usar o fator sigma, para reduzir significativamente a amplitude da oscilação de Gibbs, ou seja, primeiro decide a forma da função resposta, e então determina a função peso. Foram utilizados 300 pesos, o que proporciona uma resposta bastante acentuada com oscilação de Gibbs negligível e especificada a função resposta de 0,9 para períodos de 30 dias e 0,4 para 90 dias. A resposta do filtro é mostrada na Figura 3.1. Na aplicação para as freqüências intrasazonais a resposta mínima do filtro foi de aproximadamente 40% na freqüência de corte de 1/90 dias¹ e a resposta máxima ocorreu para a freqüência de 1/30 dias¹.

O filtro foi aplicado com a intenção de ressaltar a variabilidade atmosférica da componente meridional do vento em baixos níveis, altura geopotencial e pressão ao nível médio do mar na faixa de freqüência intrasazonal.

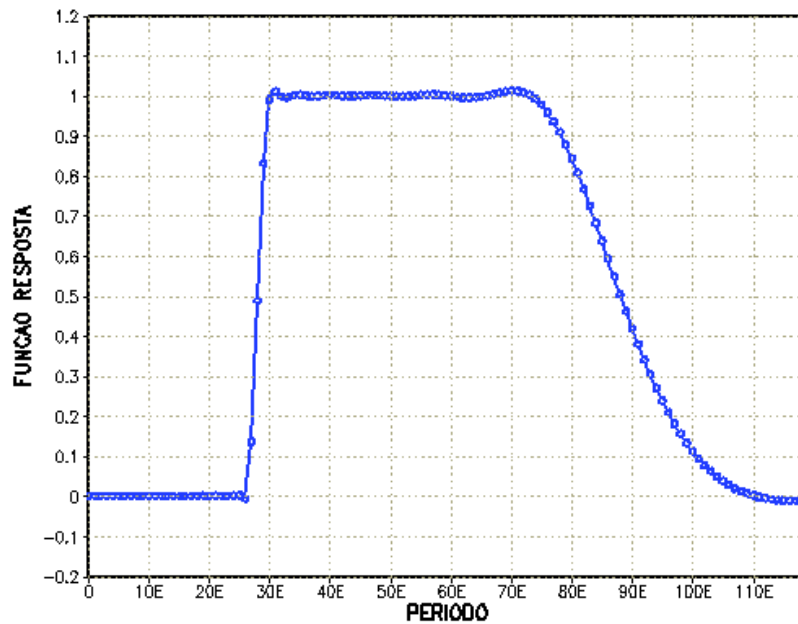


FIGURA 3.1 - Função resposta do filtro passa-banda de Lanczos com 300 pesos e freqüência de corte de 30^{-1} e 90^{-1} dias.

3.3 - Métodos

Os métodos utilizados neste trabalho com os dados diários das reanálises do NCEP/NCAR foram análise de compostos, Funções Ortogonais Empíricas e Correlação de Pearson. Com os resultados diários da simulação climática com o MCGA CPTEC/COLA foram usados análise de Cluster e compostos. Os dias de ocorrência de JBN foram selecionados seguindo o critério de Bonner modificado utilizado em Cavalcanti *et al.* (2002). Segundo este critério, a média espacial da componente meridional do vento em uma área a leste dos Andes, deve ser negativa e maior que 12 m/s, em 850 hPa, e a diferença entre esse valor e a média em 700

hPa deve ser maior que 6 m/s. As áreas escolhidas para análise, são apresentadas na Figura 3.2.

As análises foram feitas para todos os períodos do ano para estudar a variabilidade sazonal e foram investigadas as características sinóticas para formação do JBN nas diversas estações do ano.

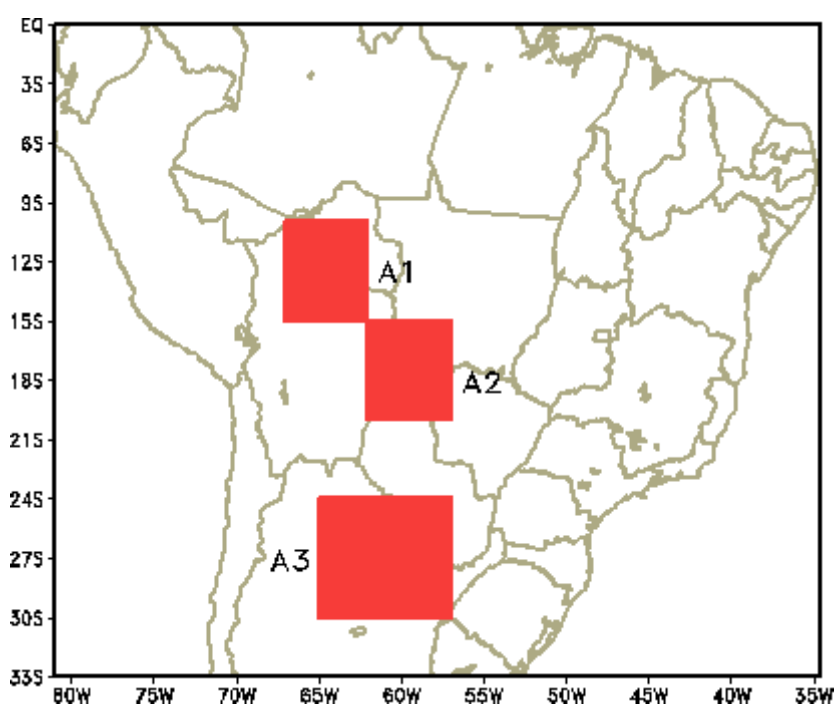


FIGURA 3.2 - Localização geográfica das áreas escolhidas para análise (A1 e A2), destacando também área A3 (65° - 57° W; 24° - 30° S), para identificar os dias com intensa convecção.

3.3.1 - Análise das Funções Ortogonais Empíricas (FOE)

Quando os dados de um campo são resultados de várias observações de elementos climáticos, torna-se difícil detectar e isolar os modos dominantes na variabilidade climática, pela simples inspeção das séries temporais mapeadas.

O objetivo principal do método estatístico de análise multivariada denominado de Análise de Componentes Principais (Principal Component Analysis - PCA) é a obtenção de um pequeno número de combinações lineares (componentes principais) de um conjunto de variáveis, que retenham o máximo possível da informação contida nas variáveis originais, ou seja, explicar a estrutura da máxima variância/covariância através de diversos modos de variabilidade, considerando a maior porcentagem da variância original. Esta técnica se tornou conhecida a partir de Lorenz (1956), o qual denominou de Funções Ortogonais Empíricas (Empirical Orthogonal Functions - EOF). É um procedimento bastante usado em Meteorologia, nas análises de dados e séries de observações, para se estudar os padrões atmosféricos dominantes relacionados com fenômenos de várias escalas de tempo e espaço (Leagler, 1983).

Nesta técnica, as componentes dos dados atmosféricos são extraídas na ordem da mais explicativa para a menos explicativa. Teoricamente o número de componentes é sempre

igual ao número de variáveis. Entretanto, algumas componentes são responsáveis por grande parte da explicação total. No processamento da análise de componentes principais pode ser considerada a matriz de variâncias e covariâncias ou a matriz de correlação.

Para realizar a análise de FOE, monta-se uma matriz da série temporal das variáveis em cada coluna. Assim, cada coluna representa uma matriz tridimensional (latitude x longitude x nível) disposta verticalmente. Desse modo, o conjunto total de dados da variável é expresso por uma matriz retangular W de dimensão $S \times T$, onde T = número de dias e $S = N \times M \times L$, com N = número de pontos de latitude, M = número de pontos de longitude e L = número de níveis.

A matriz de covariância é definida por:

$$H = \frac{1}{T} W^t W \quad (1)$$

onde W^t é a matriz transposta de W . A matriz H é, claramente, uma matriz simétrica, logo, tem T autovalores reais λ_j e autovetores ortonormais E_j , cada um satisfazendo a condição de ortonormalidade

$$H E_j = \lambda_j E_j \quad (2)$$

e a condição de ortonormalidade

$$\mathbf{E}_j^t \mathbf{E}_j = \delta_{ij} \quad (3)$$

onde δ_{ij} é a função delta de Kronecker.

Os autovalores de H são ordenados do maior para o menor, obtendo-se uma correspondente ordem nos autovetores associados (ordem decrescente da variância explicada por cada autovetor). A matriz W é representada na base E dos autovetores E_j como $W = YE$, onde a matriz E consiste dos vetores-linha E_j , normalmente chamados de FOE. A matriz Y contém os coeficientes para os diferentes autovetores nos diferentes tempos e é função somente do tempo. Y é chamada de matriz das componentes principais.

Da análise por FOE resultam: as componentes principais, que são as séries temporais que descrevem a evolução temporal da variabilidade analisada; os autovalores que dão as porções de variância explicada para cada componente principal e os autovetores que são padrões espaciais associados com cada componente principal e que fornece a configuração espacial associada a cada modo.

Na prática, somente as primeiras FOE chegam a explicar a maior parte da variância do campo. Normalmente, as cinco primeiras FOE explicam cerca de 90% da variabilidade dos dados, e são uma forma eficiente para a descrição do campo no seu todo. Portanto, é possível ter-se uma boa estimativa dos principais padrões de variabilidade usando um pequeno

número de componente e com isso torna-se possível exprimir as variáveis originais.

Neste trabalho, foram computadas e analisadas as FOE - a partir da matriz de covariância - da componente zonal e meridional do vento em 850 e 200 hPa, Pressão ao Nível Médio do Mar e Radiação de Onda Longa, considerando os 86 dias selecionados de casos de ocorrência do JBN, discutidos no Capítulo 2, durante o período de janeiro de 1994 a dezembro de 2002. Esta análise teve como objetivo primordial encontrar as configurações dominantes do padrão da variabilidade da convecção subtropical, pressão e escoamento, na região da AS, associadas à ocorrência do JBN.

Foram feitos vários testes para a escolha da área sobre a AS, mas observou-se que o padrão dominante da variabilidade climática não se modificou muito, quanto à escolha da área ser maior ou menor. Um exemplo é apresentado no Anexo I considerando o vento meridional em 850 hPa para os dois primeiros modos de FOE.

3.3.2 - Análise de Correlação de Pearson

Com objetivo de mostrar a existência (ou não) de relações específicas entre o JBN e a altura geopotencial e pressão em estudo, investigou-se a influência da variabilidade intrasazonal da atmosfera, na ocorrência do JBN, através de análise de correlação. Foram feitas

correlações, da série temporal da média de anomalia diária do vento meridional nas áreas de estudo (Figura 3.1), com a série de anomalias diárias de geopotencial em 500 hPa e com a pressão em superfície em todos os pontos de grade, na área de (20° N - 60° S; 120° W - 0°), utilizando a fórmula matemática de correlação de Pearson (r). Foi calculado em cada ponto de grade o coeficiente de correlação, que representa a relação entre as duas variáveis, por exemplo, $x \rightarrow V$ (vento meridional) e $y \rightarrow \phi$ ou P (geopotencial ou Pressão).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad (1)$$

Como os padrões atmosféricos são baseados em correlações, foi feita uma análise da significância estatística dos mesmos, segundo a distribuição de t-Student. A significância da correlação ao nível de 95% é dada por

$$t_0 = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (2)$$

onde r é o valor de coeficiente de correlação de Pearson da amostra e n é o número de elementos da amostra, ou seja, o número total de dias dos vinte e três anos utilizados.

Na análise realizada, o valor para as correlações estatisticamente significantes a 5%, conforme o teste de t-Student, foi de 0,1. Portanto apenas as correlações absolutamente superiores a 0,1 ou inferior a -0,1, serão consideradas nas análises.

Em seguida, foram calculadas as correlações sem defasagem e com defasagem, de modo a permitir a investigação de elos não somente no espaço, mas também no tempo. As defasagens abrangem desde 5 dias antes da correlação simultânea (sem defasagem), compreendendo um período de 5 dias.

3.3.3 - Análise de Cluster (ACL)

Esta análise foi feita considerando o vento meridional em 850 hPa, para os casos selecionados de JBN nos resultados da simulação climática. Uma vez determinada a variável, passamos à segunda parte da análise, dividindo o conjunto de informantes (dados) em grupos homogêneos através da ANÁLISE DE CLUSTER OU DE AGRUPAMENTO. Os procedimentos mais utilizados em **ACL** são os métodos de aglomeração, que inicialmente consideram cada informante como sendo um grupo (cluster) e vão repetindo o algoritmo de formação de grupos até que todos os informantes pertençam a um único grupo.

Neste trabalho optou-se por calcular as distâncias segundo a medida euclidiana quadrática (uma das mais utilizadas) e pela utilização do algoritmo de WARD (Wilks, 1995) para formação dos grupos, através da seguinte expressão:

$$W = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{n_g} \sum_{k=1}^K (x_{i,k} - \bar{x}_{g,k})^2 \quad (1)$$

Para determinar o número ideal de grupos em que possam ser divididos os grupos informantes, considera-se a diferença entre a distância dos grupos em cada um dos estágios do algoritmo. Quando esta diferença deixar de ser significativa entre um e outro estágio, considera-se o número de grupos como sendo o formado até este estágio. Esse procedimento fornece como resultado:

- número de grupos; e
- grupo a que cada informante pertence.

A partir destes resultados vamos cruzar as variáveis originais com os grupos identificados na **ACL** e identificar as características predominantes nestes informantes. Partindo dessa análise, foram escolhidos 4 grupos, que serão apresentados no Capítulo 5.

3.3.4 - Os compostos

Os compostos foram calculados para diferentes grupos baseados em características discutidas nos Capítulos 4, 5 e 6.

CAPÍTULO 4

Neste capítulo apresentam-se os resultados e discussões das análises realizadas com dados observacionais

no desenvolvimento deste estudo. Na primeira parte, são analisados os resultados da situação sinótica da atmosfera durante a ocorrência dos casos de JBN, identificados a partir dos dados diários das reanálises do NCEP/NCAR na AS, entre o período de janeiro de 1994 a dezembro de 2002, seguindo o critério de Bonner modificado (Cavalcanti et al., 2002). Esses anos foram escolhidos devido à disponibilidade de imagens de satélite geostacionário no CPTEC para esse período. Na seção seguinte são discutidas as análises das FOE para a componente zonal e meridional do vento em 850 e 200 hPa, pressão ao nível médio do mar e ROL. Posteriormente, investigou-se a influência da variabilidade intrasazonal do escoamento na ocorrência do jato, através de análise de correlação entre a anomalia do vento meridional, em todos os pontos de grade, com a altura geopotencial e pressão nas áreas de estudo.

4.1 - Identificação dos Casos de JBN, Variações Diurnas, Sazonais e Internual

Para esta análise foi escolhida a área 2 (Figura 3.2) de ocorrência do jato. Inicialmente, foram consideradas as reanálises do NCEP/NCAR nos quatro horários para verificar a variação diurna e a ocorrência do JBN, utilizando o critério adotado por Cavalcanti et al., 2002. Os totais anuais, o número de dias e horários de ocorrência dos jatos detectados, na área 2, estão ilustrados na Tabela 1. Na análise da variação diurna, observou-se que em alguns casos, o jato pode ocorrer em dois ou mais horários no mesmo dia, podendo até se estender durante todo o dia ou de um dia para outro. Entretanto, o horário preferencial para

a ocorrência dos jatos foi às 06:00 UTC em 58% do total anual observado, 29% às 12:00 UTC, 12% às 00:00 UTC e 1% às 18:00 UTC, o que o caracteriza como jatos noturnos.

A Tabela 1 foi reorganizada para fornecer maiores detalhes das características sinóticas dos jatos em baixos níveis e suas possíveis formações nas diversas estações do ano, dando origem às Tabelas 2 e 3. Assim, os dias selecionados na Tabela 1 foram separados em dois grupos: o primeiro apresenta a ocorrência de jato e desenvolvimento de atividade convectiva sobre o norte da Argentina e o segundo a ocorrência de jato sem desenvolvimento de atividade (Tabela 2). Nesta tabela, apresentam-se casos em que foi identificado jato em apenas um horário ou várias vezes ao dia. Observamos, que dos 86 casos de JBN ocorridos, há 51 casos de jato com presença de atividade convectiva e 35 casos sem atividade convectiva. Uma tabela adicional (Tabela 3) foi construída para caracterizar a estrutura vertical do vento (forte, média ou fraca). Na análise da variação por estação para o período de 1994 a 2002, observou-se a ocorrência do JBN ao longo de todas as estações do ano, no entanto com maior frequência no inverno, como pode visto na Figura 4.1b. Já para o período de 1979 a 2000, é observada uma maior ocorrência no verão (Figura 4.1c).

TABELA 1 - Dias, Horários e Totais Anuais de ocorrência de JBN considerando a Área 2.

Ano	00Z	06Z	12Z	18Z	Total
1994	21 e 22/Jul	21 e 22/Jul 17 e 19/Out 6-Dec	18-Jun 19-Jul		9
1995	6-Jul	01 e 02/Jan 24/Jun 06 e 28/Jul	10 e 24/Jun 06 e 24/Jul		10
1996	12-Jan	09 e 12/Jan 19-Oct 7-Nov			5
1997	21 e 22/Jun	2-Feb 04, 21, 22 e 24/Jun 02, 15 e 16/Jul 13-Sep 11 e 28/out 12-Nov 03, 13, 14, 28, 29 e 30/Dez	04, 20, 22 e 24/Jun 02 e 15/Jul	20-Jun	27
1998	22-Mar 12 e 26/Mai	28-Jan 02 e 09/Fev 03, 04 e 22/Mar 12-May 16-Nov 16 e 29/Dez	11-May 10-Jun		15
1999		31-Jan 2-Feb			2
2000		14 e 24/Jun 09, 10 e 11/Set 14-Dec	14 e 24/Jun		8
2001	18 e 20/Jul 27/Aug 14-Nov	07 e 08/Jan 10 e 23/Mar 28-Apr 15-Jun 09, 10, 17 e 18/Jul 27/Aug 11 e 14/Nov	07 e 08/Jan 28-Apr 15-Jun 08, 09, 10, 17 e 18/Jul		26
2002	15-May 29-Jun	29-Apr 15 e 27/Mai 05, 28 e 29/Jun 22-Jul 18-Nov	15 e 27/Mai 03, 05, 09, 27, 28 e 29/Jul 04/Aug	18-Jun	21
	15	71	35	2	123

TABELA 2 - Dias em que foram observados JBN com e sem ocorrência de Atividade Convectiva.

Ano	Não houve	houve	Total
1994	18/Jun e 21/Jul	22/jul 17 e 19/Out 6/dez	6
1995	06 e 28/Jul	01 e 02/Jan 10 e 24/Jun 24/Jul	7
1996	-	09 e 12/Jan 19/out 7/nov	4
1997	20, 21, 22 e 24/Jun 02, 04, 15 e 16/Jul 13/set	2/fev 4/jun 11 e 28/out 12/nov 03, 13, 14, 28, 29 e 30/Dez	20
1998	11/mai 10/jun	28/jan 02 e 09/Fev 03, 04 e 22/Mar 12 e 26/Mai 16/nov 16 e 29/Dez	13
1999	-	31/jan 2/fev	2
2000	14 e 24/Jun 10 e 11/Set	9/set 14/dez	6
2001	10/mar 28/abr 15/jun 09, 17, 18 e 20/Jul	07 e 08/Jan 23/mar 08 e 10/Jul 27/Aug 11 e 14/Nov	15
2002	27/mai 05, 09, 27, 28 e 29/Jun 22 e 30/Jul 04/Aug	29/abr 15/Mai 03/Jun 18/Nov	13
	35	51	86

	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	TOTAL
VERÃO	1	2	2	7	5	2	1	2		22
OUTONO					6			3	3	12
INVERNO	4	5		8	1		2	8	9	37
PRIMAVERA	2		2	4	1		3	2	1	15
	7	7	4	19	13	2	6	15	13	86

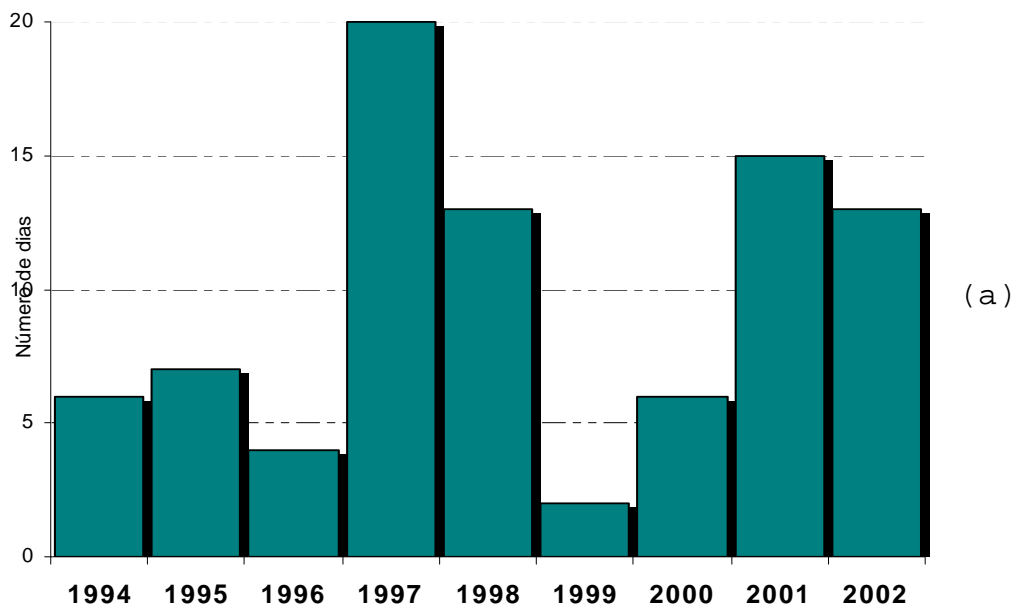


FIGURA 4.1 - Número de casos de ocorrência do JBN por:
 (a) ano e (b) estação do ano (1994 a 2002) e (c) 1979 a 2000.

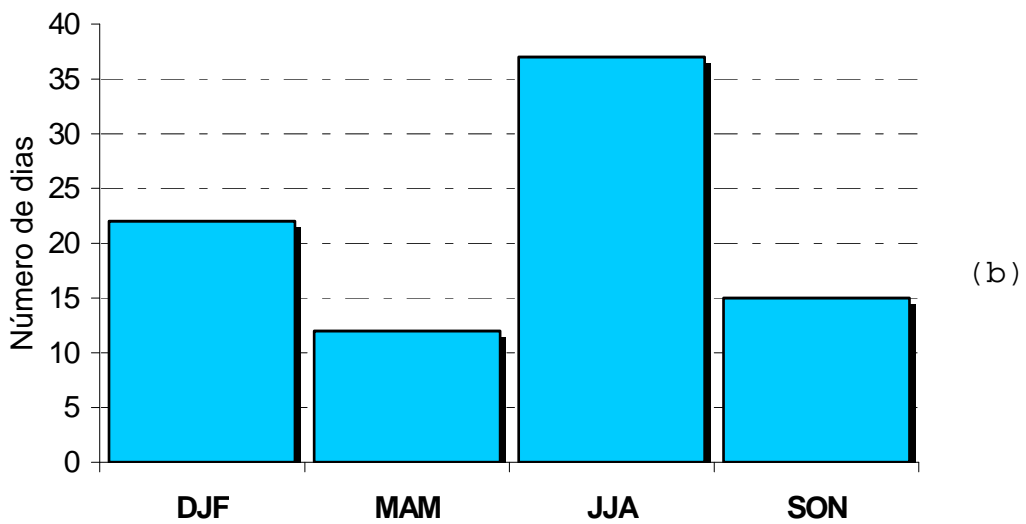
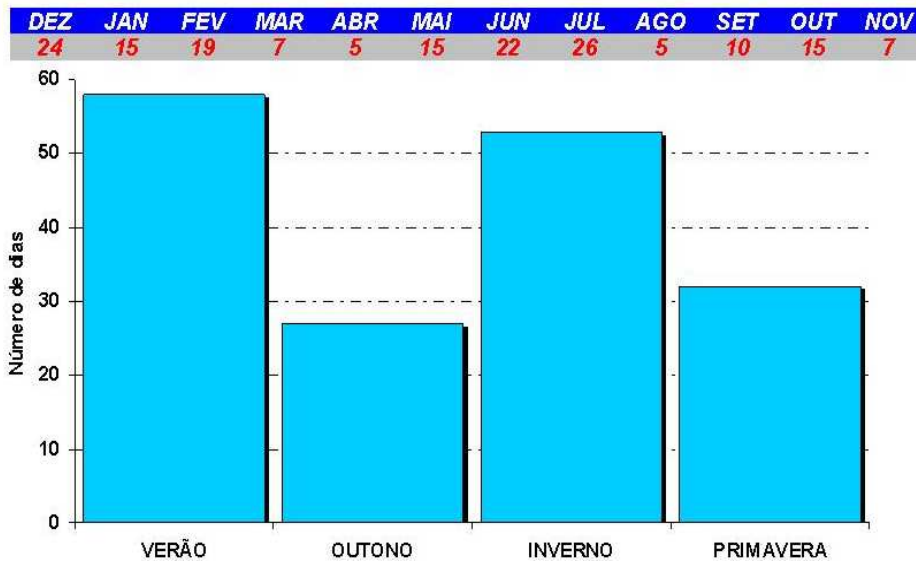


FIGURA 4.1 - Continuação



(c)

FIGURA 4.1 - Conclusão

TABELA 3 - Dias em que foram observados JBN com a ocorrência Forte, Média ou Fraca da Estrutura Vertical.

	Forte	Média	Fraca
1994	22/jul	6/dez	18 e 21 /jun 22 e 17/jul
1995	1/jan 24/jun 24/jul	2/jan 06 e 28/jul	10/jun
1996	12/jan	9/jan 19/out 7/nov	
1997	04, 20 e 21/jun 13/set 11/out 12/nov 13, 28, 29 e 30/dez	22/fev 22/jun 02, 04, 15 e 16/jul 28/out 03 e 14/dez	24/jun
1998	28/jan 9/fev 22/mar 11/mar 16/dez	2/fev 4/mar 12/mar	3/mar 26/mar 10/jun 16/nov 29/dez
1999			31/jan 2/fev
2000	24/jun 10 e 11/set	14/jun 9/set 14/dez	
2001	07 e 08/jan 28/abr 17/jul 27/ago 14/nov	23/mar 15/jun 08, 09 e 18/jul 11/nov	10/mar 10 e 20/jul
2002	15/mar 05, 09 e 28/jun 30/jul 04/ago	27/mar 03, 27 e 29/jun 22/jul 18/nov	29/abr
	35	34	17

4.2 - Classificação dos Grupos com Forte Jato e através da utilização de Imagens de Satélite

Primeiramente, foram analisadas as ocorrências dos JBN identificados com a estrutura vertical forte (Tabela 3), e depois foram observadas as imagens de satélites destes dias selecionados, para identificar continuamente os sistemas meteorológicos presentes na região de estudo. Partindo dessa análise, foi elaborada uma classificação dos sistemas atuantes em 3 classes (Tabela 4), considerando casos de ocorrência de jato com: desenvolvimento de CCM, atividade convectiva em forma de funil e sem desenvolvimento de CCM ou atividade convectiva.

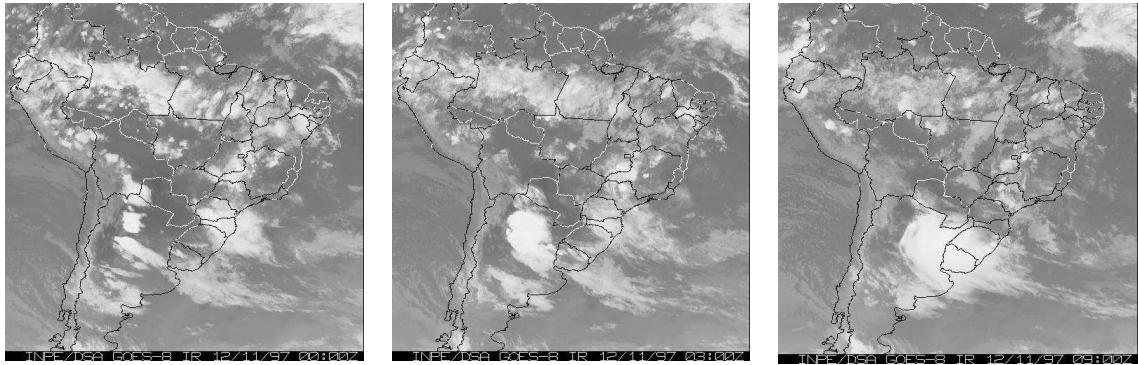
Essa classificação feita através das imagens de satélite, foi de grande valia no desenvolvimento deste estudo, pois permitiu verificar o comportamento contínuo (evolução) e o desenvolvimento dos sistemas sinóticos e de mesoescala, assim como de suas trajetórias, nos diversos níveis da atmosfera, devido à variabilidade da cobertura de nuvens. Exemplos desses três casos são apresentados a seguir.

Na Figura 4.2a, observa-se nas seqüências de imagens de satélite, o aparecimento de um típico CCM em formação sobre a Argentina, o qual adquire rapidamente grande desenvolvimento nas primeiras horas da manhã. Nota-se que esse desenvolvimento de forma arredondada se dá muito rápido (em aproximadamente 6 horas), sendo que seu tempo de

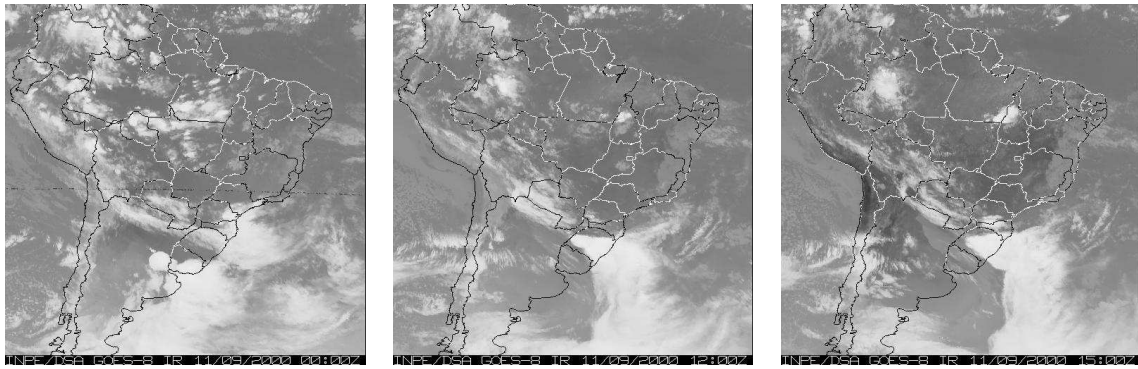
duração é de mais ou menos um dia. Na Figura 4.2b, observa-se a presença de uma atividade convectiva em forma de funil próxima a área de interesse, sobre a região Sul do Brasil, que pode estar agindo conjuntamente com o JBN. Na Figura 4.2c, é apresentando um caso em que há ocorrência de jato sem desenvolvimento de atividade convectiva na área de interesse.

Essas imagens serviram para diferenciar as classes ou grupos, e conseqüentemente, a geração dos compostos. Assim, a classificação da ocorrência dos jatos ficou da seguinte forma:

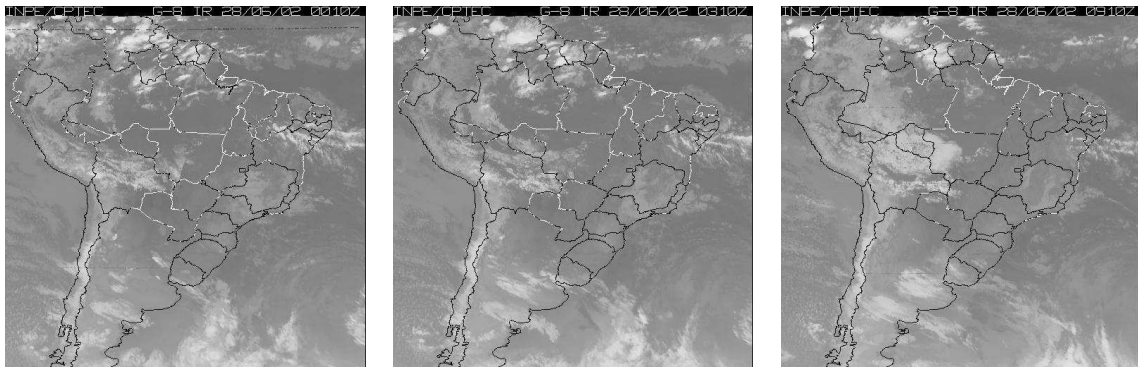
- dias com ocorrência de jato e desenvolvimento de CCM (bem organizado com CCM Forte);
- dias com ocorrência de jato e um sistema frontal com configuração de convecção tipo funil (Configuração do tipo funil);
- dias com ocorrência de jato e sem desenvolvimento de CCM (Sem CCM).



(a)



(b)



(c)

FIGURA 4.2 - Seqüência de imagens infravermelhas do Satélite geostacionário GOES - 8, para os dias:

(a) 12/11/97 às 00:00, 03:00 e 09:00 UTC;

(b) 11/09/00 às 00:00, 12:00 e 15:00 UTC;

(c) 28/06/02 às 00:10, 03:10 e 09:10 UTC.

TABELA 4 - Dias Selecionados para os quais foram gerados os Campos Médios e que detalha a ocorrência de JBN para cada Estação.

Campo Médio	Estação	Data	Nº casos
Bem organizado com CCM Forte	Verão	28/12/97	6
		28/01/98	
	Primavera	11/10/97	
		12/11/97	
		14/11/01	
	Outono	22/03/98	
Configuração do tipo funil	Verão	16/12/98	5
	Inverno	21/06/97	
		05/06/02	
	Primavera	10/09/00	
		11/09/00	
Sem CCM	Verão	01/01/95	9
		29/12/97	
	Outono	11/05/98	
	Inverno	22/07/94	
		24/07/95	
		17/07/01	
		09/06/02	
		28/06/02	
	Primavera	13/09/97	

A partir dos dias selecionados, foram geradas médias ou compostos das variáveis atmosféricas para as três classes, para o dia anterior e o dia da ocorrência do jato. Foi utilizado o *Grid Analysis and Display System* (GrADS) para gerar os campos para o escoamento em baixos e altos

níveis, estrutura vertical do vento meridional e a magnitude do vento, PNMM, convergência de umidade, advecção de temperatura e umidade, vorticidade relativa e anomalia zonal de geopotencial. Esses compostos revelaram as principais características associadas aos JBN nas análises diárias dos dados do NCEP/NCAR. Os campos analisados serão mostrados para os 3 grupos: Grupo 1: casos com JBN e CMM, Grupo 2: casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e Grupo 3: casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva.

As Figuras 4.3 (a a c), ilustram os campos médios da vorticidade relativa e escoamento do vento em 850 hPa às 06:00 UTC, para os casos selecionados dos JBN no dia anterior à ocorrência e as Figuras 4.3 (d a f) para o dia da ocorrência do JBN para os 3 grupos selecionados. Em todos os campos pode-se observar a presença de um escoamento de grande escala, de ventos predominantes em baixos níveis, associados à Alta Subtropical do Atlântico Sul. Esses sofrem a ação da barreira orográfica da Cordilheira do Andes e são desviados para o sul perto de 10°S, sofrendo o efeito de canalização a leste dos Andes. O escoamento de norte se estende de 15°S até aproximadamente 30°S entre 65°-50°W. Nota-se que essa é a região onde a velocidade do vento é máxima (alcançando valores em torno de 18 m/s) ao sul de 15°S, sobre a região do altiplano boliviano, caracterizando bem o JBN sobre essa região. Ao observamos os 3 grupos para o dia anterior, nota-se que o JBN já estava bem organizado e com maior cisalhamento horizontal para o grupo 1 comparado aos demais grupos (Figura 4.3a). Em todos os grupos, observa-se que o

escoamento e conseqüentemente, o JBN no dia anterior a ocorrência é menos intenso do que o JBN no dia da ocorrência e isso é visualizado nos vetores dos ventos (setas pretas), os quais destacam um vento máximo acima de 12 m/s, atuando sobre a planície.

No caso da atividade convectiva em forma de funil, nota-se uma extensão do vento mais forte abrangendo uma grande região mais ao sul da AS e estendendo-se até o oceano Atlântico Sul, na região de confluência dos ventos associados à ocorrência de sistemas frontais na região sudeste da AS (Figura 4.3e). É também identificado, nos 3 grupos, um escoamento ciclônico, que acompanha o sistema frontal (Figura 4.3 d a f). Também se observa, que prevalece uma alta vorticidade ciclônica a oeste e anticiclônica a leste do JBN nos três grupos. Essas vorticidades são decorrentes do cisalhamento horizontal do vento meridional e favorecem movimentos ascendentes a oeste e subsidentes a leste do JBN. Esses movimentos podem dar origem a uma circulação local regional oeste-leste que pode interagir com a circulação dos ventos vale-montanha existentes na região.

A característica comum observada em todos os grupos é a existência de um escoamento de norte em baixos níveis sobre a AS, a leste dos Andes, que se torna intenso e alcança velocidade máxima sobre a planície a leste da região central dos Andes. As diferenças se referem à intensidade e extensão do JBN no dia anterior e no dia de ocorrência.

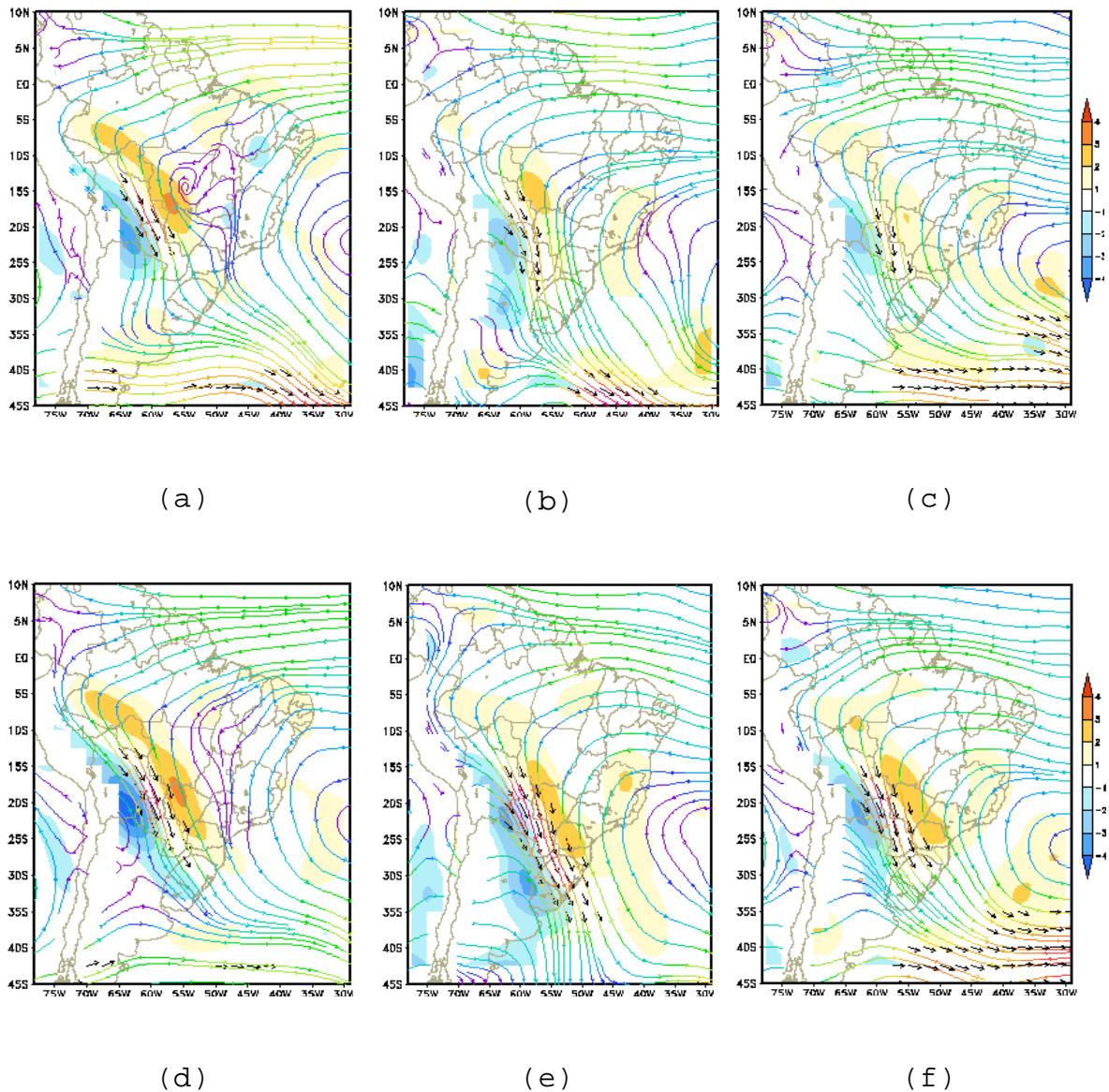


FIGURA 4.3 – Campos médios do escoamento do vento [m/s] com a vorticidade relativa (hachurada) [$10^{-5} \times s^{-1}$] no nível de 850 hPa às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e do dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) casos com JBN e CMM, (b e e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. Ventos com magnitude ≥ 12 m/s são plotados como vetores. A máscara da localização dos Andes está sombreada de branco.

As Figuras 4.4 (a a c) e 4.4 (d a f) ilustram os campos médios da vorticidade relativa e do escoamento do vento no nível de 200 hPa às 06:00 UTC para os casos selecionados dos JBN no dia anterior à ocorrência e para o dia de ocorrência dos jatos, respectivamente. Em todos os grupos, podem-se observar áreas de vorticidade associadas ao cisalhamento devido ao jato subtropical (indicado pelas setas pretas) e também à presença da Alta da Bolívia ou circulação anticiclônica, do lado tropical. Na região do lado extratropical, a vorticidade negativa é devida ao cisalhamento horizontal que se deve ao jato subtropical e ao cavado sobre o extremo sul da AS. No grupo 1, Figura 4.4 (a e d), observou-se no dia anterior à ocorrência do jato, a predominância de um escoamento zonal do jato subtropical centrado mais ao sul do JBN, comparado aos outros grupos. No lado equatorial há confluência dos ventos e prevalece maior vorticidade anticiclônica. Nota-se que o centro do escoamento anticiclônico posicionou-se sobre o Peru, deslocando-se para a Bolívia no dia ocorrência do jato, caracterizando a Alta da Bolívia. Como visto nos estudos de Uccellini e Johnson (1979), há uma interação e/ou associação entre o JBN e JAN o que dá suporte a uma circulação divergente em níveis superiores para todos os grupos.

Nas Figuras 4.4 (b) e (e), relativas ao grupo 2, observa-se que no dia anterior à ocorrência do JBN, existe um escoamento ondulatório associado ao jato subtropical que está bem mais amplificado que nos outros grupos, com valores de magnitude superior a 45 m/s. Verifica-se que na maior parte do continente prevalece vorticidade anticiclônica intensa. Como visto na Figura 4.4e, o centro

do escoamento anticiclônico situa-se mais para leste, comparado ao grupo anterior, posicionando-se sobre a região norte do Brasil. Nota-se difluência do escoamento sobre o sudeste da AS, consistente com a forma de funil da atividade convectiva e vortacidade ciclônica intensa no lado polar do Jet Streak nos dois dias (anterior e dia de ocorrência) associada ao cavado e ao cisalhamento.

No grupo 3 (Figura 4.4 c e f), foi observado que o jato subtropical orienta-se na direção NW-SE sobre o sul da AS, atingindo as altas latitudes sobre o oceano Atlântico. Sobre o continente há um escoamento anticiclônico, porém este centro encontra-se situado sobre o N-NW da AS. Embora também haja um cavado ao sul e um escoamento anticiclônico ao norte do jato subtropical, as áreas de vortacidade tanto negativa como positiva são mais fracas comparadas aos demais grupos.

A característica marcante no escoamento em 200 hPa para todos os grupos é a presença da corrente de jato subtropical dando suporte a uma circulação secundária que pode contribuir com o movimento ascendente do lado equatorial do JAN. As diferenças são relacionadas com as posições da região da circulação anticiclônica.

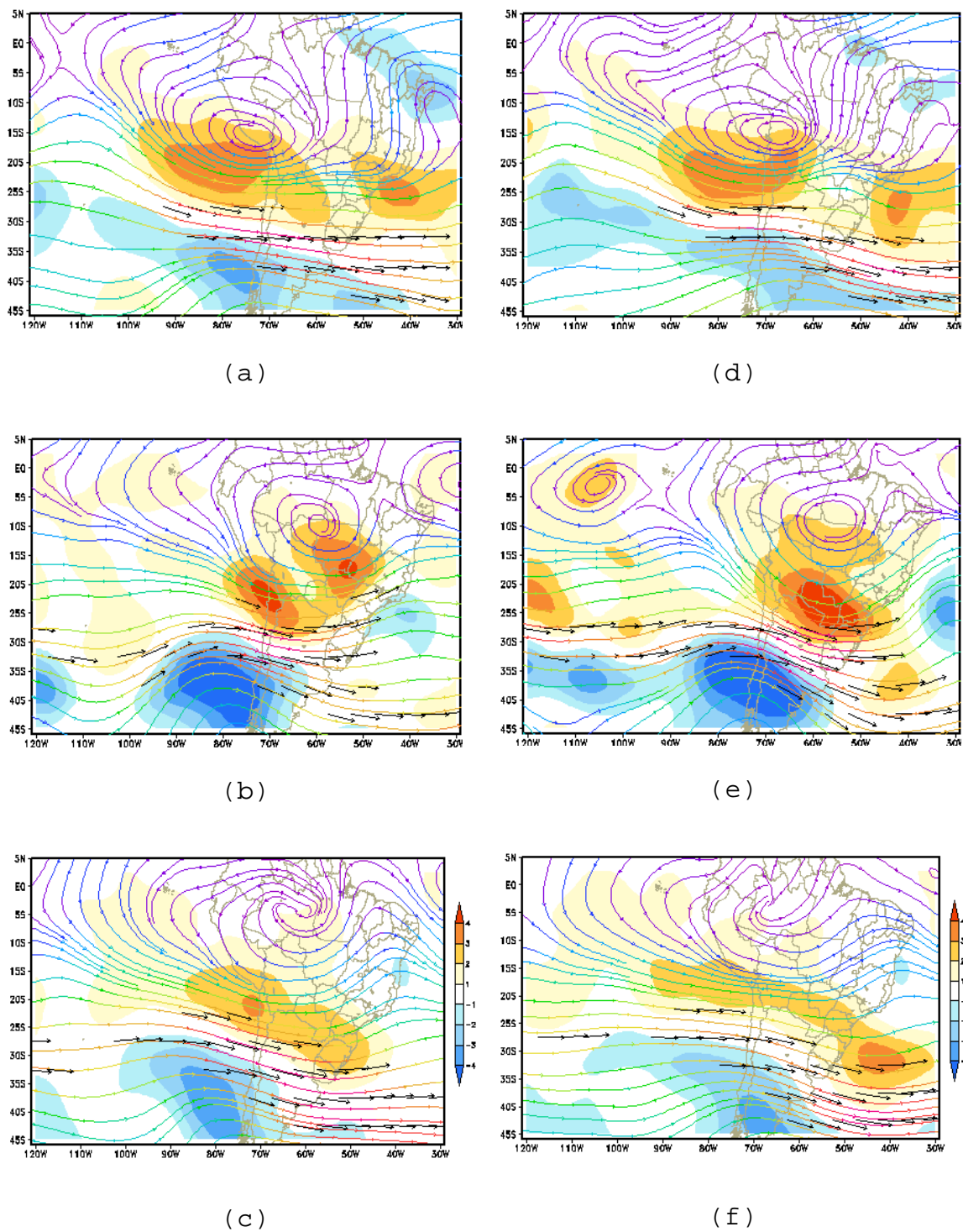


FIGURA 4.4 - Idem Fig. 4.3, para o nível de 200 hPa às 06:00 UTC. Ventos com magnitude ≥ 30 m/s são plotados como vetores e a escala da vorticidade encontra-se nos últimos painéis.

As Figuras 4.5 (a a c) e 4.4 (d a f) ilustram os campos médios da pressão ao nível do mar às 06:00 UTC para os casos selecionados dos JBN no dia anterior à ocorrência e no dia da ocorrência do JBN, respectivamente. Nos campos da pressão para o grupo 1 (Fig. 4.5 a e d), pode-se observar a existência de uma região de baixa pressão que se desenvolveu sobre a parte central da AS, sobre o Paraguai e norte da Argentina, apresentando uma queda da pressão de mais de 4 hPa, comparado ao dia anterior à ocorrência do jato. É visto, que essa região de baixa pressão apresenta um núcleo central abaixo de 1004 hPa, e pode estar associada à Baixa do Chaco. Para o grupo 2, Figuras 4.5 (b) e (e), verifica-se também sobre essa região a existência de um núcleo de baixa pressão, no dia anterior, que se estende mais para sul, depois de 24 horas, atingindo o Uruguai. Nota-se que a Alta Subtropical do Atlântico Sul posiciona-se mais próxima do continente, comparado ao caso anterior.

Nas análises para o grupo 3, Figuras 4.5 (c) e (f), observa-se que no dia anterior à ocorrência, a pressão não estava muito baixa, sobre a parte central da AS, a qual intensificou-se no dia de ocorrência. Nota-se também, a intensificação das Altas Subtropicais do Atlântico e Pacífico Sul, com seus centros mais elevados em torno de 25° S, onde a pressão apresenta-se acima de 1020 hPa.

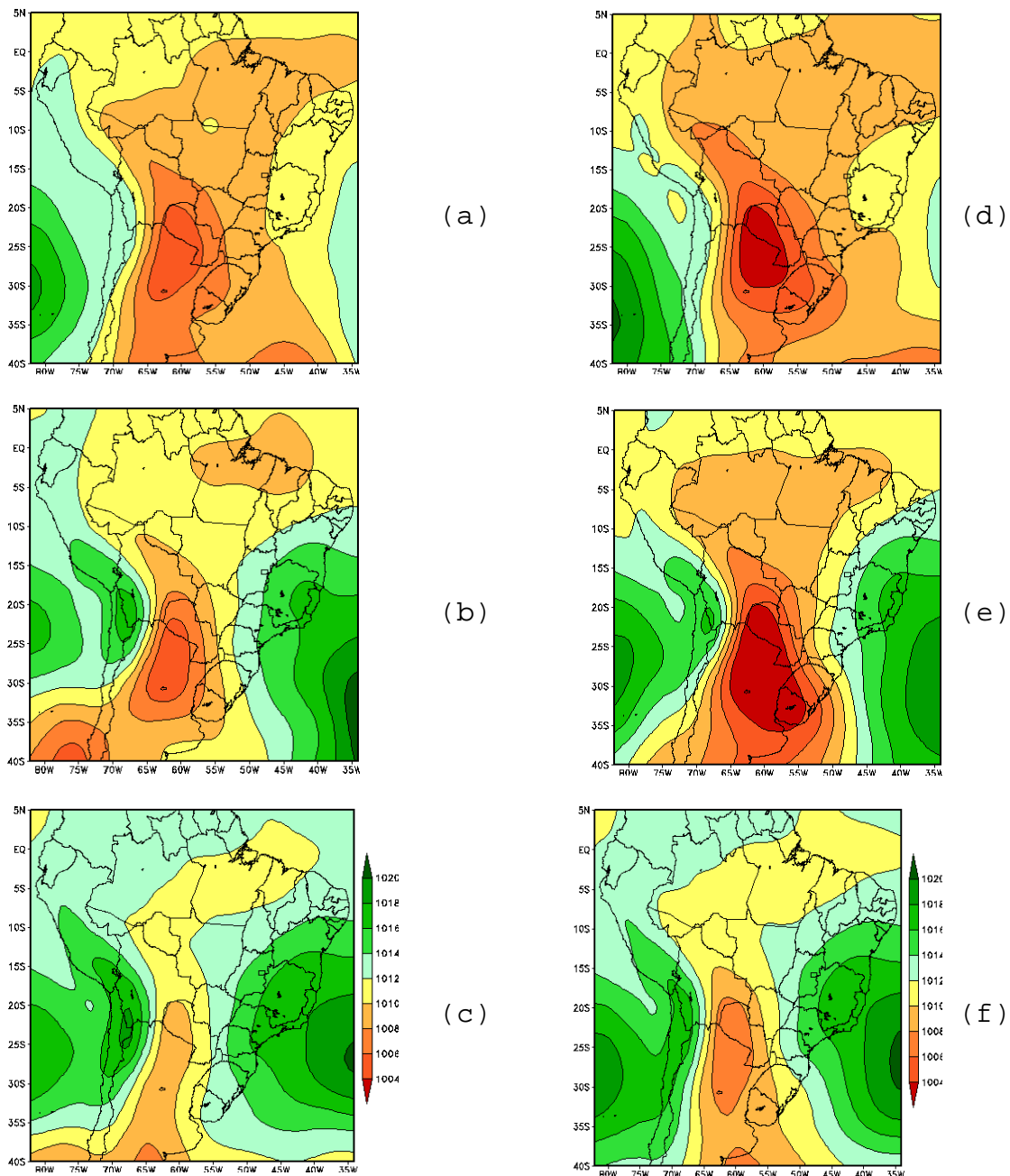


FIGURA 4.5 - Campos médios da Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) às 06:00 UTC, para os casos selecionados dos dias com ocorrência de jato e do dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a) e (d) casos com JBN e CMM, (b) e (e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c) e (f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva.

As Figuras 4.6 (a a c) e 4.6 (g a i) ilustram os campos da estrutura vertical da componente meridional do vento, para os casos selecionados dos JBN no dia anterior à ocorrência e as Figuras 4.6 (d a f) e 4.6 (j a m) ilustram os campos no dia da ocorrência dos JBN em 18° S e 20° S. Para o grupo 1, Figura 4.6 (a e d) em 18° S e Figura (g e j) em 20° S, nota-se a presença de um núcleo com vento menos intenso no dia anterior à ocorrência do jato, o qual torna-se mais intenso no dia da ocorrência. Observa-se que o núcleo central localiza-se entre 900 e 800 hPa e 62° - 58° W, alcançando velocidade máxima superior a 16 m/s, representando bem os JBN. A sua estrutura profunda, próxima de 900 hPa até aproximadamente 700 hPa, é mais intensa na latitude de 20° S, para todos os grupos. É visto também, um máximo secundário próximo de 38° W, nos grupos 1 e 2, o qual está relacionado com o escoamento da Alta Subtropical na costa do Brasil, situado a oeste do planalto central brasileiro de aproximadamente 1 km de altura.

Para o grupo 2 (Figura 4.6 b e e) em 18° S e (Figura 4.6 h e l) em 20° S, é visto que além do JBN, há um outro máximo em altos níveis, que se intensifica entre o dia anterior e o dia de ocorrência dos JBN. Essa característica é bem distinta se comparada aos outros grupos e é consistente com a configuração do JAN. O núcleo de ventos de norte do grupo 3 é menos intenso no dia anterior em 18° S.

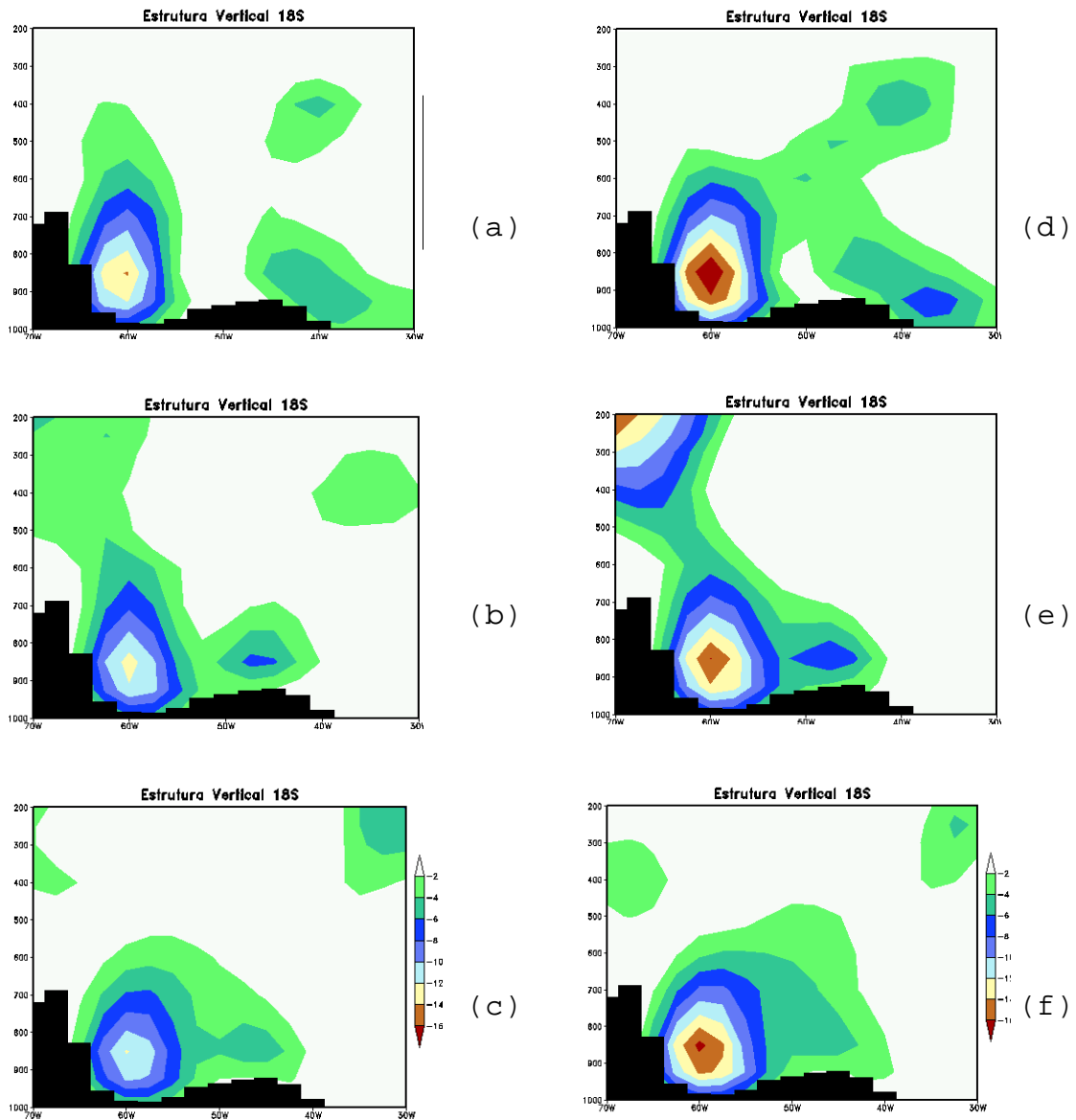


FIGURA 4.6 - Campos médios da estrutura vertical da componente meridional do vento (m/s) às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e do dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) em 18°S e (g e j) em 20°S casos com JBN e CMM, (b e e) em 18°S e (h e l) em 20°S casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) em 18°S e (i e m) em 20° S casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. A área sombreada corresponde à cordilheira dos Andes e o cerrado brasileiro nessa latitude.

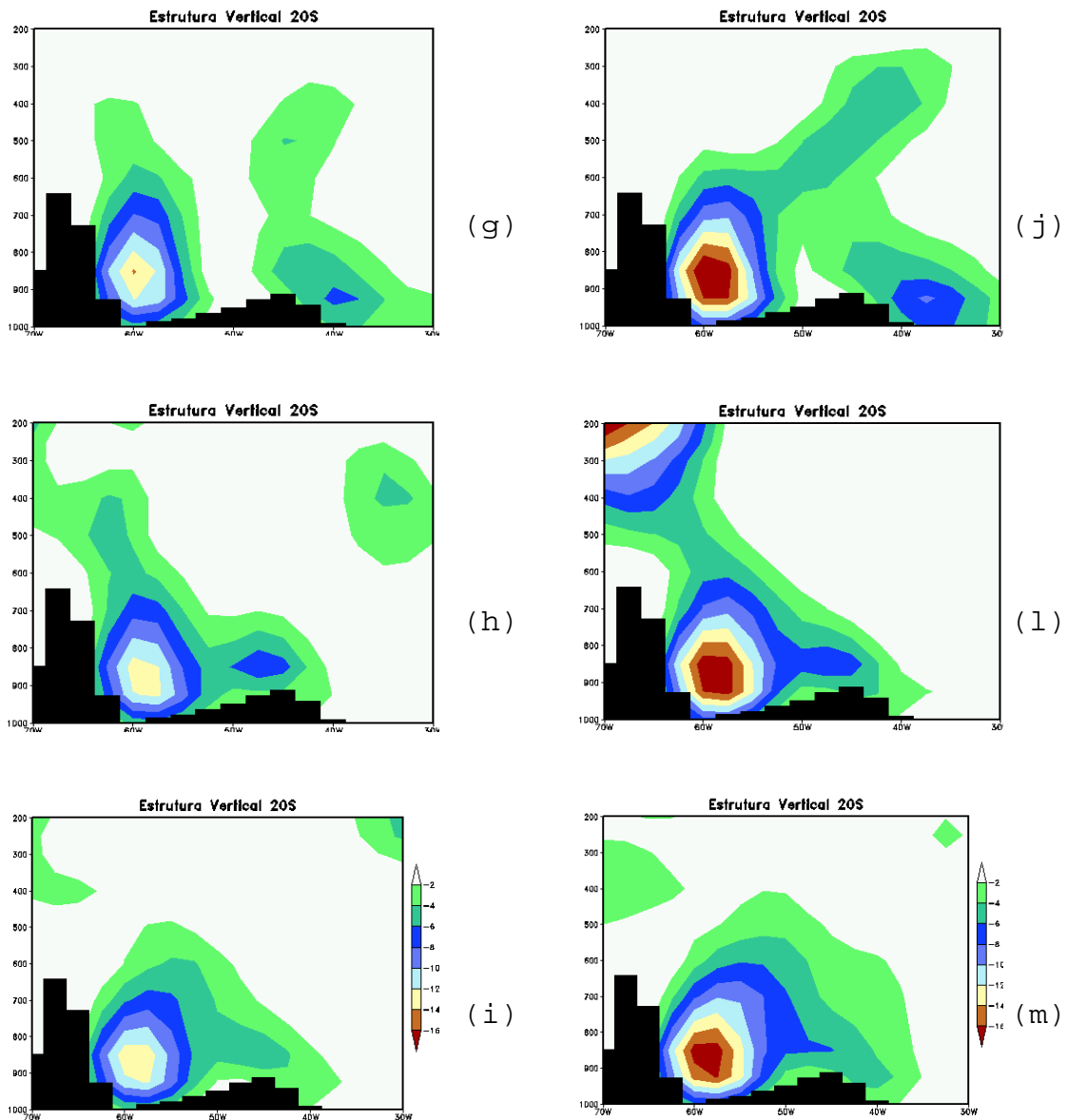


FIGURA 4.6 - Conclusão

As Figuras 4.7 (a a c) e 4.7 (g a i) ilustram os campos da estrutura vertical da magnitude do vento, para os casos selecionados dos JBN no dia anterior à ocorrência e as Figuras 4.7 (d a f) e 4.7 (j a m) ilustram os campos no

dia da ocorrência dos jatos em 10° S e 15° S. Essa análise foi feita para latitudes mais baixas com o intuito de considerar além do vento meridional, o vento zonal, que tem uma intensidade maior nessas latitudes.

Nota-se que na latitude de 10° S, a magnitude do vento associada ao JBN é mais fraca do que na latitude de 15° S, sendo que no grupo 1 se verifica mais intensidade, nas duas latitudes, do que nos outros grupos (Figura 4.7a,d,g,j). Observa-se que no dia da ocorrência do jato o escoamento torna-se mais intenso, com núcleo central localizado próximo a 950 - 800 hPa e próximo de 62° W, o qual atinge a máxima velocidade de 18 m/s no grupo 1, caracterizando bem o JBN. Deve-se lembrar que esse grupo é associado à ocorrência de CCM no norte da Argentina.

Nos campos do grupo 2 (Figura 4.7 h e l) em 15° S, foram observados dois jatos em baixos níveis, um mais intenso a leste dos Andes e um outro menos intenso associado à Alta Subtropical. Observou-se a existência de ventos fortes em altos níveis acima de 400 hPa no dia da ocorrência do jato. Para os campos do grupo 3, o núcleo do JBN a leste dos Andes é menos intenso, comparado aos demais campos e o máximo secundário que está associado com o escoamento da Alta Subtropical está deslocado para o oceano. Verifica-se também, a presença de configurações estendendo-se para níveis mais altos da atmosfera acima de 400 hPa em 15° S, refletindo o escoamento zonal em altos níveis (Figura 4.7 i e m).

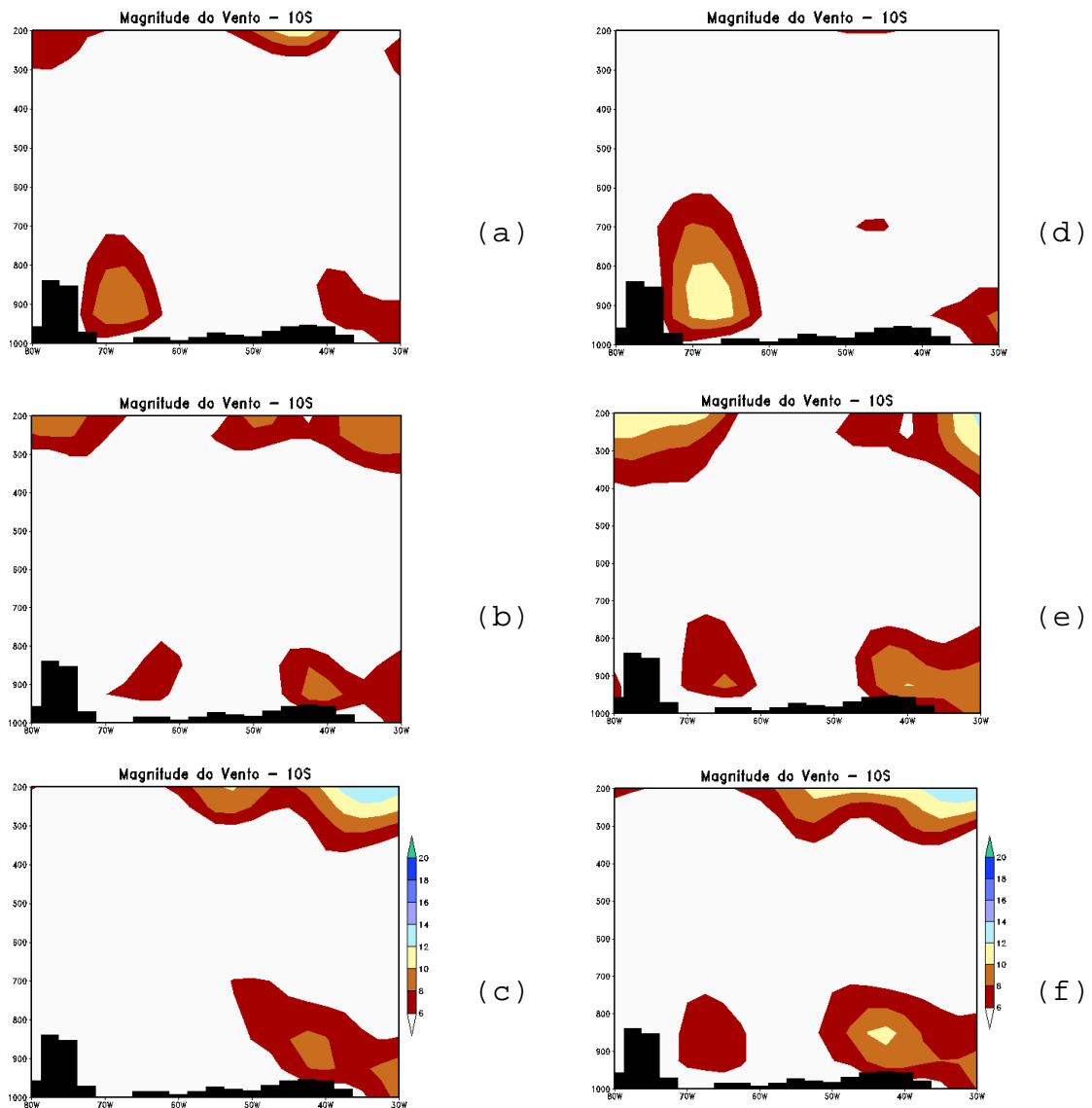


FIGURA 4.7 - Campos médios da estrutura vertical da magnitude do vento (m/s) às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e do dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) em 10°S e (g e j) em 15°S casos com JBN e CMM, (b e e) em 10°S e (h e l) em 15°S casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) em 10°S e (i e m) em 15° S casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. A área sombreada corresponde à cordilheira dos Andes e o cerrado brasileiro nessa latitude.

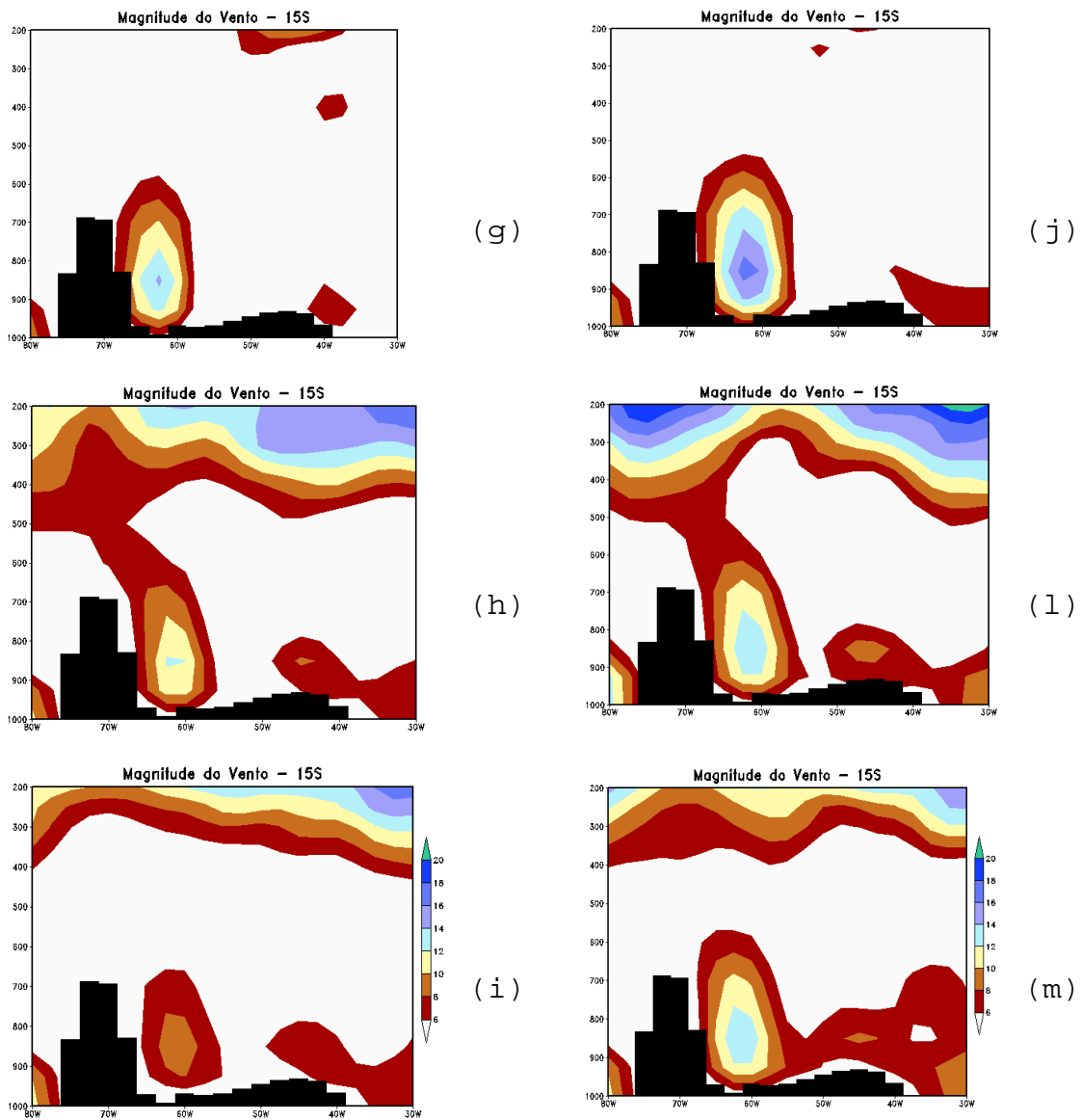


FIGURA 4.7 - Conclusão

As Figuras 4.8 (a a c) e 4.8 (d a f) ilustram os campos médios da convergência de umidade no nível de 850 hPa às 06:00 UTC, para os casos selecionados dos JBN no dia anterior à ocorrência e no dia da ocorrência, respectivamente. Os campos mostram claramente o máximo de convergência de umidade sobre a correspondente atuação dos

JBN. Nota-se que no dia anterior, mais altos valores de convergência já existiam na área de atuação do jato, para o grupo 2. No grupo 3, mesmo com alta convergência de umidade sobre o norte da Argentina, não houve formação de CCM.

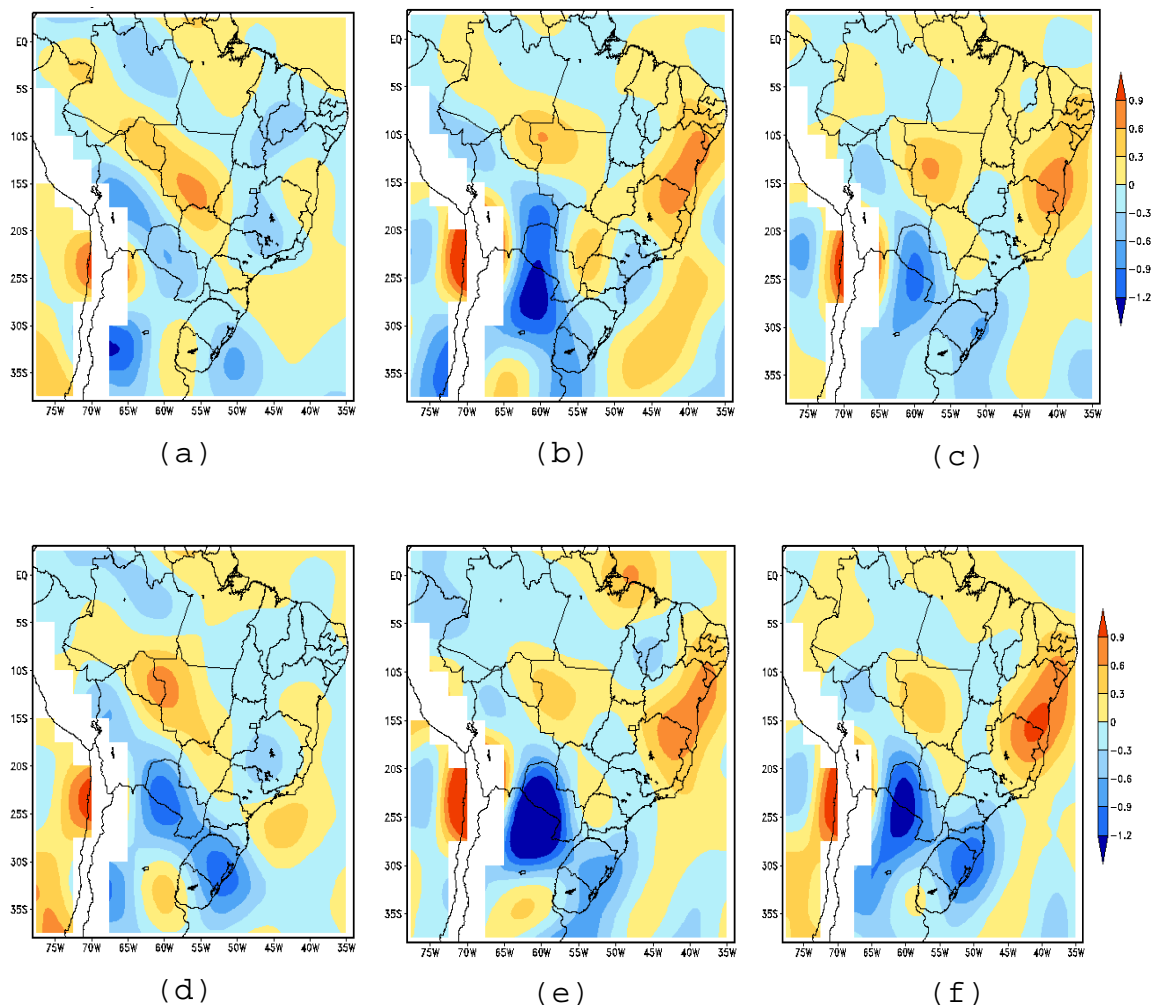


FIGURA 4.8 - Campos médios da convergência de umidade ($10^{-7} \text{ gkg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), no nível de 850 hPa às 06 UTC, para os dias com ocorrência de jato e do dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) casos com JBN e CMM, (b e e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. A área sombreada corresponde a cordilheira dos Andes.

As Figuras 4.9 (a a c) e 4.9 (d a f) ilustram os campos médios da advecção de umidade no nível de 850 hPa às 06:00 UTC no dia anterior à ocorrência e no dia do jato, respectivamente. Em todos os grupos são observadas grandes diferenças de advecção de umidade na área do jato. No grupo 1, observa-se uma ampla região de máxima advecção de umidade a leste dos Andes (da ordem 6 gkg^{-1}) na região do JBN, sugerindo que a umidade é proveniente da Amazônia, sendo advectada sobre a Bolívia e estende-se sobre o Paraguai até o sul do Brasil. Nota-se que essa máxima advecção de umidade é maior no dia com ocorrência do jato no grupo 1 (Figura 4.9d).

No grupo 2, nota-se uma região de advecção de umidade sobre a Bolívia e de advecção de ar mais seco sobre o Paraguai e norte da Argentina da ordem de -4 gkg^{-1} , que é mais significativa no dia da ocorrência do jato. Para o grupo 3, verifica-se que há região positiva de advecção de umidade desde a Bolívia, estendendo-se até o oceano Atlântico, no entanto menos intensa que a do grupo 1, e há um máximo de advecção de ar mais seco sobre o norte da Argentina e Uruguai. Essas diferenças podem estar relacionadas às ocorrências ou não de CCM sobre o norte da Argentina.

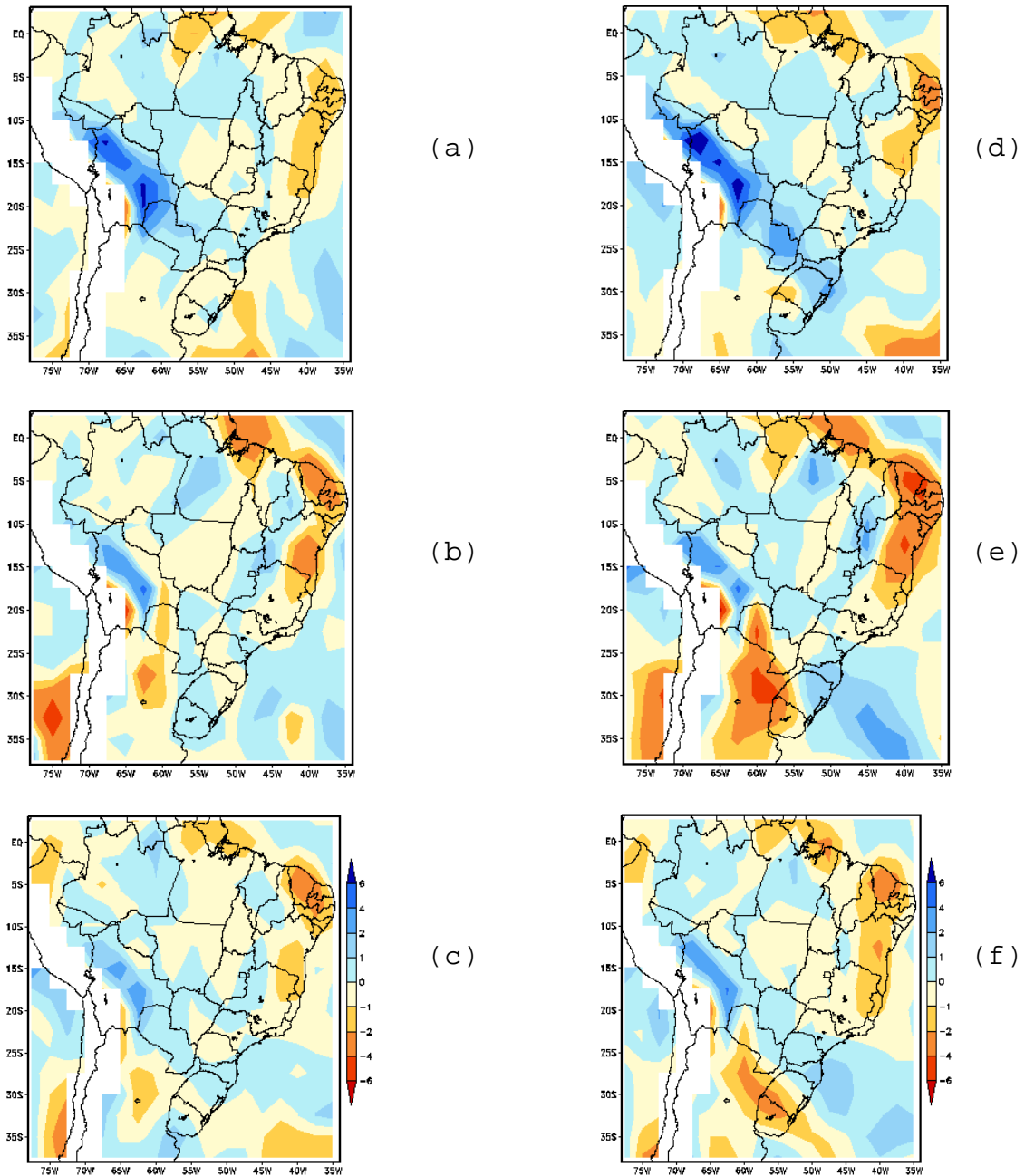


FIGURA 4.9 - Campos médios de advecção de umidade específica (gkg^{-1}), no nível de 850 hPa às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e o dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) casos com JBN e CMM, (b e e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. A área sombreada corresponde a cordilheira dos Andes.

As Figuras 4.10 (a a c) ilustram os campos médios da advecção de temperatura no nível de 850 hPa às 06:00 UTC, para o dia anterior à ocorrência e as Figuras 4.10 (d a f) ilustram a ocorrência no dia. Para o grupo 1, observa-se região de advecção de temperatura a leste do Andes desde o noroeste da Amazônia, passando pela Bolívia, Paraguai até atingir o sul do Brasil. Verifica-se que essa invasão de ar quente, proveniente da Amazônia, é mais notável no dia de ocorrência do jato, comparado aos outros grupos, mas precisamente sobre o nordeste Argentina e sul do Paraguai (Figura 4.10d).

No grupo 2, em que há desenvolvimento de atividade convectiva em forma de funil, existem duas áreas com forte invasão de advecção fria e quente, fornecendo um forte gradiente leste-oeste, no dia de ocorrência do jato. No grupo 3, estas características também são observadas, porém com menor intensidade. No entanto, no grupo 1, não são observadas valores intenso de advecção de temperatura (Figura 4.10d).

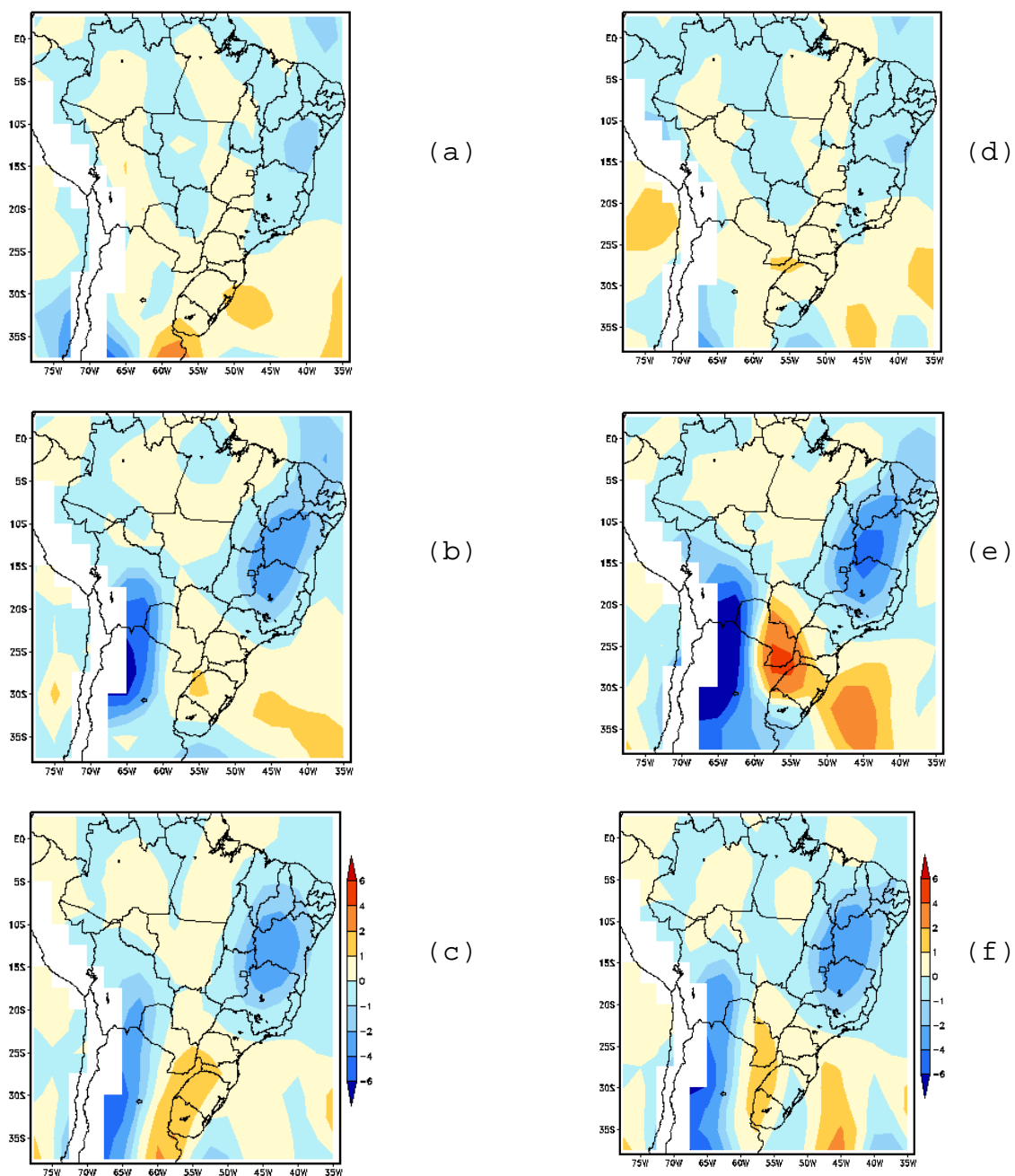


FIGURA 4.10 - Campos médios da advecção de temperatura ($^{\circ}\text{C dia}^{-1}$) no nível de 850 hPa às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e o dia anterior à ocorrência, para os grupos: (a e d) casos com JBN e CMM, (b e e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c e f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva. A área sombreada corresponde à cordilheira dos Andes.

As Figuras 4.11 (a a c) ilustram as análises dos campos médios da anomalia zonal de geopotencial no nível de 500 hPa às 06:00 UTC, para os casos selecionados dos JBN no dia anterior a ocorrência e as Figuras 4.11 (d a f) ilustram a ocorrência no dia. As configurações de anomalia zonal de geopotencial mostram em todos os grupos, a presença de anomalias negativas sobre a região sul da AS, representando a existência de um cavado nos dias anteriores, que se desloca para leste nos dia de ocorrência do jato.

Observa-se que a ocorrência de anomalia negativa é mais forte nos resultados do grupo 2, comparado aos demais grupos, tanto no dia anterior, como no dia de ocorrência de jato (Figura 4.11 b e e). Nota-se também, nos 3 grupos, anomalias positivas a sudoeste do cavado, representando uma crista intensa em latitudes mais altas. As diferenças se referem à posição do cavado e à extensão das anomalias positivas.

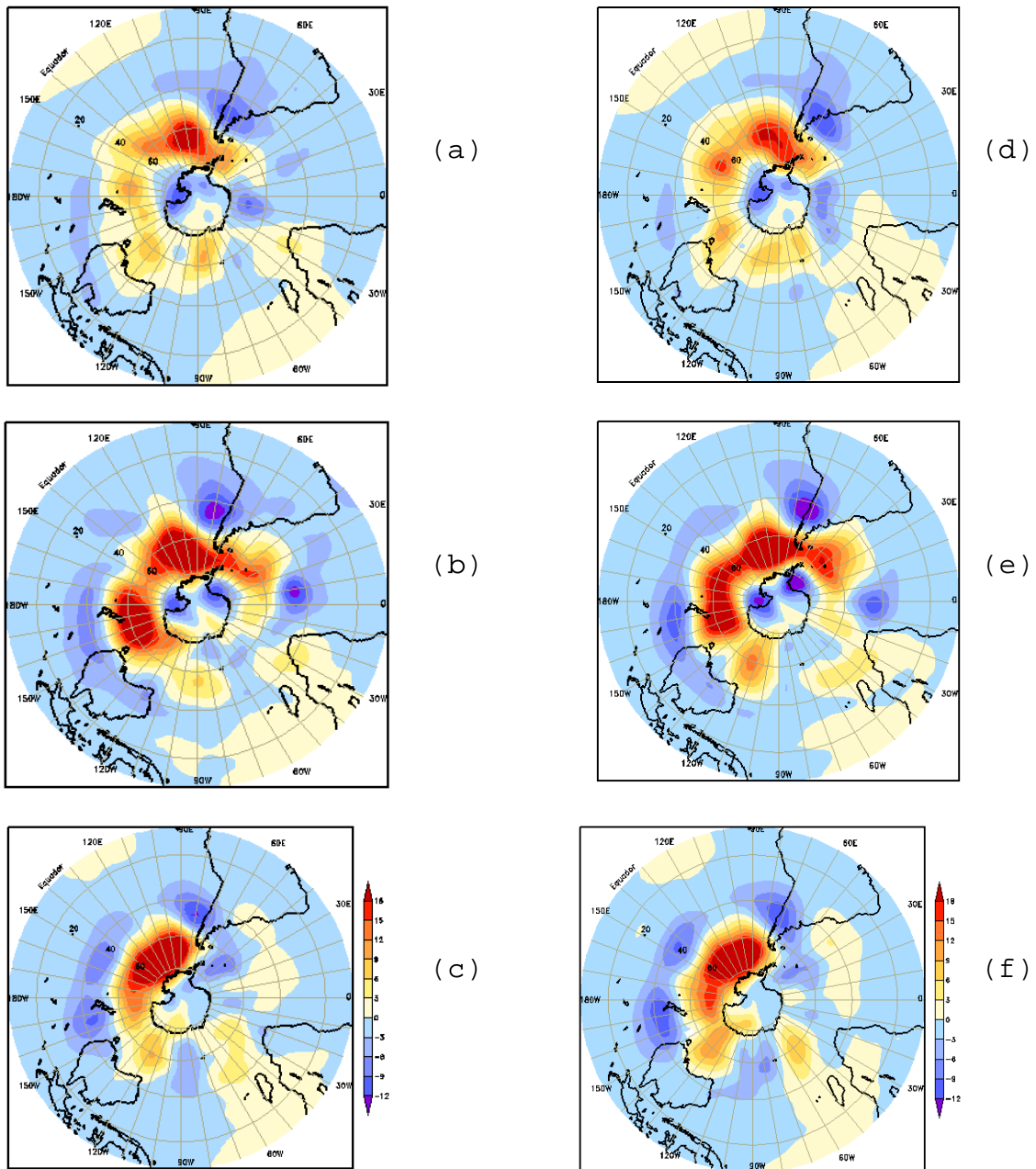


FIGURA 4.11 - Campos médios da anomalia zonal de geopotencial (m_{gp}), no nível de 500 hPa às 06:00 UTC, para os dias com ocorrência de jato e o dia anterior, para os grupos: (a e d) casos com JBN e CMM, (b e e) casos com JBN e atividade convectiva em forma de funil e (c) e (f) casos com JBN e sem CCM ou atividade convectiva.

4.3 - Análise de FOE para a América do Sul

Os padrões dominantes nos modos das FOE geradas a partir dos dados não filtrados do Vento Meridional em 850 hPa explicam 21% da variância total dos dados para o primeiro autovetor e 14% para o segundo autovetor. Quando somados, contribuem para explicar 35% da variância obtida com os K dados originais, ou seja, os 86 dias selecionados de casos estudados de ocorrência do JBN, na área 2. Os padrões obtidos indicam a variabilidade do vento meridional nos casos selecionados.

A interpretação física dos sinais mostrados na Figura 4.12 depende do sinal das amplitudes. Portanto, os contornos negativos podem estar indicando ventos de norte com os dados originais, enquanto os contornos positivos podem indicar ventos de sul, ou o enfraquecimento ou fortalecimento do vento meridional. Pode-se notar uma diferença substancial entre os dois primeiros autovetores. O primeiro autovetor que contribui com a maior parte da variância mostra uma configuração de dipolo zonal entre o continente sul-americano e o oceano Atlântico Sul. Esse padrão de escala sinótica apresenta maior variabilidade ao sul de 20° S, representando a configuração ondulatória de uma crista ou cavado sobre o sudeste da AS (Figura 4.12a).

A série temporal das componentes principais ou de amplitudes (Figura 4.12c) mostra valores positivos e negativos, o que sugere que nos dias em que a amplitude do

padrão da primeira componente principal é máxima (positiva) ou mínima (negativa), ocorrem ventos máximos de norte ou de sul sobre a Argentina. A partir desta hipótese foi investigado o campo de vento sobre a AS, para casos de amplitudes extremas.

Foi feita uma análise na série das amplitudes, de modo a averiguar em quais dias ocorreram os valores mais positivos e negativos de amplitude, para a circulação do escoamento meridional. Foram selecionados 5 casos extremos de amplitudes positivas e negativas para elaboração dos compostos da primeira componente principal (Tabela 1), onde pode ser observado que a maioria dos casos ocorreu no inverno. As Figuras 4.13 (a e b) e (c e d) mostram os casos para as amplitudes positivas e as amplitudes negativas, respectivamente. Ao verificarmos o campo médio do vento meridional (Figura 4.13a) e o escoamento médio em baixos níveis (Figura 4.13b) dos casos com amplitude positiva, observamos ventos de norte que se estendem meridionalmente desde a região do JBN até o sul da AS. Já para os casos com amplitude negativa, os campos do vento meridional e escoamento indicam vento de norte na região do JBN, orientado de NW/SE até o sul do Brasil, e ventos de sul sobre a Argentina (Figura 4.13 c e d). As configurações dos dois casos são consistentes com o padrão dominante (EOF1). Também foi observado nos compostos da seção 4.2, que na maior parte dos dias, há um cavado sobre o sul da AS e essa duas configurações podem implicar em posições diferentes do mesmo.

O segundo autovetor, com menor contribuição na variância, também apresenta uma configuração ondulatoria, porém com menor comprimento de onda. A área de variabilidade se estende desde a região subtropical até a tropical, o que não foi observado no primeiro autovetor. Essa configuração mostra valores alternados, indicando para as amplitudes positivas, um cavado na costa sudoeste da AS e um outro sobre o oceano Atlântico, intercalado por uma crista (Figura 4.12b). Um cavado entre duas cristas é a configuração para as amplitudes negativas. Nota-se que há uma consistência no sinal do vento meridional em grande parte da Argentina e na região do JBN, o que indica ventos de norte sobre essas regiões, e ventos de sul sobre o sul e parte do sudeste/centro-oeste do Brasil, também observados no primeiro autovetor.

TABELA 1 - Seleção de cinco casos extremos com Amplitude Positiva e Negativa para o Vento Meridional.

AMPLITUDES	POSITIVAS	NEGATIVAS
CASOS	06Z04JUN1997	12Z24JUN1995
	06Z06MAR1998	00Z06JUL1995
	12Z08JUL2001	06Z29DEZ1998
	12Z17JUL2001	06Z11SET2000
	12Z27JUN2002	06Z22JUL2002

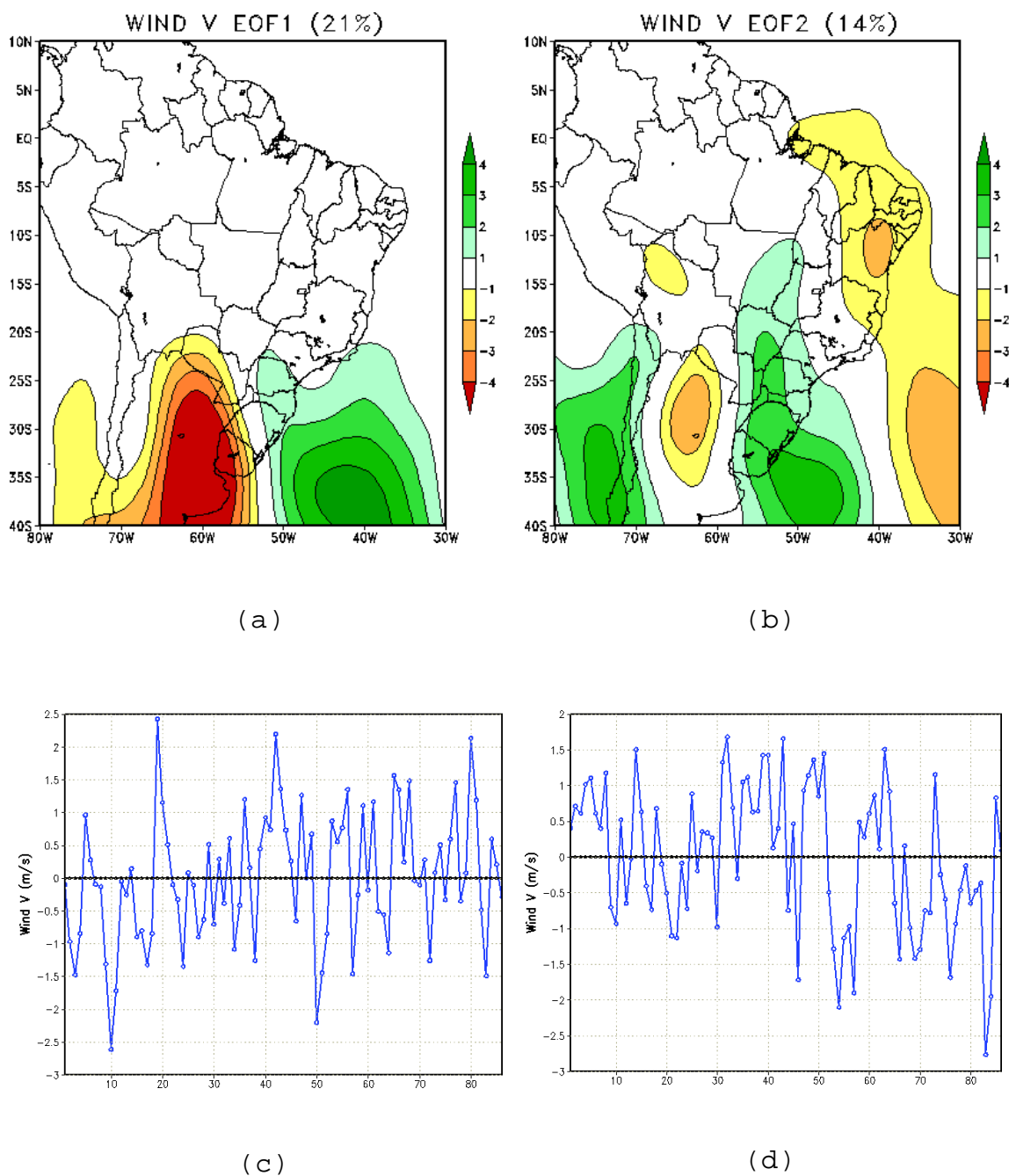


FIGURA 4.12 - Padrão espacial dos dois primeiros autovetores do vento meridional em 850 hPa. O primeiro autovetor explica 21% (a) e o segundo 14% (b) da variância total dos dados. Componentes principais correspondentes ao 1º e 2º modo (c) e (d).

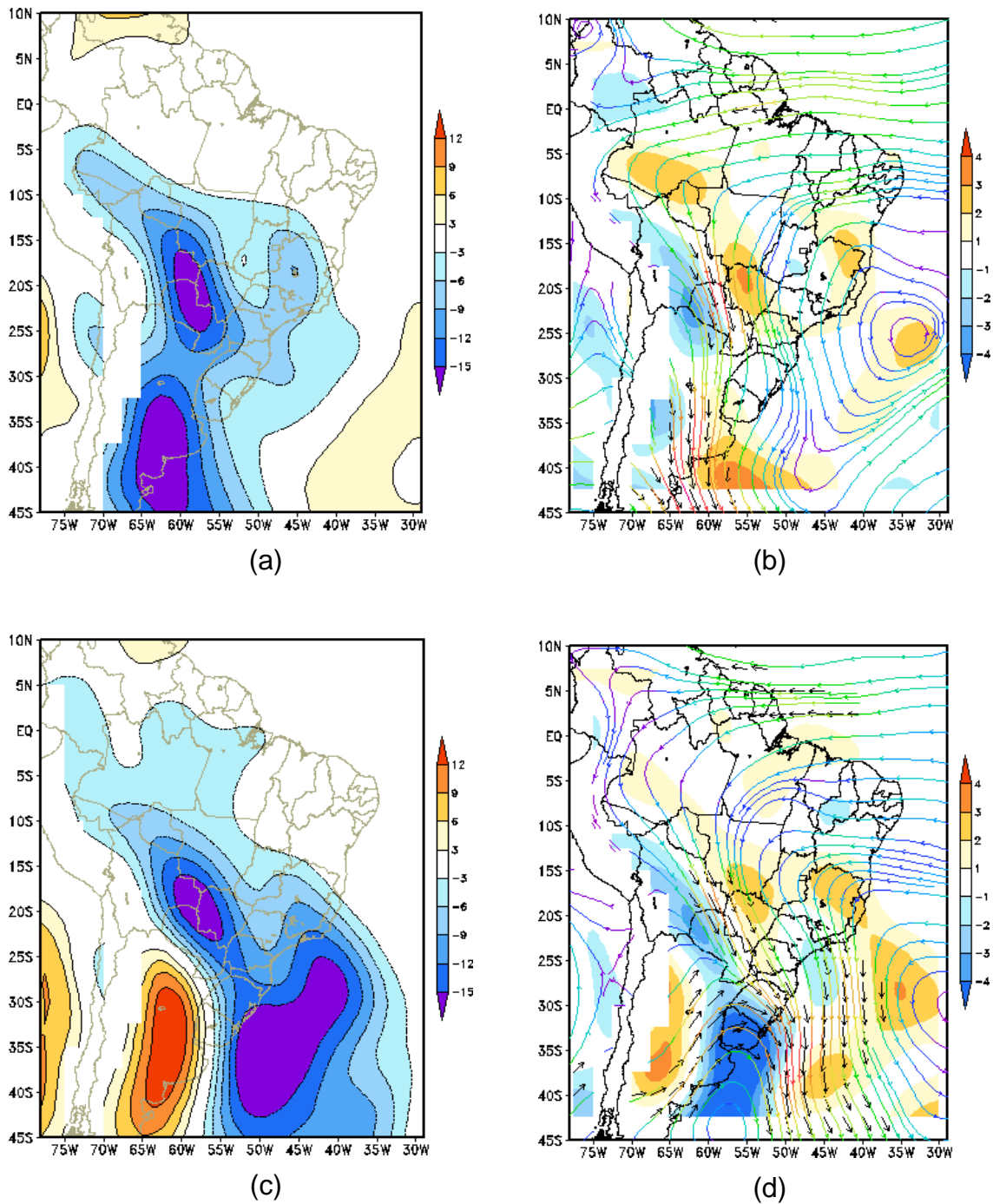


FIGURA 4.13 - Campos médio do vento meridional em 850 hPa para amplitude positiva (a) e negativa (c) e escoamento médio em 850 hPa dos 5 casos extremos com amplitude positiva (b) e negativa (d).

Os dois primeiros modos das FOE gerados a partir dos dados do Vento Meridional em 200 hPa, explicam 24% da variância total dos dados para o primeiro autovetor e 17% para o segundo autovetor. Quando somados, contribuem para explicar 41% da variância total dos dados e mostram uma alternância desta componente, representando o comportamento ondulatório do escoamento sobre a AS. Estes modos indicam padrões diferentes quanto ao comprimento de onda, representando a influência de uma onda mais longa (1º autovetor) e onda mais curta (2º autovetor), Figura 4.14a e b.

O primeiro autovetor em altos níveis apresenta uma configuração semelhante àquela do primeiro autovetor em baixos níveis (Figura 4.12a), deslocado apenas para oeste, indicando um comportamento baroclínico da atmosfera (crista ou cavado em altos níveis a oeste da crista/cavado em baixos níveis). No primeiro autovetor há uma configuração de cavado ou crista de grande escala, que também pode indicar posições diferentes do escoamento ondulatório (Figura 4.14c). No segundo autovetor, há uma grande variabilidade nas amplitudes dos dias selecionados, e para amplitudes negativas essa configuração é consistente com uma baixa pressão em superfície sobre o norte do Argentina, que pode estar associada à Baixa do Chaco.

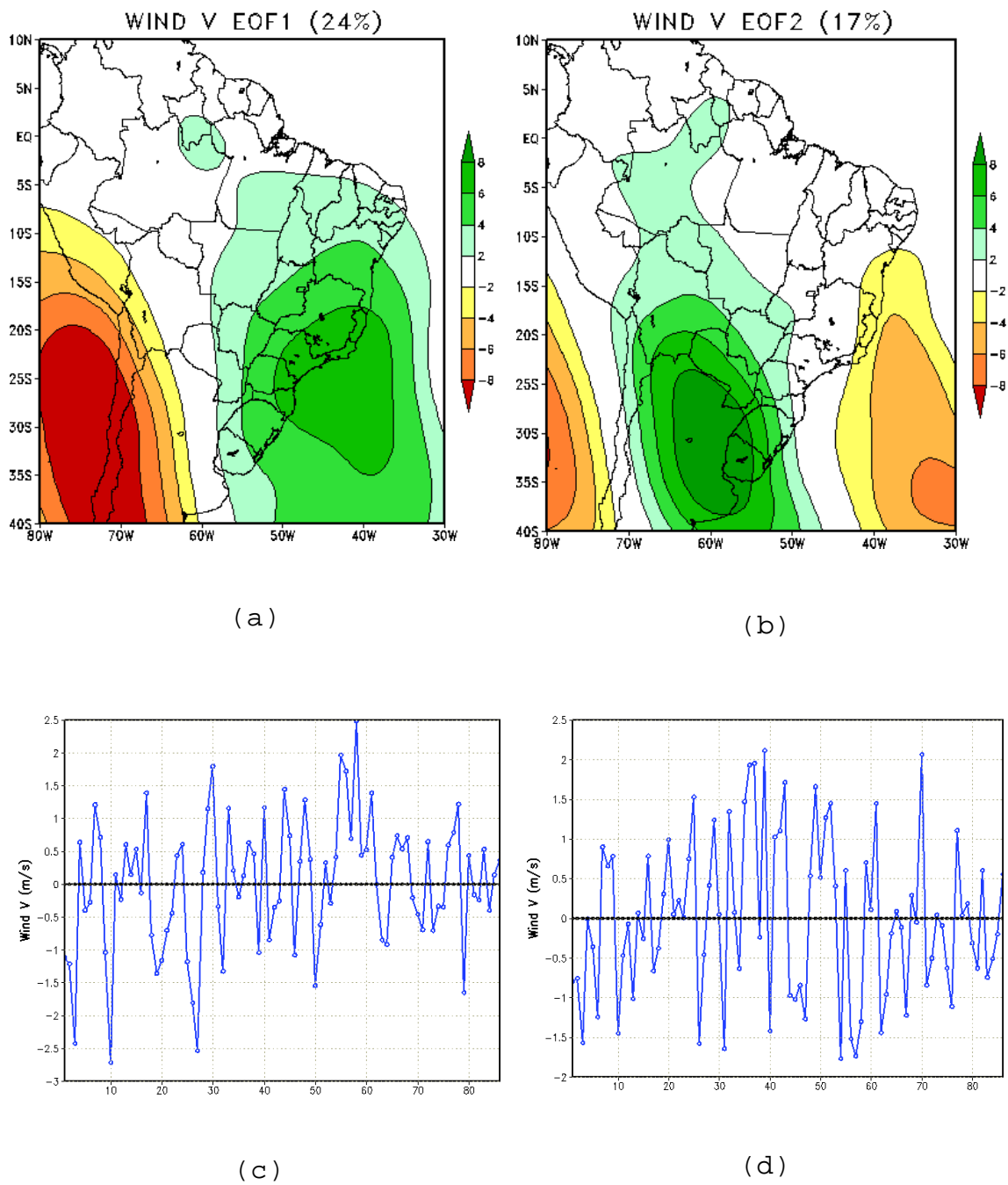


FIGURA 4.14 - Padrão espacial dos dois primeiros autovetores do vento meridional em 200 hPa. O primeiro autovetor explica 24% (a) e o segundo 17% (b) da variância explicada total dos dados. Componentes principais correspondentes aos 1° e 2° modos (c) e (d).

Os dois primeiros modos das FOE gerados a partir dos dados do Vento Zonal em 850 hPa, explicam 15,2% da variância total dos dados para o primeiro autovetor e 12% para o segundo. Quando somados, contribuem para explicar 27,2% da variância total (Figura 4.15). Nota-se uma diferença entre os dois autovetores, o primeiro autovetor com maior parte da variância, apresenta sinais opostos entre a região Tropical e Sul/Sudeste da AS, como pode ser visto na Figura 4.15a.

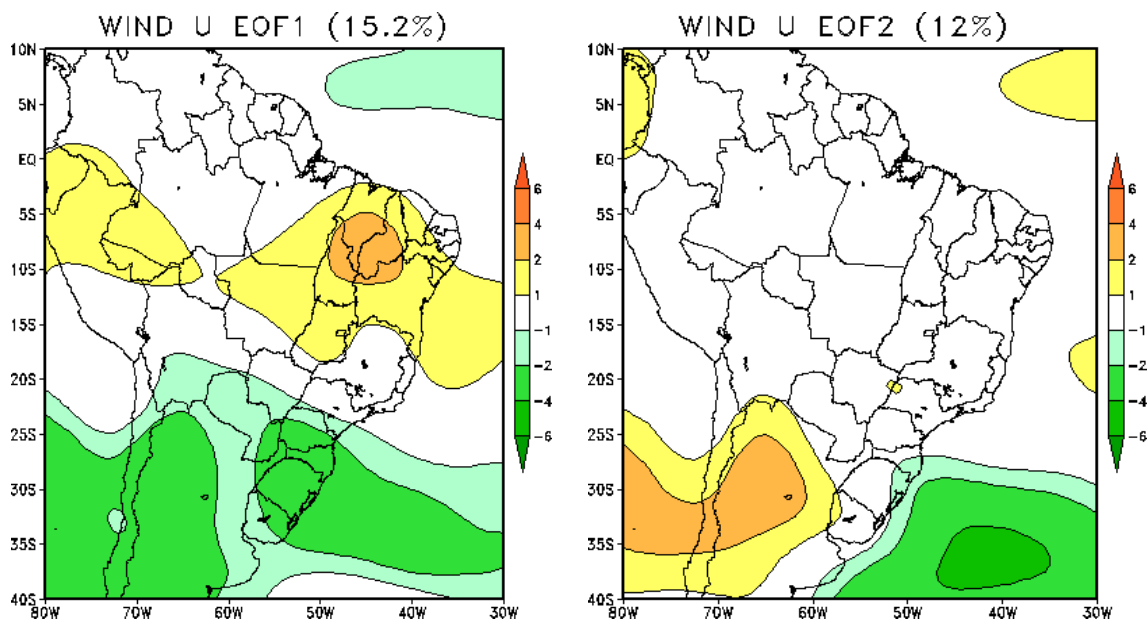
A Figura 4.15c, mostra a série da componente principal para o 1º modo, com as amplitudes positivas e negativas indicando a variabilidade dos ventos de leste sobre o Nordeste e ventos de oeste sobre o Sul do Brasil, associadas com a variabilidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul. O segundo autovetor, embora com variância menor, apresenta sinais opostos entre grande parte da Argentina e o oceano Atlântico nessa mesma latitude. Essa configuração que não foi identificada anteriormente pode indicar, no escoamento, uma variabilidade na intensidade da confluência dos ventos de oeste e leste sobre a Argentina e sul do Brasil e Uruguai, associada à presença de um sistema frontal (Figura 4.15b).

As Figuras 4.16 (a e b) e (c e d) mostram compostos de 5 casos com amplitudes extremas positivas e negativas para o vento zonal em 850 hPa, respectivamente. A Tabela 2 mostra que a maior parte desses casos extremos para amplitude positiva ocorreu no verão, enquanto para amplitude negativa a maioria ocorreu no inverno. Ao

verificarmos o campo médio do vento zonal (Figura 4.16a) e o escoamento médio em baixos níveis (Figura 4.16b) dos casos com amplitude positiva, observamos ventos de leste que se estendem zonalmente desde o oceano Atlântico até a região da Amazônia e ventos de oeste sobre a Bolívia e ao sul de 35°S mais fortes. Para os casos com amplitude negativa, os campos do vento zonal indicam escoamento de leste mais intenso sobre o norte e nordeste do Brasil, enfraquecendo sobre o norte da Amazônia e ventos com componente de oeste na direção NW/SE a leste dos Andes desde a região central da AS até o sul do Brasil (Figura 4.16 c e d). Nos campos do escoamento, as características do jato são bem distintas, assim como a configuração da Alta Subtropical.

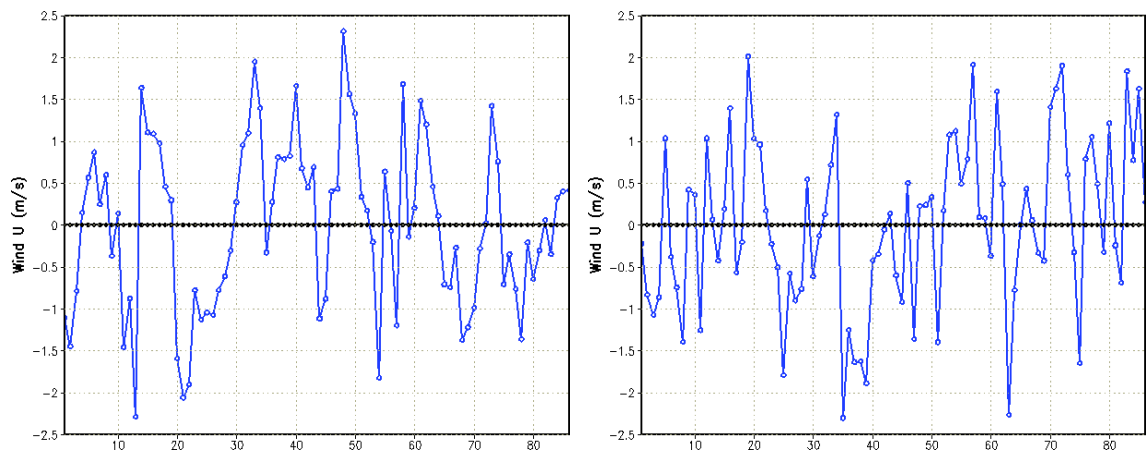
TABELA 2 - Seleção de cinco casos extremos com Amplitude Positiva e Negativa para o Vento Zonal.

AMPLITUDES	POSITIVAS	NEGATIVAS
CASOS	06Z09JAN1996	12Z21JUL1994
	06Z06DEZ1997	06Z28JUL1995
	06Z16NOV1998	06Z21JUN1997
	06Z17DEZ2000	12Z11MAR1998
	06Z11NOV2001	12Z24JUN2000



(a)

(b)



(c)

(d)

FIGURA 4.15 - Padrão espacial dos dois primeiros autovetores do vento zonal em 850 hPa. O primeiro autovetor explica 15% (a) e o segundo 12% (b) da variância total dos dados. Componentes principais correspondentes aos 1° e 2° modos(c) e (d).

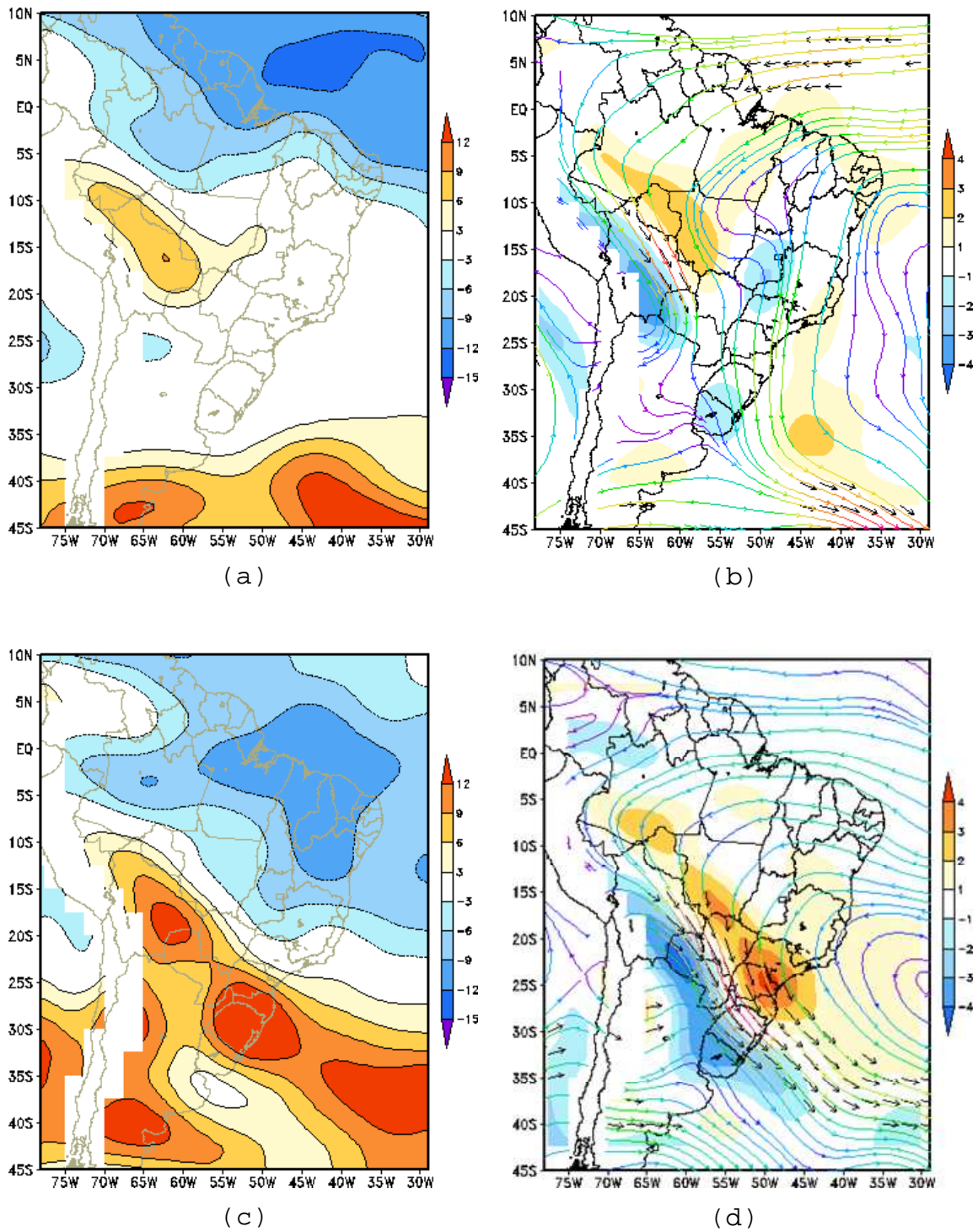


FIGURA 4.16 - Campos médio do vento zonal em 850 hPa para amplitude positiva (a) e negativa (b) e escoamento médio em 850 hPa dos 5 casos extremos com amplitude positiva (b) e negativa (d).

Os dois primeiros modos das FOE gerados a partir dos dados do Vento Zonal em 200 hPa, explicam 32% da variância total dos dados para o primeiro autovetor e 18% para o segundo. Quando somados, contribuem para explicar 50% da variância ocorrida e apresentam valores significantes em grandes extensões sobre a AS, conforme mostra a Figura 4.17.

O primeiro autovetor, com maior parte da variância, apresenta uma grande extensão de mesmo sinal sobre a AS ao sul de 5°S, e sinal oposto ao norte, indicando a variabilidade do vento zonal nessas regiões (Figura 4.17a). Como normalmente os ventos são de oeste em altos níveis sobre a AS, a série de amplitudes indica uma variabilidade na intensidade do vento zonal sobre a parte central da AS. Na série temporal nota-se que vários casos de ocorrência se encontram em longos períodos seguidos de amplitudes positivas e outros de amplitudes negativas. O segundo autovetor apresenta sinais opostos sobre a AS. Para as amplitudes positivas, vemos que existe um aumento na intensidade do vento zonal na região Tropical e uma diminuição na região do jato Subtropical, ocorrendo o oposto para as amplitudes negativas, Figura 4.17b. É observado que o segundo autovetor em altos níveis apresenta condições semelhantes ao do primeiro autovetor em baixos níveis (Figura 4.17a).

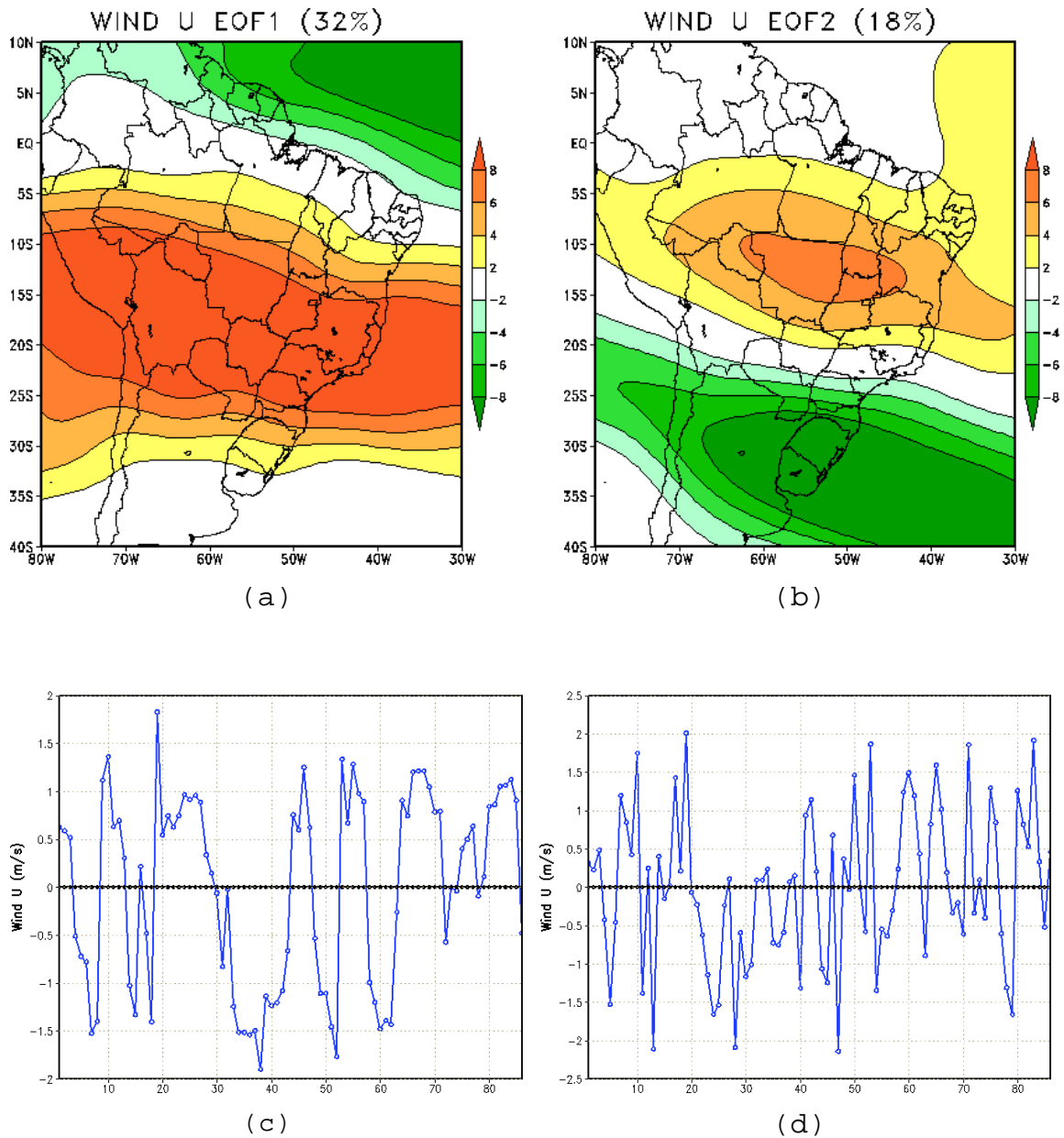


FIGURA 4.17 - Padrão espacial dos dois primeiros autovetores vento zonal em 200 hPa. O primeiro autovetor explica 32% (a) e o segundo 18% (b) da variância total dos dados. Componentes principais correspondentes aos 1º e 2º modos (c) e (d).

A configuração dominante das FOE de ROL, explica 24% da variância total para o segundo autovetor e 7% para o segundo, e representam um padrão típico da variabilidade da convecção sobre a AS. Pode-se observar uma grande diferença no padrão de variabilidade de ROL entre os autovetores (Figura 4.18 a e b).

A configuração espacial e a série de amplitudes para o primeiro autovetor indicam um aumento ou redução de convecção sobre toda região tropical e subtropical da AS, como se verifica na Figura 4.18 a e c. Na análise da série temporal nota-se que há uma variabilidade semelhante à do vento zonal em 200 hPa (Figura 4.17c). Em um dos períodos nos casos, do tempo 20 ao tempo 30, há ventos de oeste mais fortes sobre a parte central da AS (Figura 4.17a) e aumento de ROL (Figura 4.18a), situação oposta ocorre nos casos do tempo 30 ao tempo 43. Essa configuração parece associada à variabilidade sazonal, no verão há mais convecção no continente e ventos de oeste mais fracos, enquanto no inverno há menos convecção e ventos de oeste mais fortes, considerando os 5 casos extremos de amplitudes positiva e negativa, nota-se que os casos com amplitude positiva ocorrem no inverno, e a maioria dos casos com amplitude negativa ocorre no verão, consistente portanto, com a variabilidade. Por outro lado, também pode haver variabilidade nessas variáveis em uma escala menor de tempo, que pode estar associada à variação na intensidade do JBN.

Em Cavalcanti *et al.* 2004, foi observada uma variabilidade das características associadas ao jato em uma escala sub-mensal. Naquele estudo, um caso de JBN ocorreu quando havia uma circulação em altos níveis associada à Alta da Bolívia, e quando houve ocorrência de ZCAS, houve a presença de um cavado que se estendeu sobre a parte central de Brasil da AS, com ventos fortes.

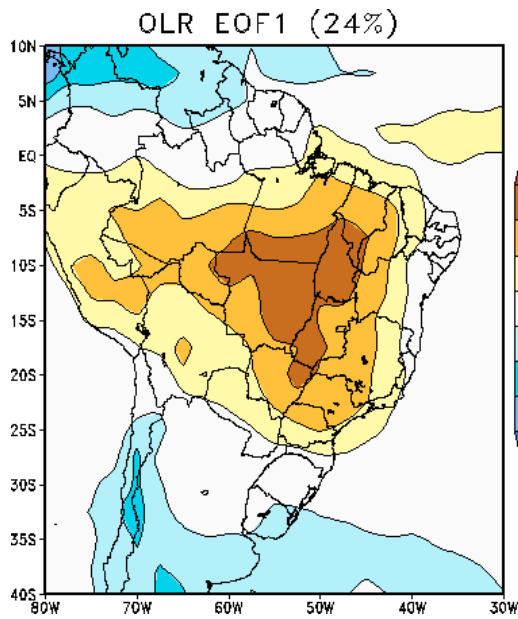
Ao observar o segundo autovetor (Figura 4.18b), nota-se uma área configurada de contorno negativo alongado e orientada na direção NW-SE sobre o sul do Brasil, evidenciando uma configuração típica da influência dos sistemas frontais sobre a região. A ocorrência de sistema frontal nessa região é consistente com o segundo autovetor do vento em baixos níveis indicado no escoamento da Figura 4.13d. A presença de convecção nessa região também é associada com o transporte de umidade da região tropical, pelo JBN.

Sinal oposto ocorre sobre a costa norte-nordeste do Brasil, sugerindo a variabilidade da zona de formação das Linhas de Instabilidade associadas à circulação de brisa marítima. Essa ocorrência é associada aos ventos alísios com componente perpendicular à costa (Cavalcanti, 1982). Característica que também pode ser notada no segundo autovetor do vento em baixos níveis (Figura 4.13b). Essa orientação faz parte do escoamento que se dirige ao sul na região do JBN. Ao verificarmos o campo médio de ROL para os 5 casos extremos de amplitude positiva (Figura 4.18e) observamos uma redução da convecção sobre toda região

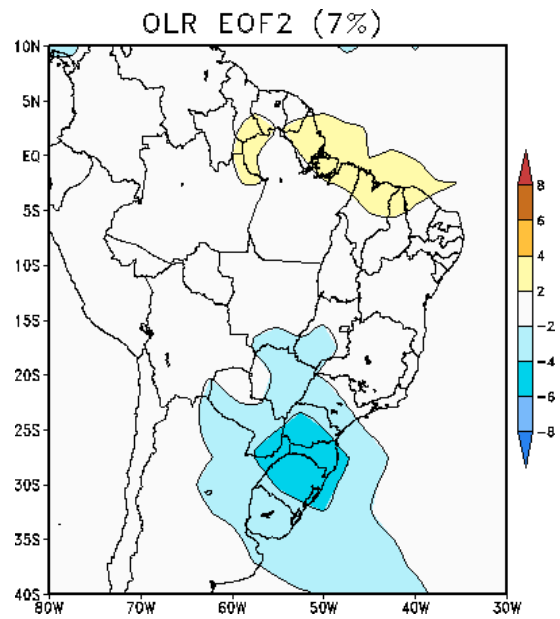
tropical e subtropical da AS e para os casos extremos de amplitude negativa um aumento da convecção (Figura 4.18f). Isto é consistente com o fato de se verifica mais casos no inverno com amplitude positivas e negativas no verão (Tabela 3).

TABELA 3 - Seleção de cinco casos extremos com Amplitude Positiva e Negativa para ROL.

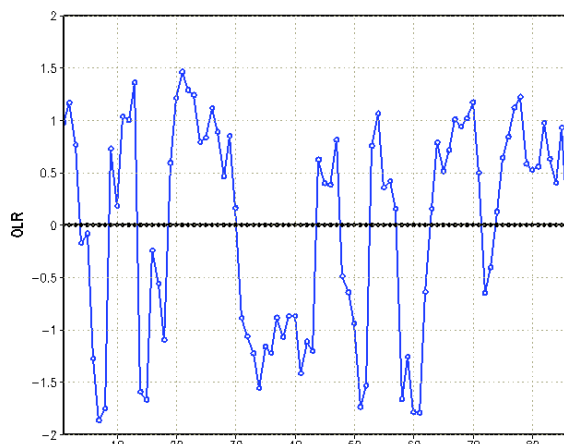
<i>AMPLITUDES</i>	<i>POSITIVAS</i>	<i>NEGATIVAS</i>
CASOS	06Z28JUL1995	06Z06DEZ1994
	06Z21JUN1997	06Z12JAN1996
	12Z24JUN2000	06Z14DEZ1997
	00Z20JUL2001	06Z31JAN1999
	12Z05JUN2002	06Z10MAR2001



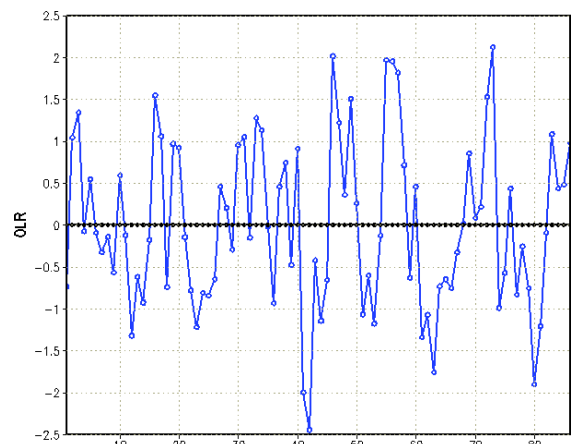
(a)



(b)



(c)



(d)

FIGURA 4.18 - Padrão espacial dos dois primeiros autovetores de ROL. O primeiro autovetor explica 24% (a) e o segundo 7% (b) da variância total dos dados. Componentes principais correspondentes aos 1º e 2º modos (c) e (d). Campos médios de ROL para os 5 casos extremos com amplitude positiva (e) e negativa (f).

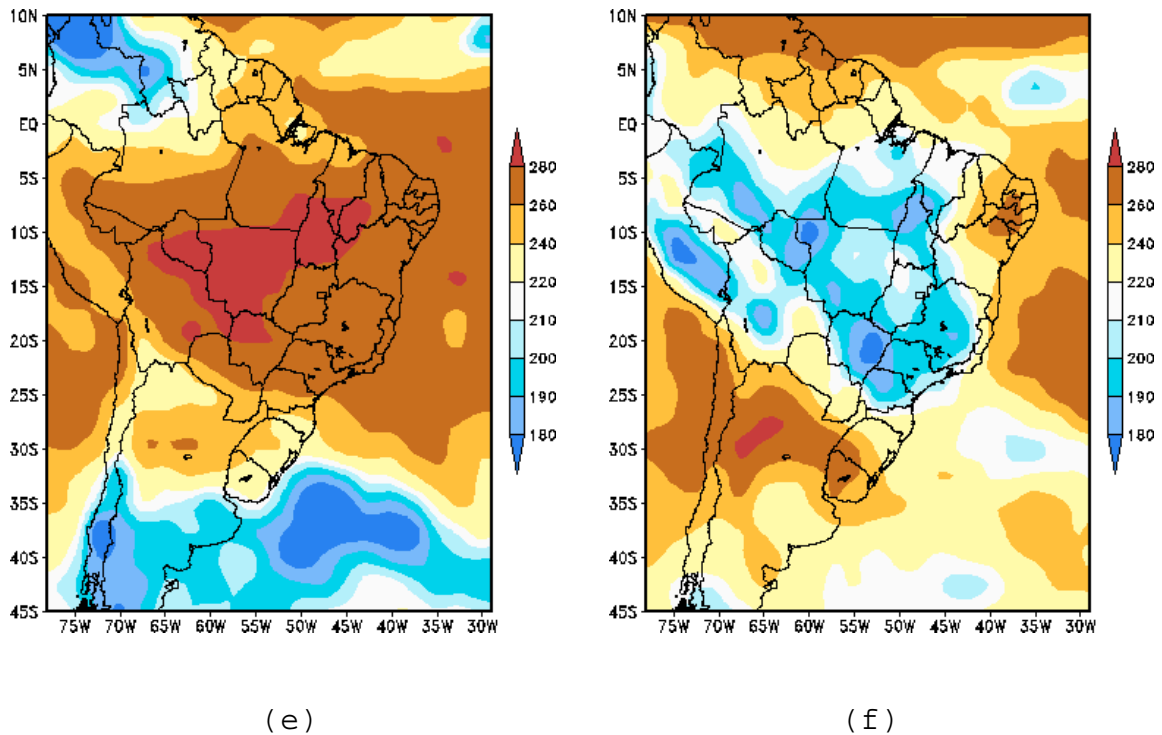


FIGURA 4.18 - Conclusão

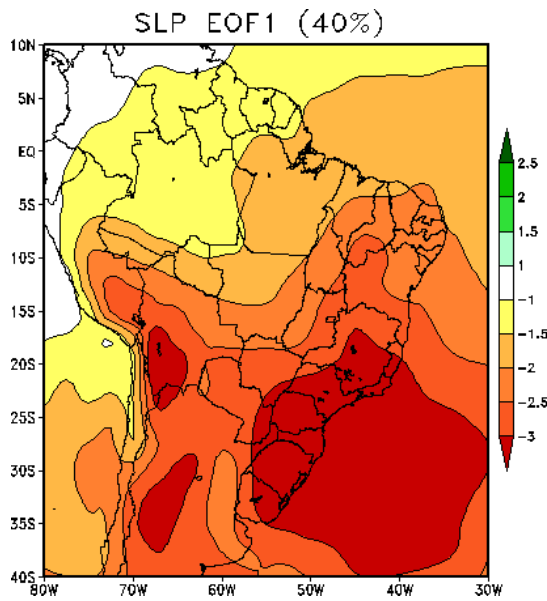
A configuração dominante das FOE de PNM, explica 40% da variância explicada para o primeiro autovetor e 19% para o segundo, como visto na Figura 4.19 (a e b). Nota-se uma diferença significativa entre os dois autovetores, os quais se diferenciam quanto ao percentual da variância explicada e no padrão de variabilidade da pressão.

O primeiro autovetor com o dobro da variância total apresenta um padrão espacial de PNM de mesmo sinal sobre toda a AS e oceano Atlântico, com maior intensidade sobre o oceano Atlântico Sul e sul/sudeste do Brasil. Essa configuração parece ser associada à alta subtropical do

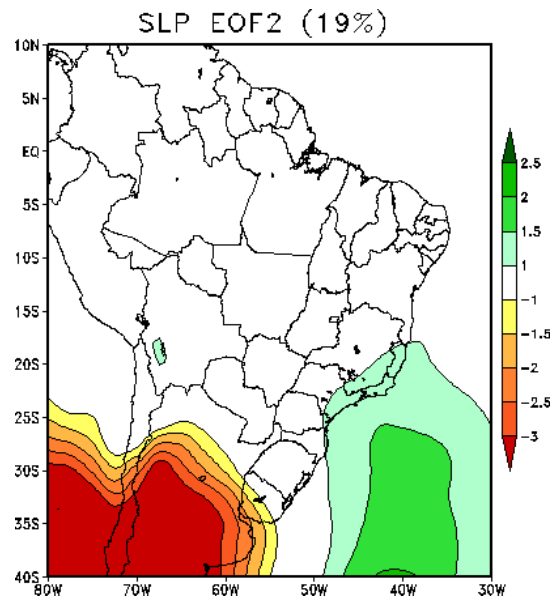
Atlântico deslocada para próximo do continente. Essa posição favorece a contribuição do ramo oeste para intensificação dos ventos de norte a leste dos Andes. Já o segundo autovetor, embora com a metade da variância do primeiro autovetor, apresenta um sinal forte de anomalias negativas sobre a Argentina e positivas sobre o oceano Atlântico, indicando a existência de um gradiente de pressão. A série das amplitudes (Figura 4.19d) mostra uma variabilidade no sinal dessas amplitudes, apresentando sinais opostos entre a região da Baixa do Chaco e da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Ao verificarmos o campo médio da PNM para os 5 casos extremos de amplitude positiva (Figura 4.19e), observamos a presença da Baixa de Chaco e para os 5 casos extremos de amplitude negativa (Figura 4.19f), a presença da Alta Subtropical bem intensa. Isto também é consistente com a verificação de mais casos no verão com amplitude positiva e mais casos negativos no inverno (Tabela 4).

TABELA 4 - Seleção de cinco casos extremos com Amplitude Positiva e Negativa para PMN.

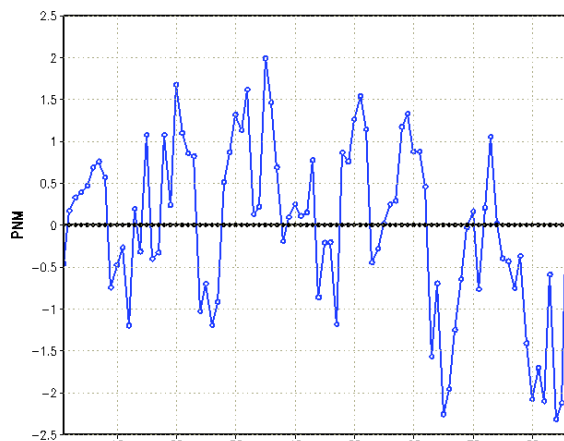
AMPLITUDES	POSITIVAS	NEGATIVAS
CASOS	18Z20JUN1997	12Z24JUL1995
	06Z03DEZ1997	12Z15JUL1997
	06Z28DEZ1997	12Z10JUN1998
	06Z31JAN1999	12Z08JUL2001
	06Z07JAN2001	12Z30JUL2002



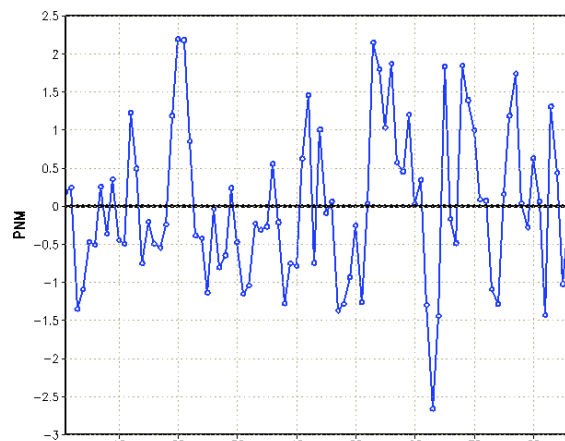
(a)



(b)

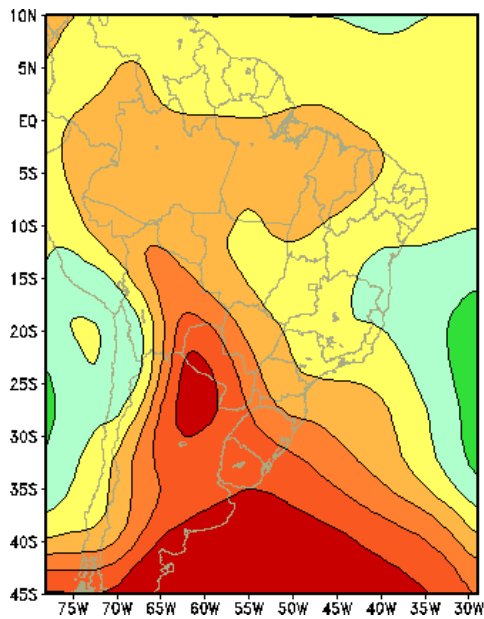


(c)

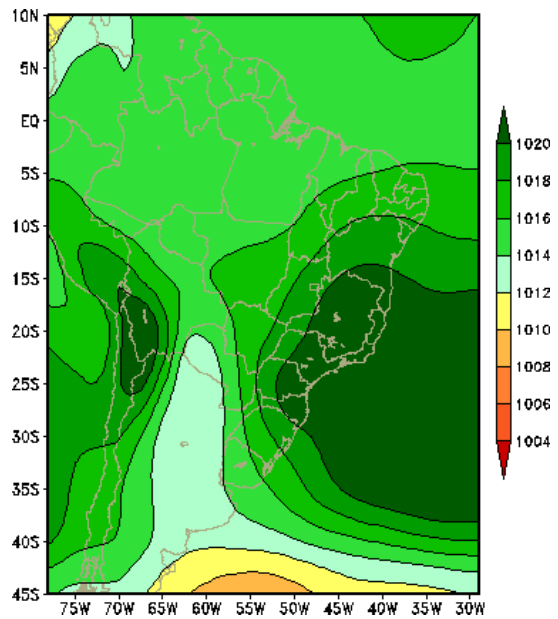


(d)

FIGURA 4.19 - Padrão espacial dos dois primeiros autovetores da PNM. O primeiro autovetor explica 40% (a) e o segundo 19% (b) da variância total dos dados. Componentes principais correspondentes aos 1º e 2º modos (c) e (d). Campos médios da PNM para os 5 casos extremos com amplitude positiva (e) e negativa (f).



(e)



(f)

FIGURA 4.19 - Conclusão

4.4 - Análise das Correlações

4.4.1a - Vento Meridional em 850 hPa Versus PNM na Área 1

O cálculo de correlações entre o vento meridional médio na área 1 (Figura 3.2) e a PNM em toda a grade tem o propósito geral de mostrar a influência da variabilidade intrasazonal e possíveis relações entre o JBN na área 1 e os padrões dominantes da pressão em toda a América do Sul e vizinhanças. A Figura 4.20a mostra o campo de correlação sem defasagem (LAG 0) para o vento meridional e a PNM.

Tomando como referência uma situação do vento meridional negativo na área 1, como sendo representativo do JBN, as regiões que apresentam correlações positivas correspondem a uma baixa pressão acentuada sobre o continente, enquanto que correlações negativas correspondem a uma alta pressão em relação ao JBN na área 1. Sendo assim, concentrou-se a atenção nos padrões que surgem anteriormente aos eventos do JBN, culminando no dia do evento. Portanto, as correlações com defasagens indicam a evolução dos padrões da pressão, que ocorrem anteriormente ao LAG 0, como pode ser visto na Figura 4.20b. Foi realizado o teste de significância (t-Student) e exemplos do resultado são apresentados no anexo II.

A evolução temporal dos padrões de correlação com defasagens iniciando 5 dias antes da ocorrência de ventos de norte na área 1 (Figura 4.20b), mostra que são necessários aproximadamente 5 dias para que o padrão da pressão sobre o continente intensifique, passando de correlação positiva pouco intensa para uma correlação mais intensa na defasagem 0 (LAG 0) ao sul do 20°S na AS. Na evolução percebe-se a intensificação da anomalia máxima de pressão baixa à medida que o centro se desloca para leste e se situa sobre o norte da Argentina no LAG 0. Esta evolução sugere que a Baixa Pressão bem definida, mais conhecida como Baixa do Chaco, fique mais intensa e organizada em dias com ocorrência de jatos, dando uma idéia geral da configuração da pressão em superfície em dias com JBN, que se intensifica e desloca para leste. Durante este período, nota-se também a presença de correlações negativas semi-estacionárias em áreas das regiões Nordeste e Sudeste

do Brasil, grande parte do oceano Atlântico e um centro sobre o Pacífico Sul, que vão aumentando de intensidade após o quarto dia (Figura 4.20b). Essa situação semi-estacionária sobre essas regiões, no caso do vento de norte na área 1, indica que pode existir alta pressão estacionária que se intensifica até o dia da ocorrência do JBN (sem defasagem).

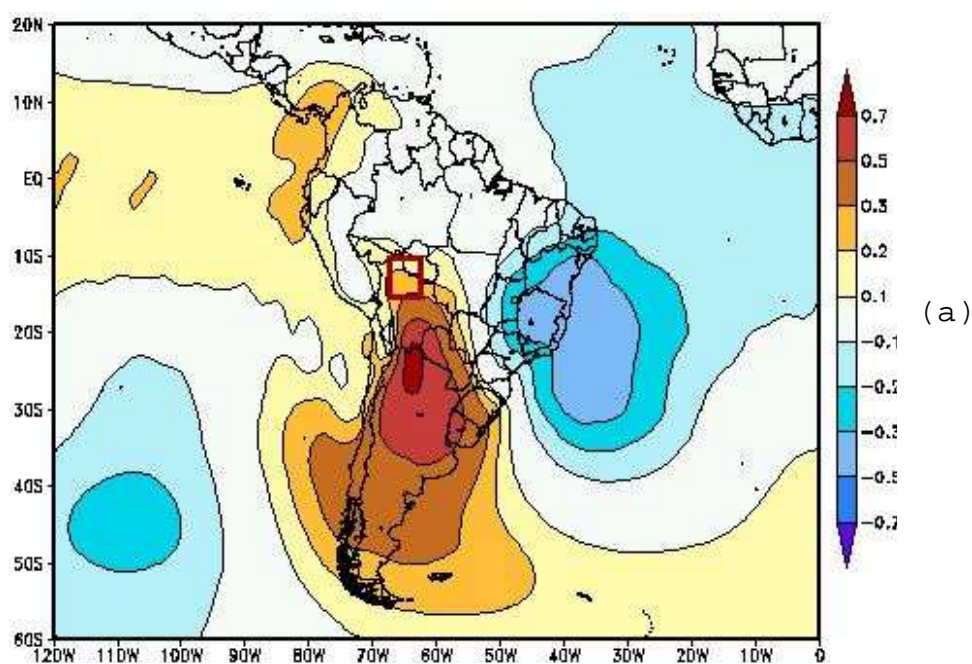
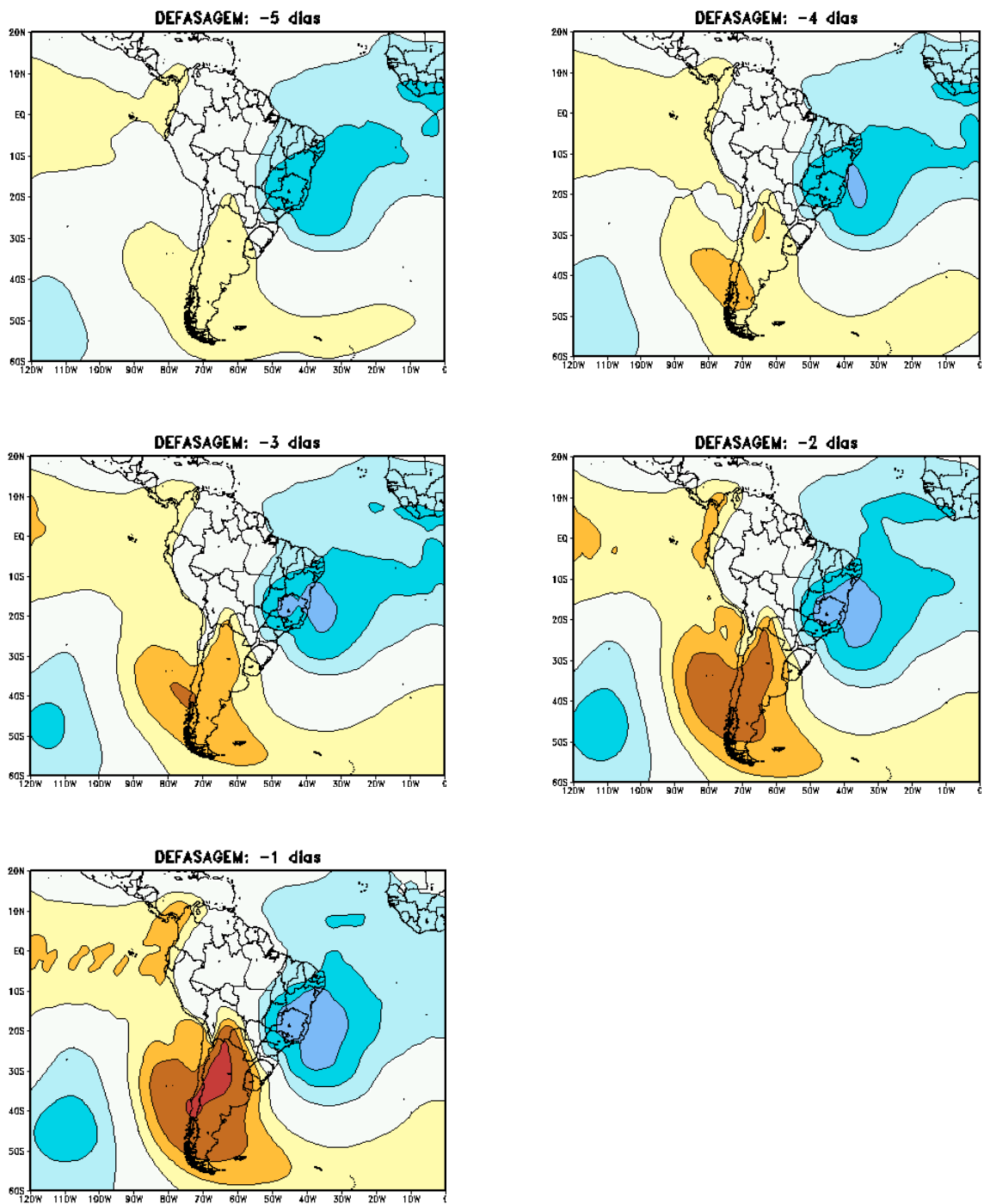


FIGURA 4.20 - Padrões de correlação entre a média do vento meridional na área 1 e PNM em cada ponto da grade: a) Sem defasagem (correlação simultânea) e b) Com defasagens a cada 1 dia, iniciando 5 dias antes do evento ter ocorrido. A seqüência de cores para todas as figuras está indicada em (a).



(b)

FIGURA 4.20 - Conclusão

4.4.1b - Vento Meridional em 850 hPa Versus Altura Geopotencial em 500 hPa na Área 1

O cálculo de correlações entre o vento meridional médio na área 1 (Figura 3.2) e a altura geopotencial em toda a grade tem o propósito de mostrar possíveis relações entre o JBN na área 1 e os padrões dominantes da altura geopotencial em toda a AS e vizinhanças. A Figura 4.21a, mostra o campo de correlação sem defasagem, para o vento meridional e a altura geopotencial, apresentando um padrão dominante que tem uma estrutura do tipo onda. No caso dessa estrutura, tomando como referência uma situação do vento meridional de norte na área 1, as regiões que apresentam correlações positivas absolutamente significantes, as quais se encontram sobre a grande parte do continente, correspondem a um cavado acentuado enquanto que correlações negativas a uma crista em relação à área 1. Isto implica em grandes diferenças sobre o continente, pois a presença do cavado possibilita um movimento ascendente a leste do seu eixo, causando redução da pressão à superfície, e acarretando em um escoamento de norte em baixos níveis (JBN) dirigido para a região de baixa pressão sobre o continente. Essa configuração está consistente com o campo de pressão discutido anteriormente.

Na evolução temporal dos padrões de correlação com defasagens da altura geopotencial, que surgem anteriormente aos eventos do JBN, observa-se uma alternância desta componente, formando um trem de onda que se intensifica desde 5 dias antes, como visto na Figura 4.21b. Para a

situação de ventos de norte na área 1, essa evolução mostra o deslocamento de um cavado da costa oeste da AS até o centro da Argentina no dia do evento. Sobre o oceano Pacífico, nota-se também a intensificação de uma crista a oeste do cavado durante a evolução.

Pode-se observar nos padrões com defasagens que antecedem o evento da ocorrência do JBN, o deslocamento para leste do cavado e da crista associados ao trem de onda sobre a AS, e no dia de ocorrência (sem defasagem), que o cavado situa-se sobre a Argentina e Chile (Figura 4.21a).

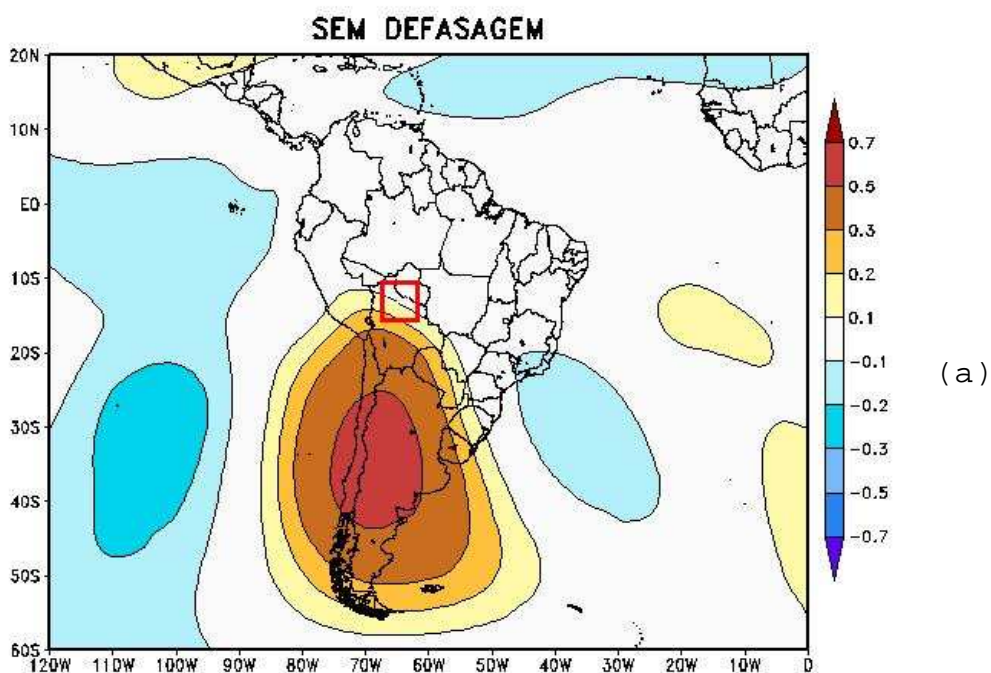
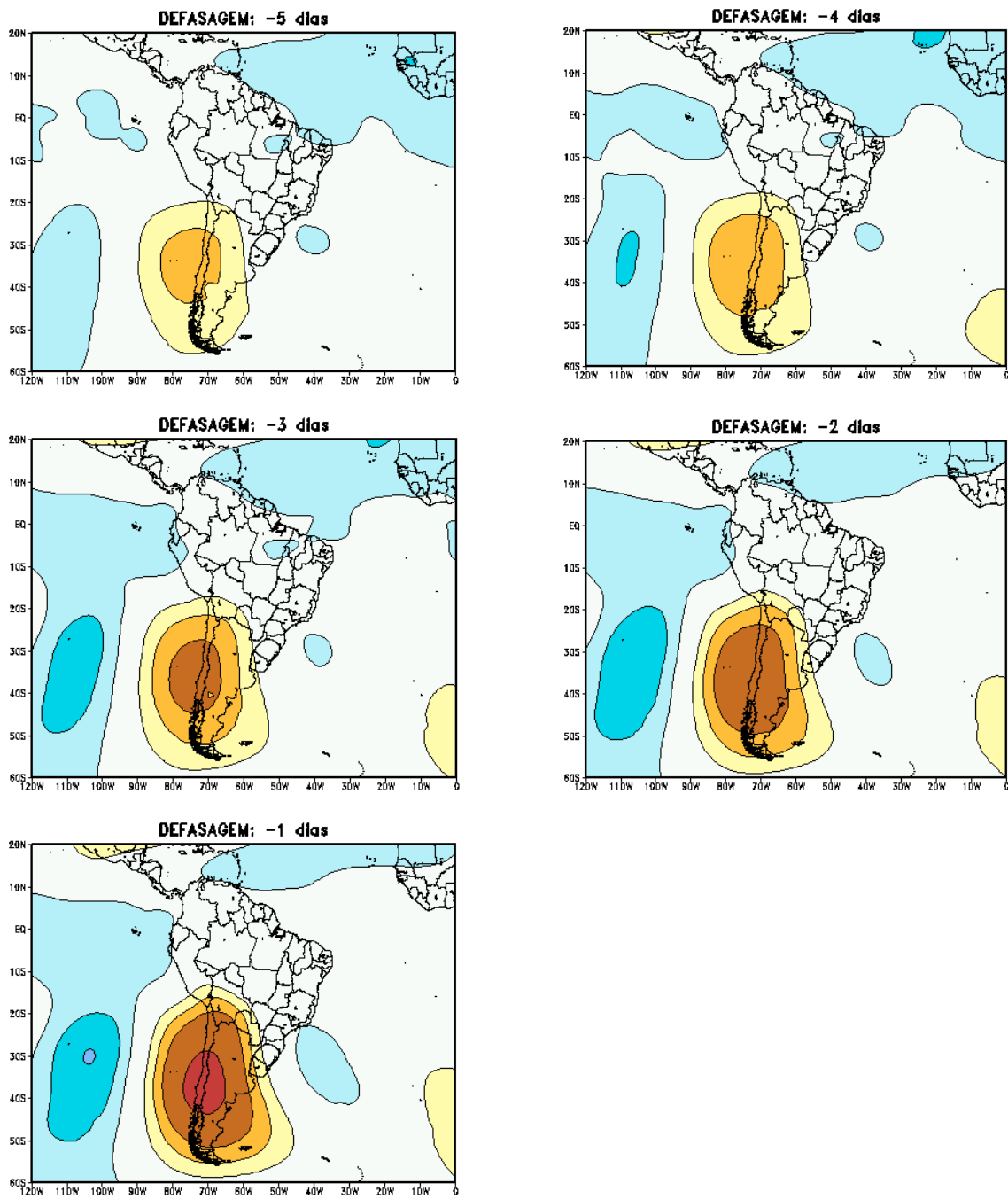


FIGURA 4.21 - Padrões de correlação entre a média do vento meridional na área 1 e altura geopotencial em cada ponto da grade: a) Sem defasagem (correlação simultânea) e b) Com defasagens a cada 1 dia, iniciando 5 dias antes do evento ter ocorrido. A seqüência de cores para todas as figuras está indicada em (a).



(b)

FIGURA 4.21 - Conclusão

4.4.1c - Vento Meridional em 850 hPa Versus PNM na Área 2

O campo de correlação sem defasagem para o vento meridional e a PNM, referente à área 2 (Figura 3.2), é apresentado na Figura 4.22a. Essa área fica a sudeste da área 1 e se situa no trajeto do JBN. Ao observar a evolução temporal dos padrões de correlação com defasagens que ocorrem anteriormente aos eventos do JBN (Figura 4.22b), nota-se que o centro de baixa pressão intensifica-se, atingindo seu máximo na defasagem 0, estendendo-se mais para o norte comparando-se a análise da área 1, atingindo a Bolívia e áreas sobre o noroeste do AS. Durante este período as áreas de correlações negativas, sobre as regiões Nordeste e Sudeste do Brasil e parte do oceano Atlântico, permanecem estacionárias, enquanto que o centro sobre o Pacífico Sul vai aumentando e deslocando-se mais para norte-leste.

A grande diferença desta análise comparada à análise da área 1 é no posicionamento da baixa pressão durante a evolução que se realiza. Para a área 2, a pressão baixa se intensifica sobre a Argentina, enquanto para a área 1 havia um deslocamento do centro de baixa pressão da costa oeste da AS para o centro da Argentina.

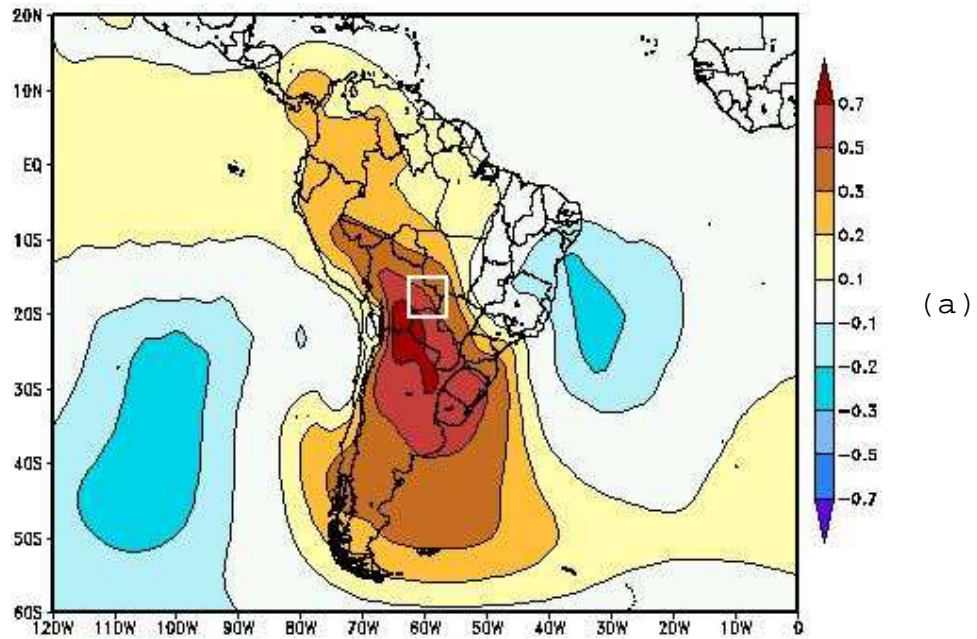
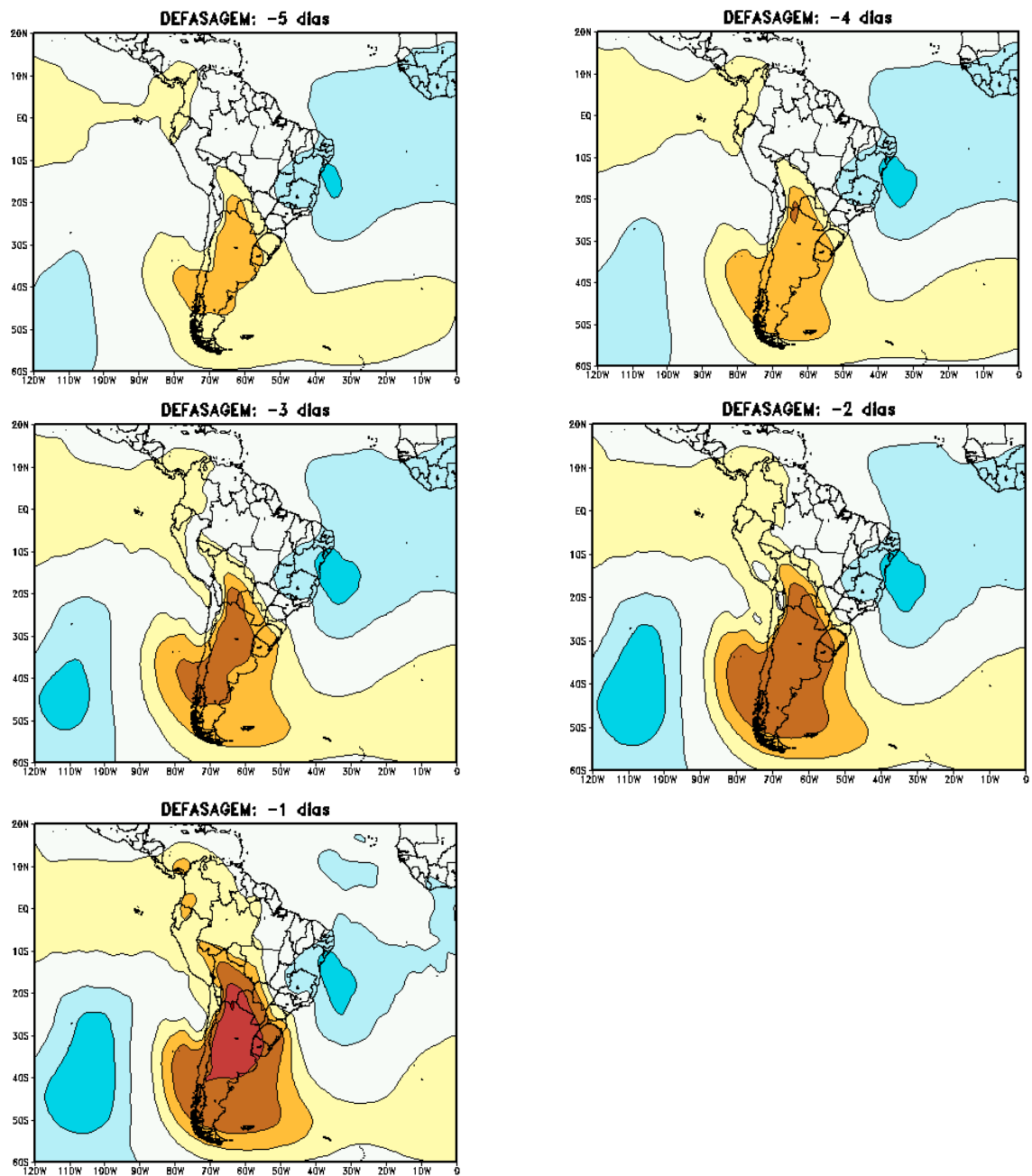


FIGURA 4.22 - Padrões de correlação entre a média do vento meridional na área 2 e PNM em cada ponto da grade: b) Sem defasagem (correlação simultânea) e b) Com defasagens a cada 1 dia, iniciando 5 dias antes do evento ter ocorrido. A seqüência de cores para todas as figuras está indicada em (a).



(b)

FIGURA 4.22 - Conclusão

4.4.1d - Vento Meridional em 850 hPa Versus Altura geopotencial em 500 hPa na Área 2

Os padrões de correlação entre o vento meridional e a altura geopotencial sem defasagem, referente à área 2, é apresentado na Figura 4.23a. Nota-se um padrão semelhante a configuração do Pacífico e Atlântico Sul - PAS, ou seja, um trem de onda partindo em direção ao oceano Atlântico, passando pelo Pacífico Sul, AS e estendendo-se até o Atlântico Tropical. Na Figura 4.23b, a qual apresenta a evolução temporal dos padrões de correlação para área 2 com defasagens da altura geopotencial, observa-se o trem de onda desde 5 dias antes do evento. Para a situação de ventos de norte na área 2, essa evolução mostra o deslocamento de um cavado da costa oeste da AS até o sudoeste da Argentina no dia da ocorrência do jato. Os centros negativos também se intensificam, indicando cristas sobre o oceano Atlântico/Sudeste do Brasil e parte do Pacífico Sul.

A diferença desta análise comparada à análise da área 1, é na orientação do cavado sobre o sul da AS durante a evolução e a crista mais intensa sobre o Brasil.

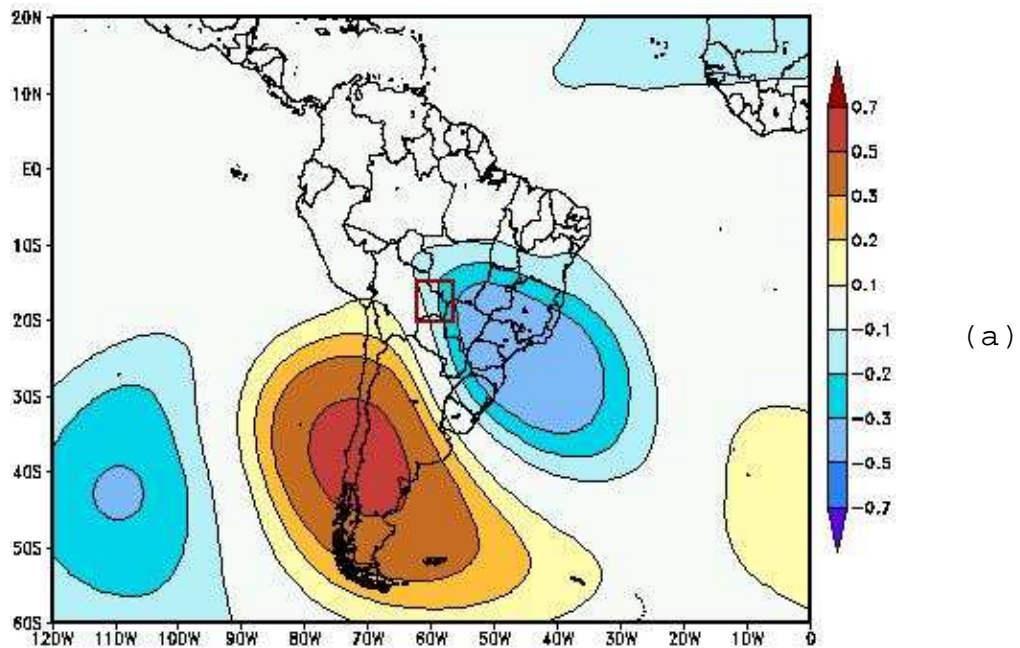
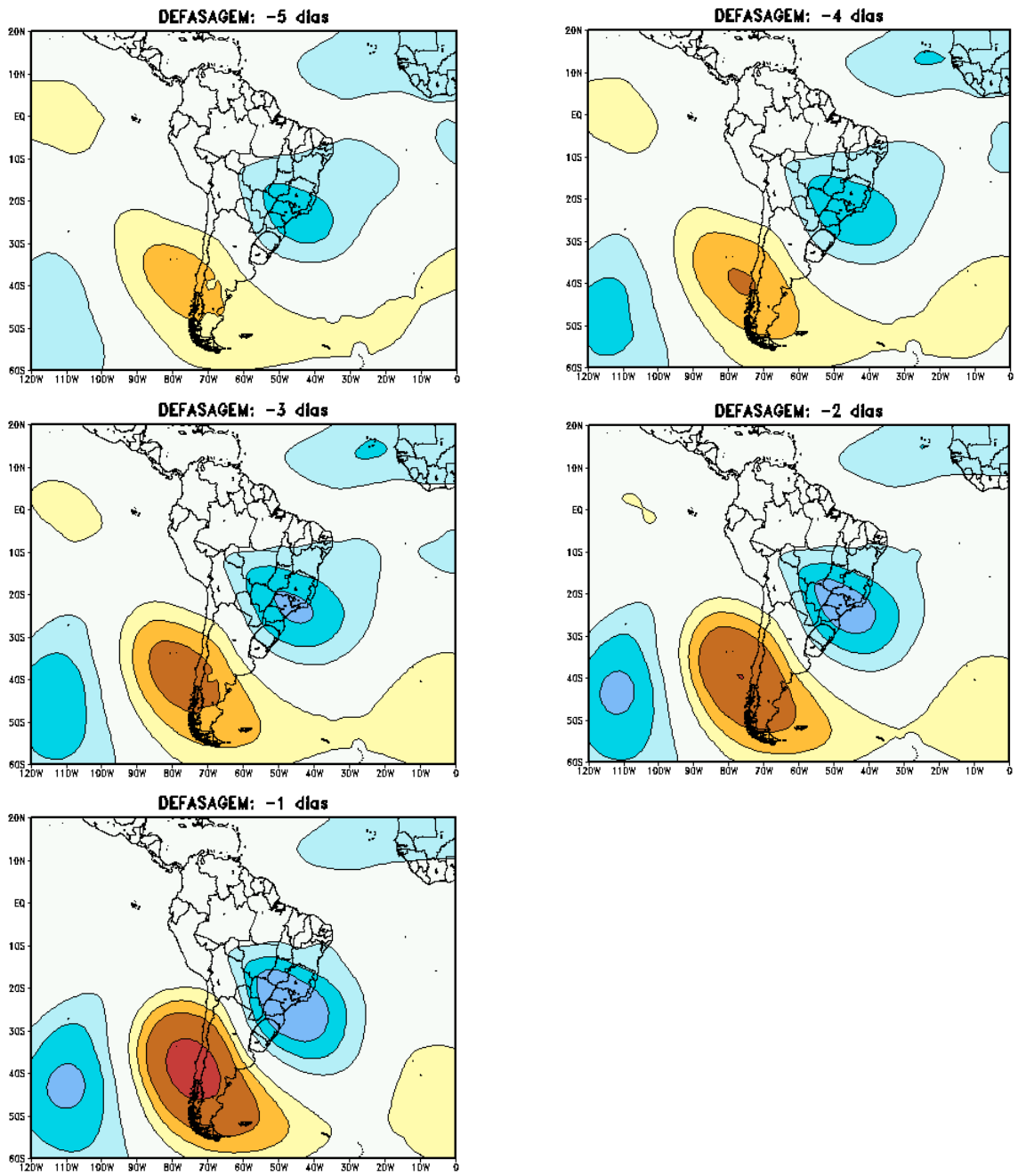


FIGURA 4.23 - Padrões de correlação entre a média do vento meridional na área 2 e Altura Geopotencial em cada ponto da grade: a) Sem defasagem (correlação simultânea) e b) Com defasagens a cada 1 dia, iniciando 5 dias antes do evento ter ocorrido. A seqüência de cores para todas as figuras está indicada em (a).



(b)

FIGURA 4.23 - Conclusão

CAPÍTULO 5

Resultados e Discussão das Análises da Simulação Climática do MCGA CPTEC/COLA

Neste capítulo apresentam-se os resultados e discussões considerando os dados diários de uma simulação climática de 10 anos (1981 a 1991) realizada com o MCGA CPTEC/COLA (Cavalcanti *et al.*, 2002). Para estudar a ocorrência do JBN foram analisados os resultados da situação sinótica da atmosfera através dos resultados de 9 integrações com diferentes condições iniciais.

5.1- Seleção de Grupos Utilizando os Resultados Diários da Simulação do MCGA

Inicialmente, foram analisados os resultados diários da simulação de 10 anos com o MCGA CPTEC/COLA para verificar a ocorrência de JBN utilizando o critério adotado, para as 9 condições iniciais considerando apenas a área 2 (Figura 3.2). O número de casos selecionados de ocorrência dos jatos detectados para cada estação e o total de casos para cada condição estão ilustrados na Tabela 5.1. Na análise da variação por estação observou-se que o modelo simula a ocorrência do JBN ao longo de todas as estações do ano, no entanto com maior frequência durante o inverno e menos casos no verão, como pode visto na Figura 5.1b. Nota-se também pela Tabela 5.1 e Figura 5.1a, que algumas

integrações apresentam maior número de ocorrência, com diferença de 20 casos entre o máximo e mínimo.

Não foi possível verificar o ciclo diurno do jato através destes dados, devido à existência de apenas um único horário sinótico (12:00 UTC). O baixo valor encontrado no verão é relacionado com o fato de que o modelo superestima a precipitação na região da ZCAS (Cavalcanti *et al.*, 2002), o que segure que há menos escoamento para a região do JBN e mais para a região da ZCAS. As configurações dos compostos dos casos para algumas variáveis, e para as 4 estações são apresentadas no anexo III.

As principais características notadas são semelhantes às observadas nos compostos da reanálise (Anexo III).

TABELA 5.1 - Número de Casos Seleccionados de ocorrência dos Jatos detectados para cada Estação e o Total de Casos para cada Condição na Área 2.

	DJF	MAM	JJA	SON	TOTAL
1º Condição	1	1	17	1	20
2º Condição	3	0	18	4	25
3º Condição	1	3	10	4	18
4º Condição	2	6	23	3	34
5º Condição	1	1	20	4	26
6º Condição	1	2	15	1	19
7º Condição	4	4	22	8	38
8º Condição	2	5	18	4	29
9º Condição	1	3	14	5	23
	16	25	157	34	232

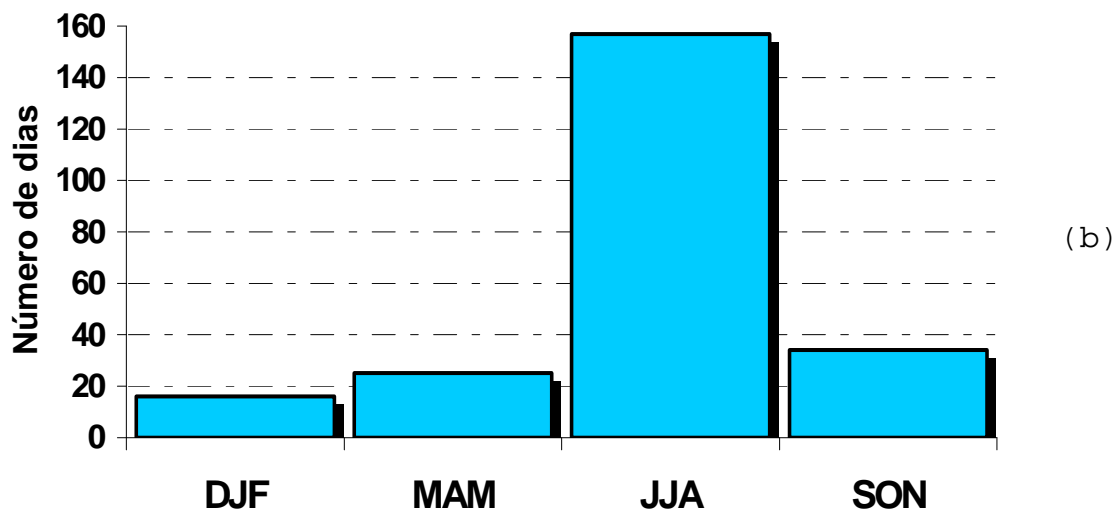
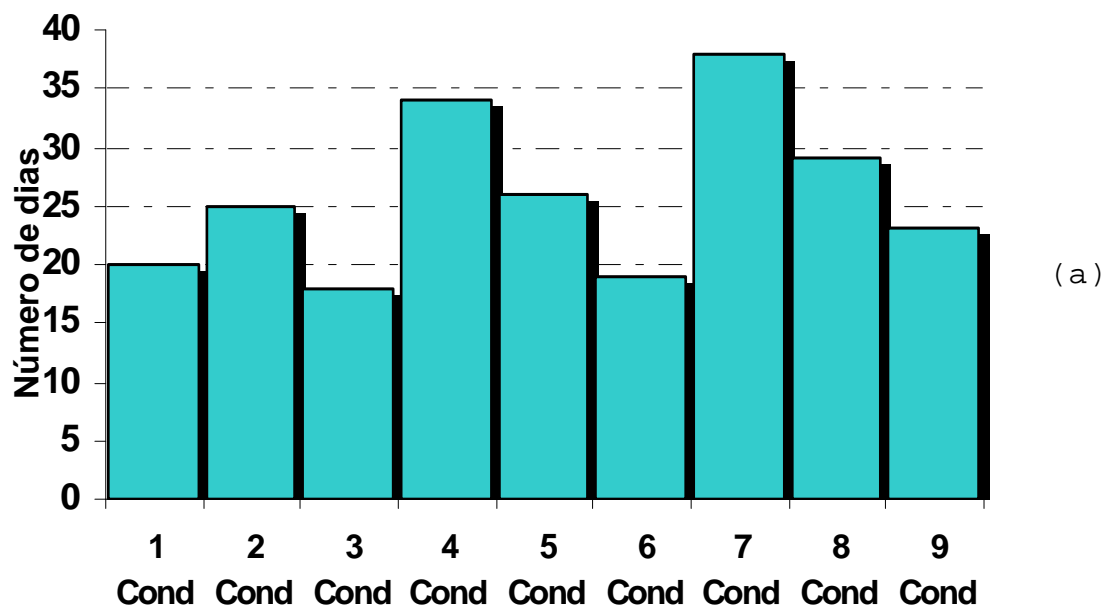


FIGURA 5.1 - Número de casos de ocorrência do JBN por: (a) condições e (b) estação do ano.

Posteriormente, foram analisados todos os casos de ocorrência dos JBN identificados nas 9 condições, para

selecionar casos de possíveis CCMs. Foi realizada uma análise através de campos de ROL para todos os casos (Tabela 5.1), com o objetivo de identificar dias com convecção profunda sobre o norte da Argentina. Assim, os baixos valores de emissão de radiação de onda longa (abaixo de 230 W/m^2) na área A3 (Figura 3.2), serviram como identificador da convecção nesta análise. Em seguida, foram selecionados todos os casos em que se observou baixo valor de ROL e ocorrência de JBN, como pode ser visto na Tabela 5.2, a qual mostra que em 232 campos observados, detectou-se a presença de emissão de ROL médio na área A3 associado com convecção abaixo de 230 W/m^2 em 58 casos (25%).

Os dias selecionados nesta análise serviram de base para em seguida serem usados na Análise de Cluster (ACL), que é um método útil para separar as configurações dominantes semelhantes e agrupá-las em grupos homogêneos, ou seja, permite uma separação de padrão entre grupos similares. Na análise de Cluster foi utilizado o vento meridional para fazer a separação dos grupos, o que resultou em 4 grupos, ilustrados na Tabela 5.3.

TABELA 5.2 - Casos em que foi observado baixo valor de ROL sobre a região em estudo.

CONDIÇÕES	ANOS	DIAS
1°	1983	06jul
	1990	11jan e 26out
	1991	02jun
2°	1982	18-19oct e 27nov
	1984	26dez
	1985	26dez
3°	1983	26jun
	1986	16jan e 14-15aug
4°	1982	24jan
	1984	09jul, 20aug e 12out
	1986	10jul, 14-15aug
	1988	06dez
	1990	29jul e 27nov
5°	1986	20jan
6°	1982	19 e 26jun e 20-21jun
	1984	31jul
	1985	25mai
	1986	15jul
	1990	02nov
7°	1982	04set e 18-19set
	1985	22set
	1986	07-09jun e 16dez
	1987	22jun, 13jul e 04dez
	1988	09nov
	1990	05set
8°	1982	28-29abr
	1983	12jul
	1984	31oct
	1986	31mai e 20jun
	1987	15-16dez
	1991	14jun e 10nov
9°	1983	13jan e 24out
	1984	07 e 09nov
		58

TABELA 5.3 – Dias Selecionados em cada grupo na Análise de Cluster e ocorrência por Estação do Ano.

GRUPOS	DIAS	ESTAÇÃO
G1	2 = Janeiro 1 = abril 5 = junho 2 = julho 2 = setembro 3 = outubro 1 = novembro 1 = Dezembro	3 casos no verão 1 caso no outono 6 casos na primavera 7 casos no inverno
G2	3 = Janeiro 2 = Outubro 5 = Novembro 5 = Dezembro	8 casos no verão 7 casos na primavera
G3	1 = Janeiro 1 = maio 3 = junho 1 = julho 1 = agosto 1 = Dezembro	2 casos no verão 1 caso no outono 5 casos no inverno
G4	1 = junho 2 = julho 1 = agosto 1 = setembro 1 = outubro	2 casos na primavera 4 casos no inverno

A partir dos dias selecionados, para cada grupo, foram geradas médias dos dias de ocorrência para cada um dos 4 grupos e para algumas variáveis atmosféricas. As variáveis analisadas foram escoamento em baixos níveis e precipitação, escoamento em altos níveis e vortacidade relativa, estrutura vertical do vento meridional e pressão ao nível médio do mar. Esses compostos revelaram as principais características associadas aos JBN na simulação climática dos dados do MCGA. Embora haja casos de

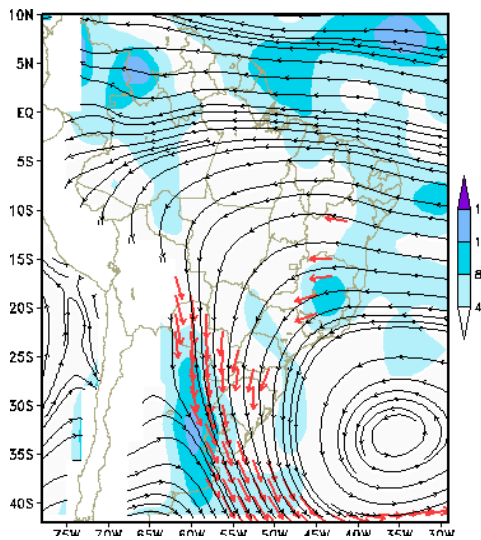
ocorrência em diferentes estações do ano, em um mesmo grupo, foi visto na análise sazonal (anexo III) que há características semelhantes em todas as estações.

A Figura 5.2 (a a d) ilustra os campos da precipitação e do escoamento do vento no nível de 850 hPa às 12:00 UTC, para os dias selecionados de cada grupo. Em todos os campos, observam-se as características dos ventos predominantes em baixos níveis do escoamento de grande escala, associado à Alta Subtropical do Atlântico Sul e de escala sinótica associada à confluência dos ventos sobre a região Sul da AS através de linhas de corrente, indicativo da presença de sistema frontal. As diferenças na região do JBN são orientação e intensidade do escoamento de norte. Nota-se uma aceleração do vento em torno de 20° S, sobre a região central da AS, caracterizando bem o JBN. Em todos os grupos nota-se que o JBN é intenso e isso é observado no vetor do vento (setas vermelhas), que destaca um canal de ventos máximos acima de 12 m/s atuando sobre a planície.

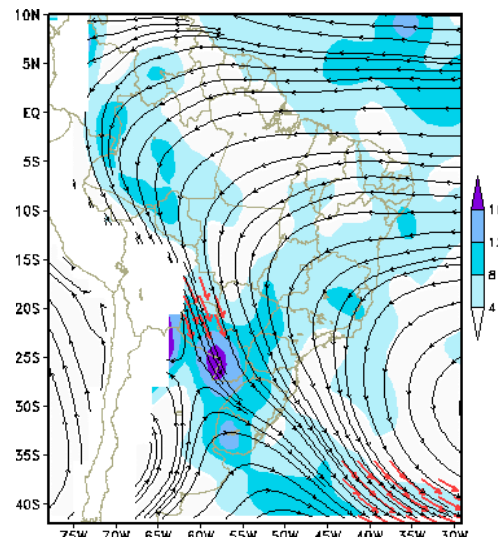
As diferenças entre os grupos são encontradas na localização do sistema frontal, que nos grupos G1 e G3 está sobre o Uruguai, enquanto nos grupos G2 e G4 está sobre o Rio Grande do Sul. O sistema frontal age também como um canalizador do escoamento em baixos níveis, e as quatro situações representadas nos grupos 1 a 4 da Figura 5.2 podem ocorrer relacionadas ao JBN. Em G1, o sistema frontal posiciona-se meridionalmente sobre o Uruguai e os ventos apresentam uma orientação meridional N-S. Neste caso, os ventos são fortes desde 20° até o oceano Atlântico. Nota-se

também a Alta Subtropical mais próxima do continente e que a precipitação não é muito alta. Nos outros grupos a Alta Subtropical está mais afastada e o sistema frontal orientado NW-SE com ventos sendo canalizados também com essa orientação.

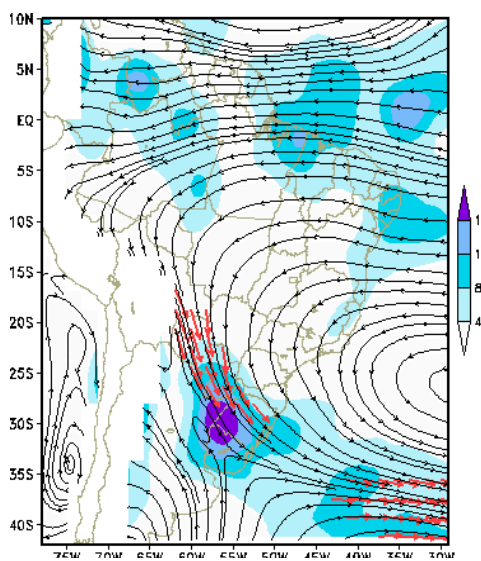
Nos grupos G2 e G3, a precipitação é mais intensa e ocorre na saída do jato. A continuidade da região do JBN até o oceano, com uniformidade na precipitação, nos grupos G1 e G4, sugere que a precipitação é associada ao sistema frontal, indicado pela confluência dos ventos. Os outros dois grupos (G2 e G3) sugerem a ocorrência de convecção associada ao JBN.



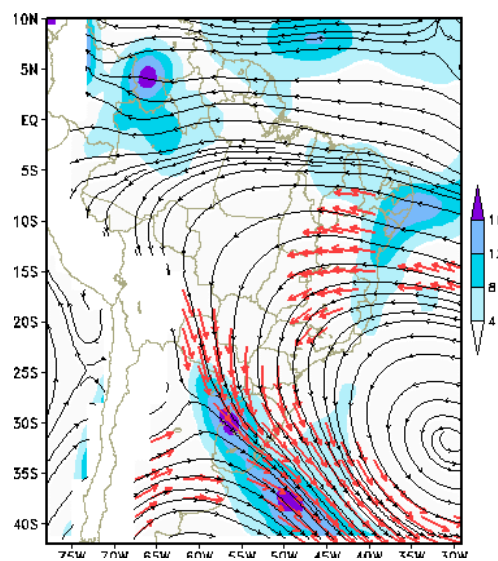
(a)



(b)



(c)



(d)

FIGURA 5.2 - Campo do escoamento do vento [m/s] em 850 hPa e precipitação [mm/dia] às 12:00 UTC para os grupos G1(a), G2(b), G3(c) e G4(d). As setas vermelhas representam a velocidade do vento ≥ 12 m/s. A máscara da localização dos Andes está sombreada de branco.

A Figura 5.3 (a a d) ilustra os campos de vorticidade relativa e do escoamento do vento para os dias de ocorrência do JBN, no nível de 200 hPa às 12:00 UTC. Em todos os grupos pode-se notar a presença de um cavado sobre o sul da AS típico na ocorrência do JBN, com também se observa área de vorticidade ciclônica associada a este cavado sobre a costa sudoeste da AS. As diferenças se referem à intensidade do cavado e à posição e intensidade da crista indicada pela vorticidade positiva.

Nos grupos G1 e G4, o escoamento ondulatório está bem pronunciado, porém em G1 os ventos são mais fracos sobre a Argentina e isso pode estar relacionado com a menor intensidade de precipitação nessa área. No grupo 2 (Figura 5.3b), pode-se notar a presença da Alta da Bolívia e o cavado do Nordeste, pois refletem a maioria dos casos que ocorreram na primavera e no verão. No grupo 3, há ventos mais fortes sobre o norte da Argentina, caracterizando o jato subtropical, o que indica forte cisalhamento vertical e instabilidade associada. Nota-se que a área de maior precipitação encontra-se a leste do cavado em altos níveis, consistente com a região de advecção de vorticidade, divergência em altos níveis e movimento ascendente. O mesmo ocorre no grupo G4.

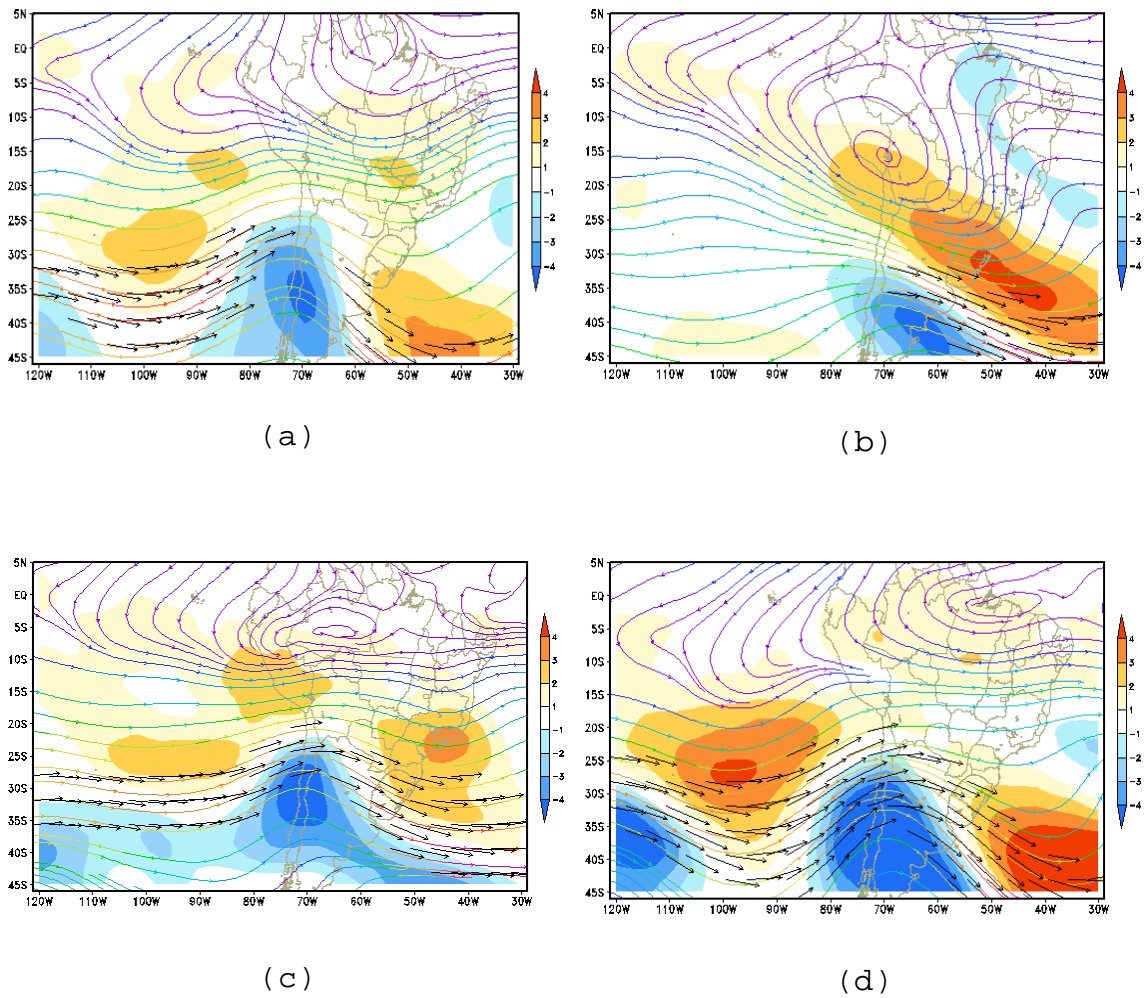
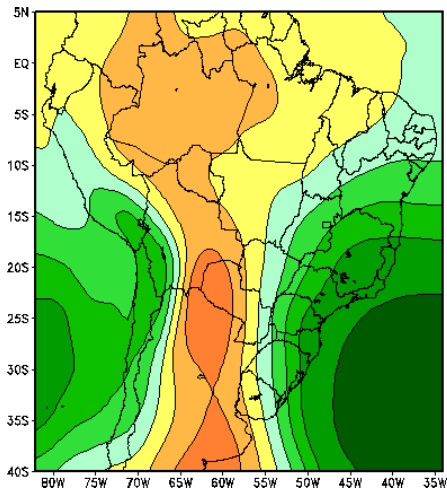


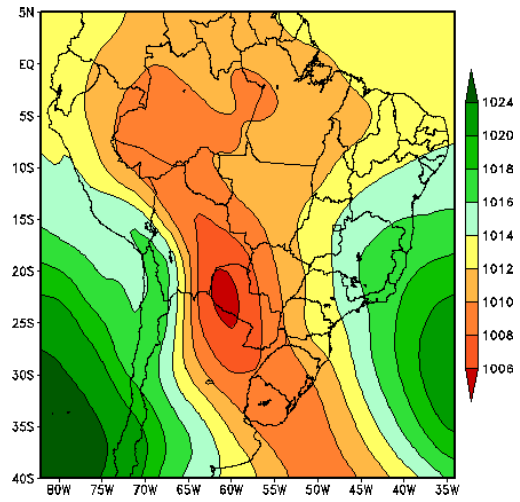
FIGURA 5.3 - Campos médios do escoamento do vento [m/s] e vorticidade relativa [$10^{-5} \times s^{-1}$] no nível de 200 hPa às 12:00 UTC, para os grupos selecionados: G1 (a), G2 (b), G3 (c) e G4 (d). A velocidade de vento maior ou igual a 35 m/s é indicada pelas setas pretas.

A Figura 5.4 (a a d) ilustra os campos médios da pressão ao nível do mar às 12:00 UTC, para os grupos selecionados. Para todos os grupos, pode-se observar a existência de uma região de baixa pressão que se desenvolveu na parte central da AS, sobre o Paraguai e norte da Argentina, que apresenta uma queda da pressão bem significativa, a qual pode estar associada à Baixa do Chaco. Verifica-se também sobre essa região uma baixa pressão intensa e o posicionamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul mais afastado do continente no grupo G2 (Figura 5.4b). No grupo G3 (c), observa-se que a pressão não está muito baixa sobre a parte central da AS, e não apresenta uma região de baixa pressão estendendo-se mais para sul. Verifica-se também a pressão mais alta no sul da Argentina, onde a pressão apresenta-se acima de 1024 hPa.

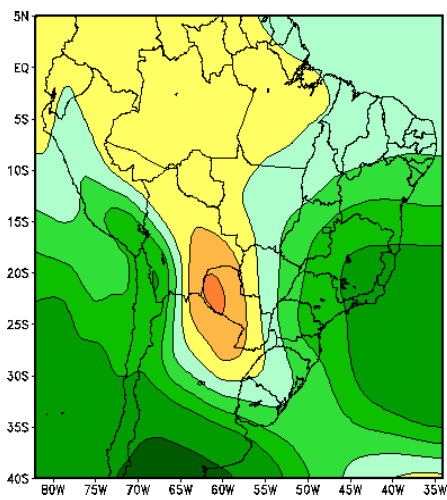
As diferenças notadas se referem à orientação e intensidade das áreas de baixas pressões. Nas análises para os grupos G1 e G4 (Figura 5.4 a e d), nota-se que as Altas Subtropicais do Atlântico e Pacífico Sul estão mais próximas do continente. Verifica-se também nos grupos G1, G2 e G4, a existência de uma região de baixa pressão intensa estendendo-se mais para o sul sobre a região sudeste da AS, que está associada à passagem de sistemas frontais nessa região, o que não foi observado no grupo G3 (Figura 5.4c).



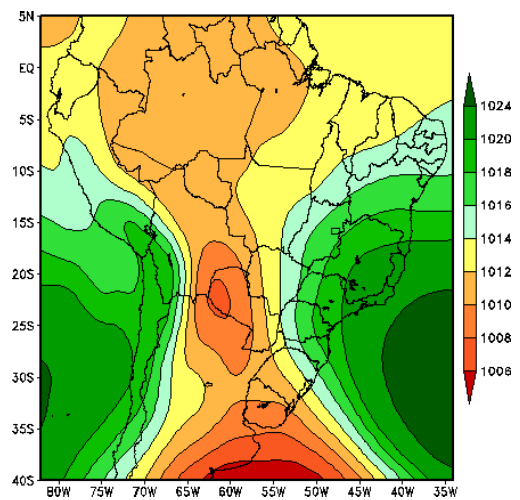
(a)



(b)



(c)

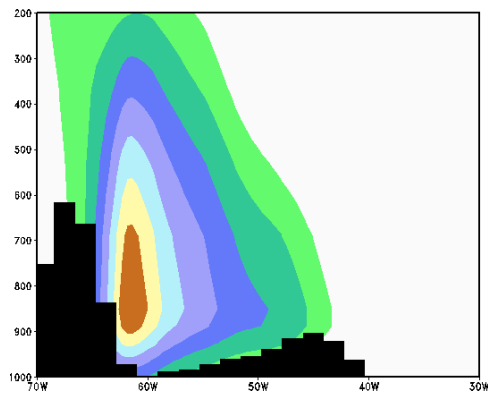


(d)

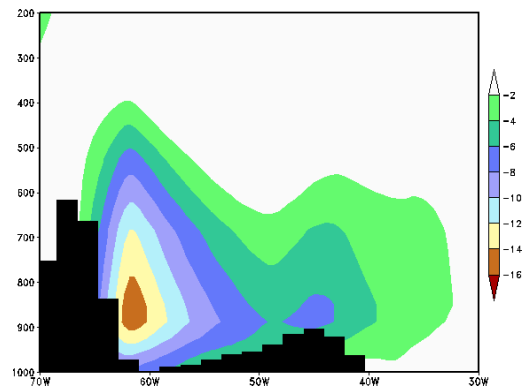
FIGURA 5.4 - Campos médios da PNMM (hPa) às 12:00 UTC, para os grupos selecionados: G1 (a), G2 (b), G3 (c) e G4 (d).

A Figura 5.5 (a a d) ilustra os campos da estrutura vertical da componente meridional do vento em 20° S, para os grupos selecionados. Em todos os grupos, nota-se a presença de um fluxo de norte intenso nessa latitude, o núcleo central está localizado entre 900 e 700 hPa, entre 62° - 60° W, alcançando velocidade máxima superior a 16 m/s, representando bem os JBN.

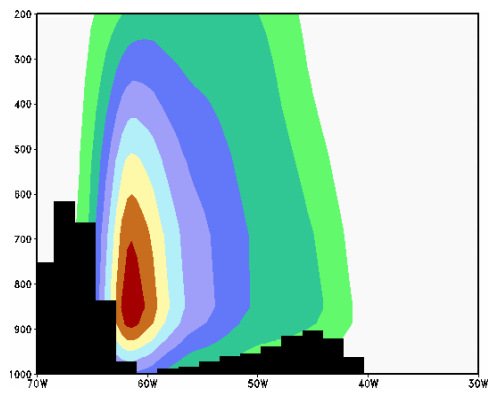
A sua estrutura profunda, próxima a 900 hPa até aproximadamente 700 hPa, é mais intensa nessa latitude para os grupos G3 (c) e G4 (d). O campo para o grupo G2, mostra um máximo secundário próximo de 45° W, o qual está relacionado com o escoamento da Alta Subtropical na costa do Brasil, situado a leste do planalto central brasileiro. Essa característica é bem distinta se comparada aos demais grupos. A estrutura vertical também difere, com uma extensão vertical de ventos de norte menor que os outros grupos (Figura 5.5b).



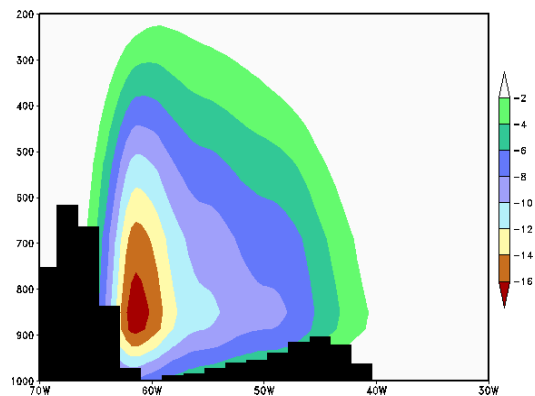
(a)



(b)



(c)



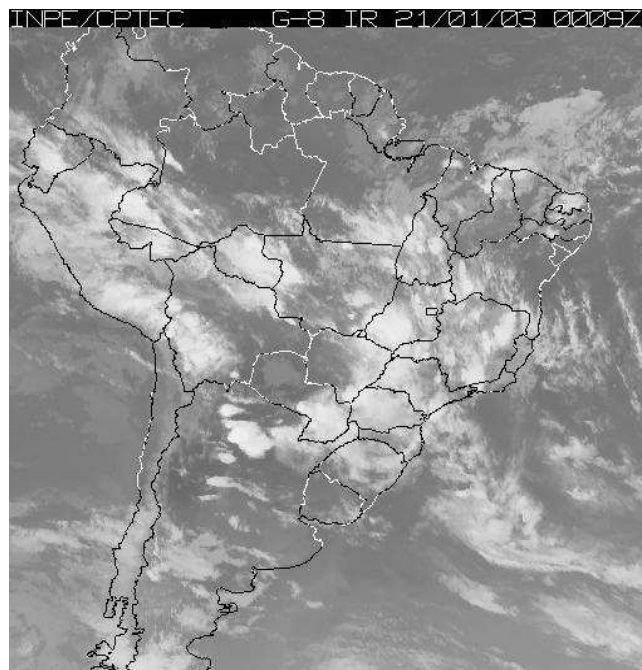
(d)

FIGURA 5.5 - Campos médios da estrutura vertical da componente meridional do vento (m/s) em 20° S às 12:00 UTC, para os grupos selecionados: G1 (a), G2 (b), G3 (c) e G4 (d). A área sombreada corresponde à cordilheira dos Andes e o cerrado brasileiro nessa latitude.

CAPÍTULO 6

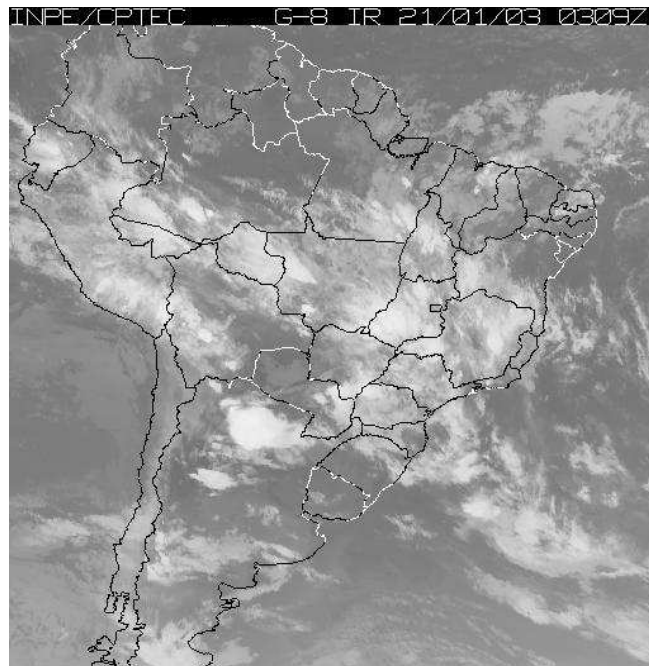
Análise dos Resultados de Previsão do MCGA CPTEC/COLA no Período do SALLJEX

Neste Capítulo discutem-se resultados de previsão do MCGA CPTEC/COLA para a situação sinótica da atmosfera durante a ocorrência de um caso de JBN em que houve o desenvolvimento de um CCM. Este caso foi identificado no dia 21 de janeiro de 2003, dentro do período do experimento de campo SALLJEX, como pode ser observado na Figura 6.1a.



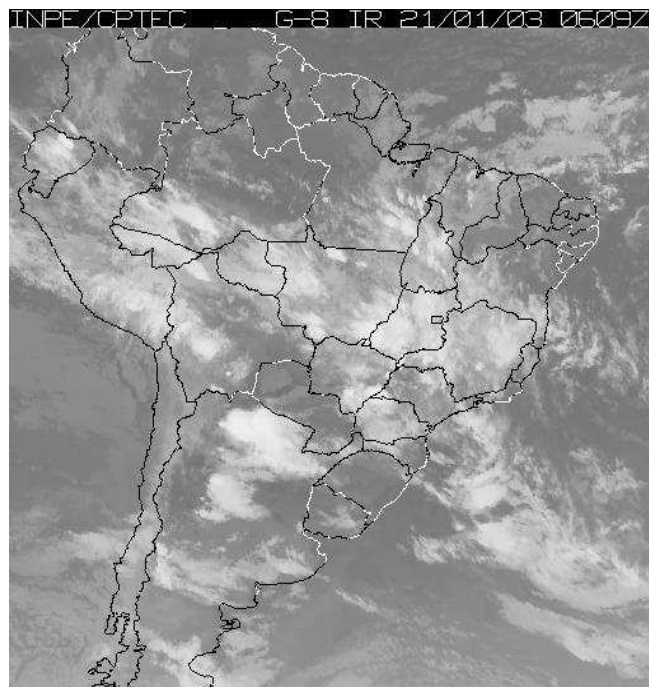
(a)

FIGURA 6.1 - Seqüência de imagens infravermelhas do Satélite geoestacionário GOES - 8, nos horários 00:09, 03:09 e 06:09 UTC para o dia 21/01/03 - mostrando o desenvolvimento de um CCM sobre o norte da Argentina.



(b)

FIGURA 6.1 - Continuação



(c)

FIGURA 6.1 - Conclusão

As análises foram feitas para os campos previstos pelo MCGA CPTEC/COLA com resolução T62L28, com 1 dia e 2 dias de antecedência. Foram gerados os campos das variáveis atmosféricas para o escoamento em baixos e altos níveis, estrutura vertical do vento meridional e a magnitude, pressão ao nível médio do mar, convergência de umidade, vortacidade relativa e advecção de temperatura e umidade.

As Figuras 6.2 (a e d) e (b e e) ilustram as previsões da vortacidade relativa e do escoamento do vento nos níveis de 850 e 200 hPa para o dia 21 de janeiro de 2003 às 12:00 UTC com 48 e 24 horas de antecedência, respectivamente, e a Figura 6.2 (c e f) ilustra a análise no dia da ocorrência do jato. Algumas características do escoamento em baixos níveis no campo analisado na Figura 6.2c são bem representadas nas previsões de 24 e 48 h. Nesse caso o JBN é mais evidente na área A1 (Figura 3.2). Partindo dessa área o escoamento se bifurca com um ramo dirigido para o SE do Brasil, na região de atuação de um sistema frontal, e outro ramo dirigido para o norte da Argentina. Embora, a extensão e intensidade do JBN sejam melhor previstos com antecedência de 24h, o escoamento para o norte da Argentina é melhor previsto no campo com 48h de antecedência. A confluência dos ventos associada ao sistema frontal no oceano próximo a região Sudeste é bem representada nas duas previsões. A vortacidade ciclônica sobre o lado esquerdo do JBN e anticiclônica do lado direito (Figura 6.2), característica observada nas análises dos compostos, contribui para a interação de uma circulação local com a circulação de ventos vale-montanha.

Em altos níveis (Figura 6.2f) pode-se observar áreas de vorticidade anticiclônica associadas à Alta da Bolívia e ao cisalhamento horizontal devido ao jato subtropical centrado ao sul de 30°S (indicado pelas setas pretas). Do lado polar do jato subtropical há vorticidade ciclônica associada também à presença de um cavado. Essa configuração também favorece ao movimento ascendente do lado tropical da entrada do jato em altos níveis. Tais características são representadas nas previsões dos dois horários, com 24 e 48h de antecedência.

Na análise do campo de pressão (Figura 6.3), observa-se uma região de baixa pressão sobre o Paraguai e norte da Argentina, que está associada à Baixa do Chaco. Nota-se também, uma outra região de baixa pressão no oceano, provavelmente associada ao sistema frontal. Esses dois centros de baixa pressão são bem representados na previsão de 24h, embora na previsão de 48h, também exista uma grande área de baixa pressão sobre o Paraguai, norte da Argentina, se estendendo até o Rio Grande do Sul e oceano Atlântico (Figura 6.3b).

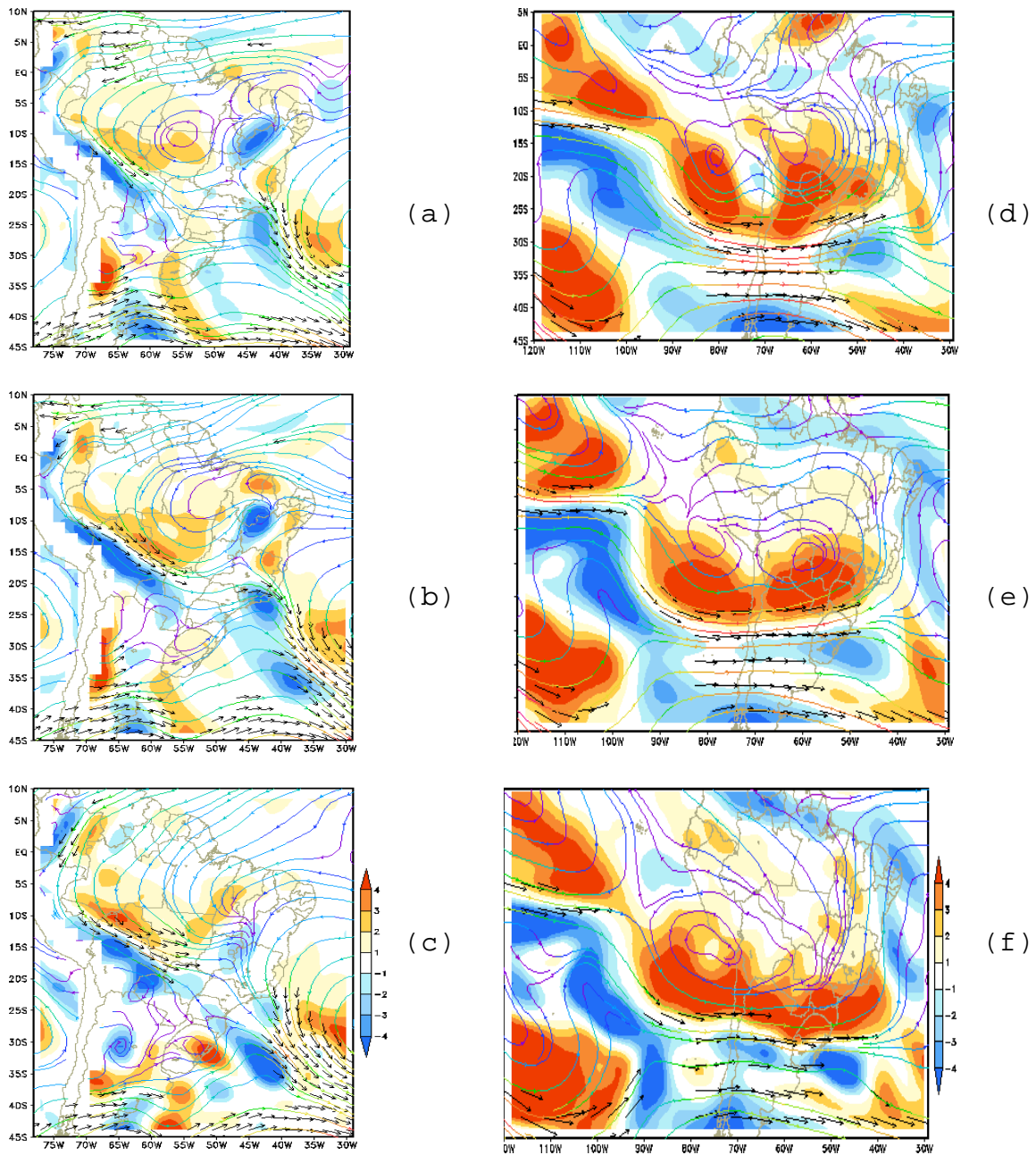


FIGURA 6.2 - Campos observados do escoamento do vento [m/s] e vorticidade relativa [$10^{-5} \times s^{-1}$] nos níveis de 850 e 200 hPa às 12 UTC do dia 21/01/2003 com: (a e d) previsão com 48h de antecedência, (b e e) previsão com 24h de antecedência e (c e f) análise do dia. As setas pretas representam a velocidade do vento ≥ 12 m/s. Nas ultimas figuras encontram-se a escala da vorticidade e a máscara da localização dos Andes está sombreada de branco.

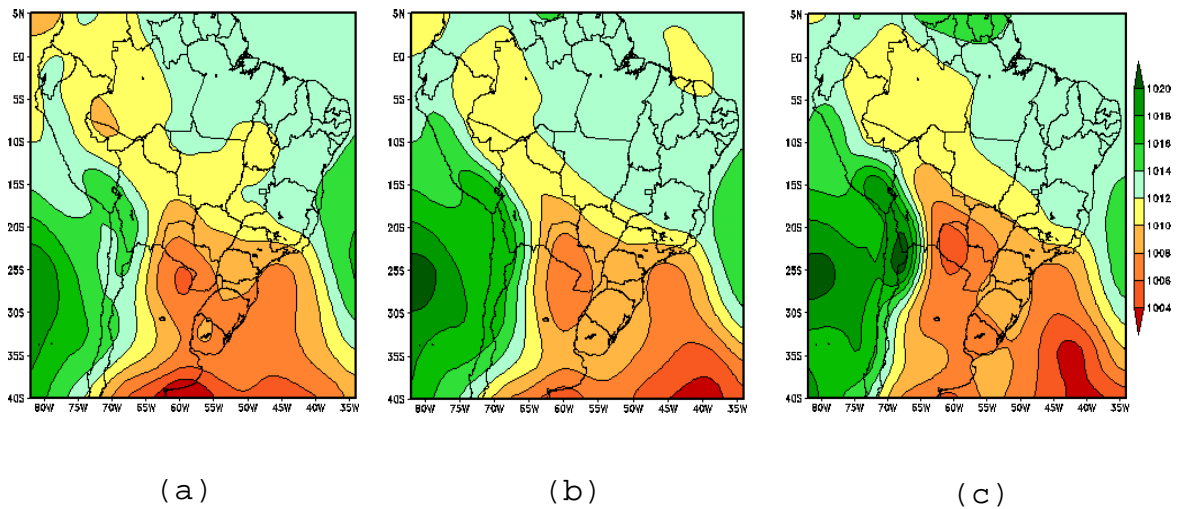


FIGURA 6.3 – Campos médios da Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) às 12:00 UTC do dia 21/01/2003 com: (a) previsão com 48h de antecedência, (b) previsão com 24h de antecedência e (c) análise do dia.

Nos campos da estrutura vertical da componente meridional do vento (Figura 6.4), observam-se dois núcleos com valores máximos em 18° S e 20° S: um núcleo com ventos de norte associado ao JBN e outro secundário próximo de 38° W relacionado com o escoamento da Alta Subtropical na costa do Brasil. Os dois centros são menos intensos na previsão de 48 h em 18° S e, na previsão de 24h, as características do JBN a leste dos Andes, são melhor representadas do que o núcleo sobre a costa do Brasil. Em 20° S, o escoamento sobre a costa leste é mais intenso do que a leste dos Andes, que é consistente com a previsão de 24 e 48h.

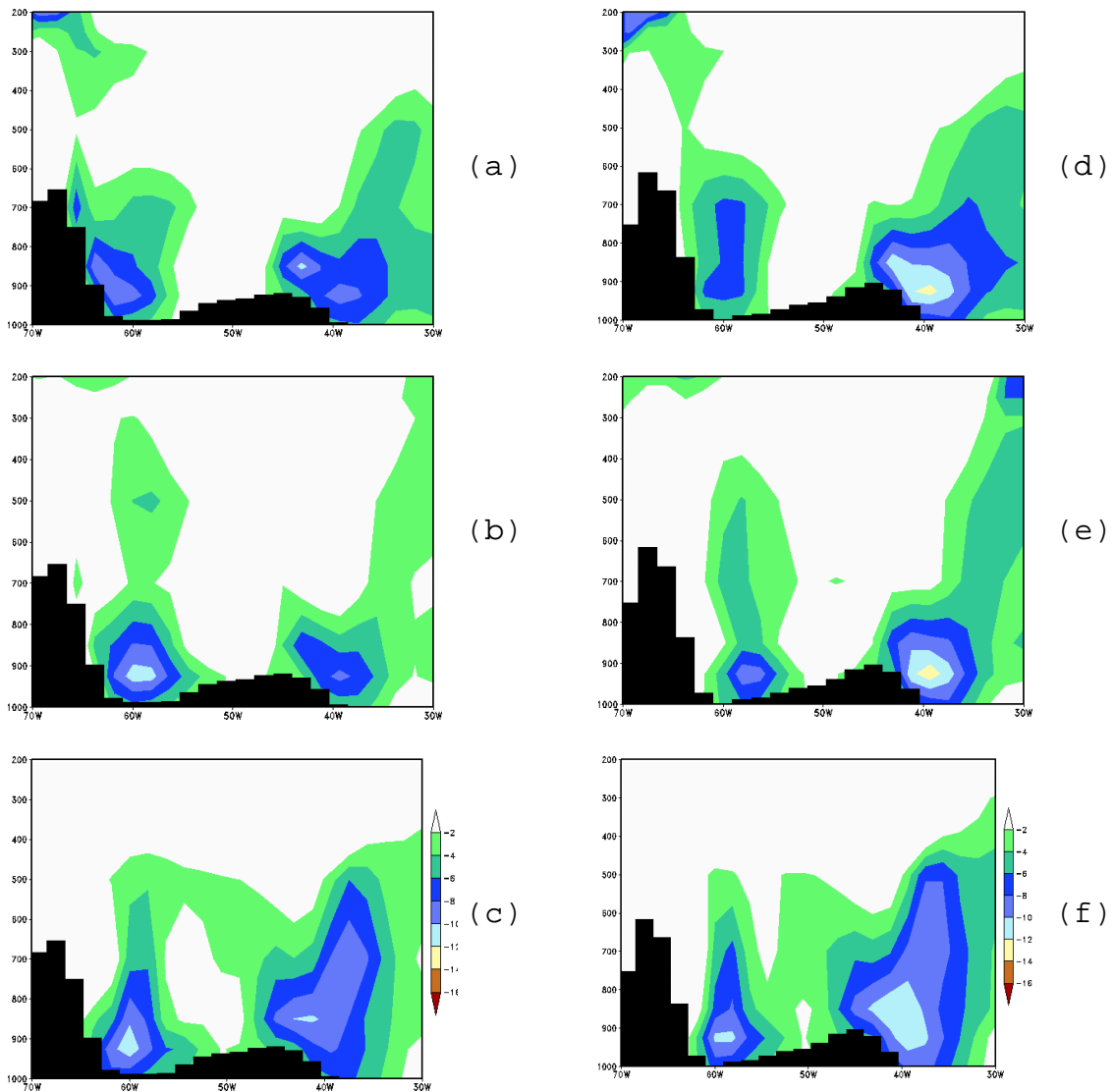


FIGURA 6.4 - Campos médios da estrutura vertical da componente meridional do vento (m/s) em 18° e 20°S às 12:00 UTC do dia 21/01/2003 com: (a e d) previsão com 48h de antecedência, (b e e) previsão com 24h de antecedência e (c e f) análise do dia. A área sombreada corresponde à cordilheira dos Andes e ao cerrado brasileiro nessa latitude.

Nos campos da estrutura vertical da magnitude do vento em 10° e 15° S (Figura 6.5), nota-se que o núcleo é mais

intenso em 15° S, o que é bem previsto com 24h de antecedência. Em 10°S (Figura 6.5c) o núcleo se estende mais verticalmente do que em 15° S, o que é razoavelmente previsto no campo de previsão de 24h.

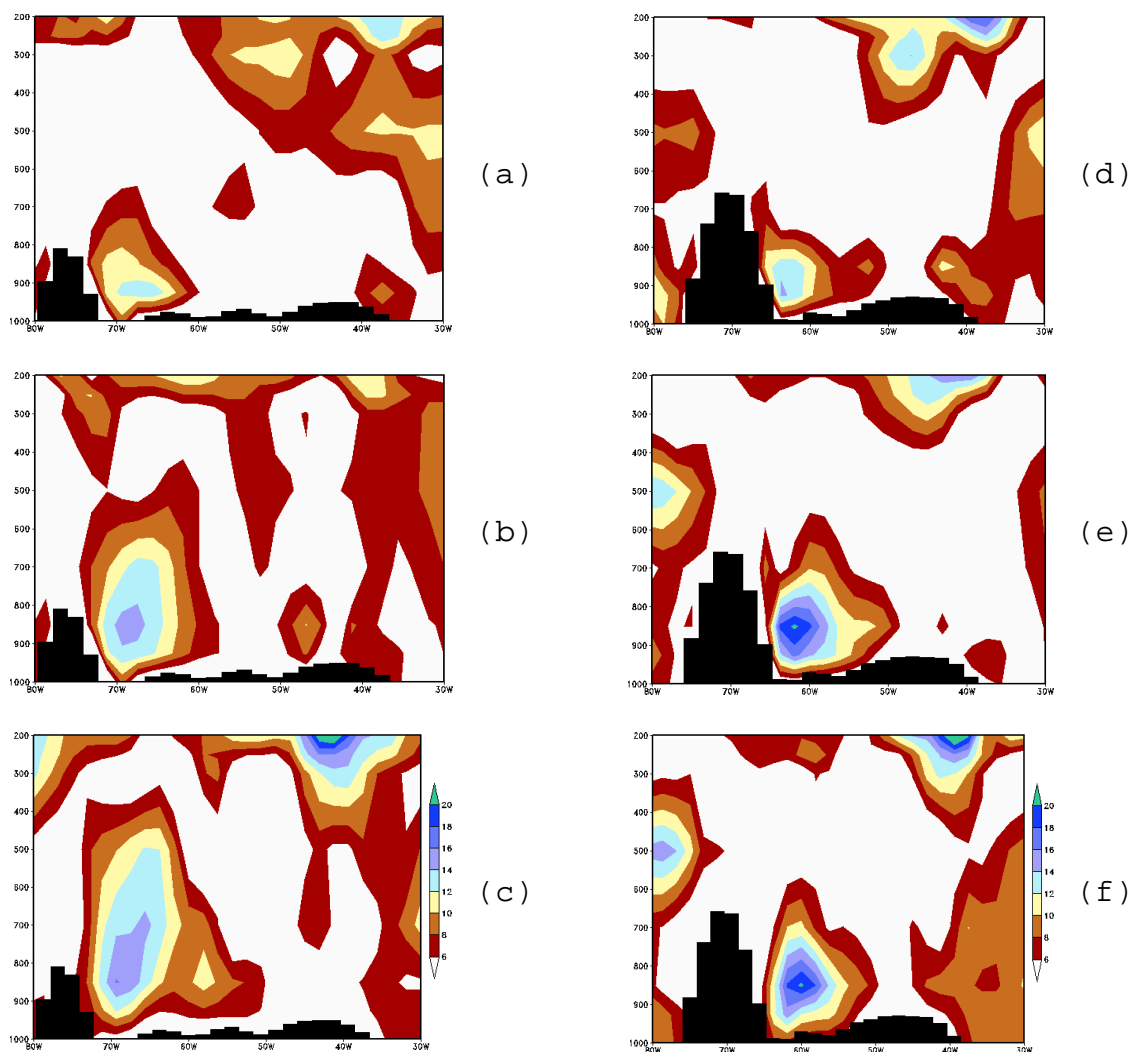


FIGURA 6.5 - Campos médios da estrutura vertical da magnitude do vento (m/s) em 10° e 15° S, às 12:00 UTC do dia 21/01/2003 com: (a e d) previsão com 48h de antecedência, (b e e) previsão com 24h de antecedência e (c e f) análise do dia. A área sombreada corresponde à cordilheira dos Andes e ao cerrado brasileiro nessa latitude.

As Figuras 6.6 (a a c) apresentam os campos de advecção de umidade, no qual observa-se na análise, a presença do fluxo de umidade a leste dos Andes na região do JBN. A umidade é proveniente do norte da Amazônia, sendo advectada sobre a Bolívia e estende-se até o norte do Paraguai. Nota-se que essa advecção de umidade é representada no campo de previsão de 24h, apenas um pouco deslocada para norte.

No campo de advecção de temperatura (Figura 6.6 d a f), observa-se na análise, uma área de advecção de ar quente na região do JBN. Próximo à costa leste dos Andes, a área de advecção de ar frio pode indicar que esta região estaria sob a ação de ventos catabáticos mais quentes do que o ar que está sendo advectado. Esse campo não é bem previsto.

A Figura 6.6 (g a i), mostra o campo de convergência de umidade onde se nota na análise, que há convergência em algumas áreas próximas à ocorrência de CCM. Na previsão de 24 e 48h, há apenas as áreas associadas ao sistema frontal e convecção no centro-leste do Brasil, além de uma área de convergência sobre a Argentina são identificadas. A Figura 6.6 sugere uma associação entre o transporte e convergência de umidade e advecção de temperatura decorrente do JBN para a formação de nuvens e precipitação dos CCM, como foi observado em vários estudos (Virji, 1981; Cavalcanti, 1982; Sugahara et al., 1994; entre outros).

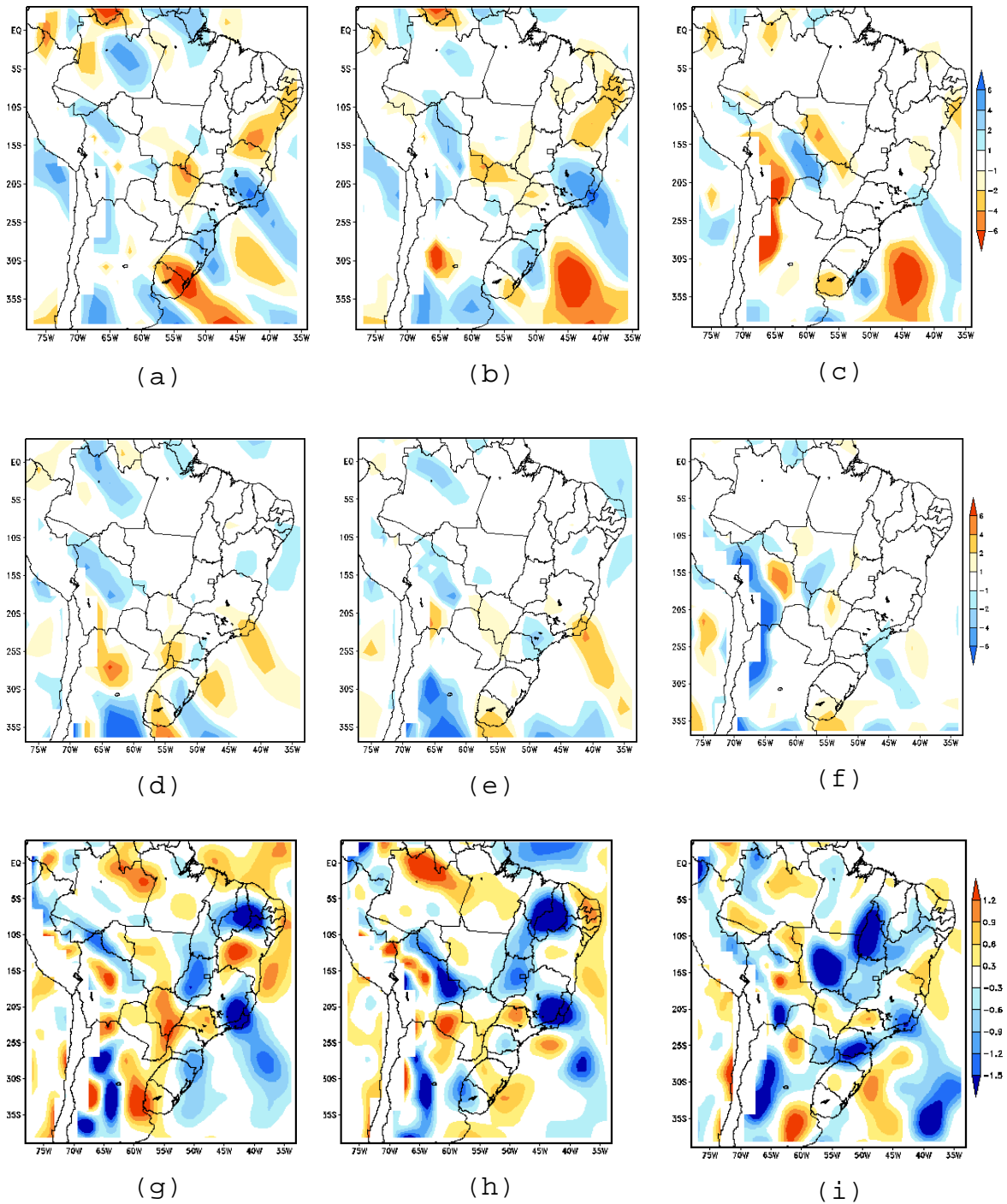


FIGURA 6.6 - Campos médios de advecção de umidade específica (gkg^{-1}), advecção de temperatura ($^{\circ}\text{C dia}^{-1}$) e convergência de umidade ($10^{-7} \text{gkg}^{-1}\text{s}^{-1}$) em 850 hPa às 12 UTC em 21/01/2003 com: (a, d e g) previsão com 48h de antecedência, (b, e e h) previsão com 24h de antecedência e (c, f e i) análise do dia.

CAPÍTULO 7

7.1 - Conclusões

Neste trabalho foram feitos estudos observacionais e com resultados de modelos, que permitiram identificar os padrões e as principais características atmosféricas que estão associadas à ocorrência dos Jatos em Baixos Níveis sobre a América do Sul e ao desenvolvimento de atividade convectiva.

Nos estudos foram analisadas as características atmosféricas associadas à ocorrência do JBN a leste dos Andes, com ênfase nos casos de ocorrência ou não de convecção no norte da Argentina (Capítulo 4.2), nos padrões de variabilidade de algumas variáveis atmosféricas (Capítulo 4.3), na influência da variabilidade intrasazonal (Capítulo 4.4), nos clusters determinados nos resultados de simulação climática (Capítulo 5) e nas previsões do MCGA CPTEC/COLA para a ocorrência de um caso de JBN e CCM (Capítulo 6). Também é apresentada uma climatologia baseada nos dados de reanálise e dos dados simulados com o modelo.

Considerando o critério utilizado neste trabalho, de Bonner modificado, ocorrem mais casos do JBN na área A2 no verão no período de 1979 a 2000 e mais casos no inverno no período de 1994 a 2002, utilizando os dados de reanálise. Utilizando os resultados do modelo de 82 a 91, ocorreram mais casos no inverno. Menos casos foram detectados no

verão nos resultados do modelo, devido ao fato que o modelo superestima a precipitação na região da ZCAS, o que sugere que há menos escoamento para a região do JBN e mais para a região da ZCAS.

A análise da variação diurna mostrou que os jatos podem ocorrer em dois ou mais horários por dia, podendo até se estender durante todo o dia ou ainda de um dia para outro. No entanto, o horário preferencial para a ocorrência dos jatos é às 06:00 UTC, caracterizando jatos noturnos.

O escoamento de grande escala, dos ventos predominantes em baixos níveis, associado à Alta Subtropical do Atlântico Sul, é canalizado devido à barreira topográfica dos Andes e desviado para o sul, intensificando-se ao sul de 10° S e alcançando velocidade máxima sobre a planície.

A ocorrência de JBN pode ser acompanhada por ocorrência de CCM sobre o norte da Argentina ou atividade convectiva em forma de funil, associada a sistema frontal ou pode não apresentar nenhuma convecção associada.

A extensão do JBN da Bolívia até o oceano Atlântico próximo à costa sul do Brasil, a presença de um cavado em altos níveis sobre a costa sudoeste da América do Sul e difluência na costa sudeste, a presença de uma extensa área de pressão baixa no centro da Argentina e a existência de

um jato em altos níveis a oeste do JBN são associados com a atividade convectiva em forma de funil.

No caso da ocorrência de CCM no norte da Argentina, o JBN se estende até o Paraguai, e apresenta um cisalhamento horizontal maior do que o caso sem CCM. Esse cisalhamento que tem vorticidade ciclônica sobre o norte da Argentina favorece a ascensão do ar. No campo de pressão ao nível do mar, a pressão é mais baixa no norte da Argentina no caso em que ocorre CCM.

O JBN pode ser visualizado pela configuração da estrutura vertical do vento meridional, e no caso da ocorrência de convecção do tipo funil, há também um forte escoamento de norte em altos níveis. Observou-se que na ausência de CCM, a região de atuação do jato e o cisalhamento são menores e o núcleo de baixa pressão é menos intenso comparado aos demais grupos.

A partir da análise de FOE, o padrão da variabilidade do vento meridional em 850 hPa mostrou uma variabilidade na posição de um cavado e uma crista sobre o sul da América do Sul. Os campos obtidos com os extremos das amplitudes positivas e negativas ilustraram a variabilidade, podendo ocorrer JBN com ventos de norte até a Argentina, ou se estendendo para o Sudeste da América do Sul.

Os modos de FOE do Vento Meridional em 200 hPa indicaram um comportamento baroclínico ondulatório do

escoamento sobre a América do Sul e a variabilidade indica diferentes posições do cavado e crista.

Os modos da FOE do Vento Zonal em 200 hPa apresentaram bem a variabilidade do vento zonal em altos níveis, sobre a América do Sul, indicando uma redução/aumento do vento zonal na região Tropical e um aumento/redução na região do jato Subtropical.

A configuração da FOE de ROL apresentou um padrão da variabilidade da convecção, indicando um aumento ou redução sobre a região tropical e subtropical da América do Sul, associado à variabilidade sazonal.

A configuração da FOE da PNM mostrou o padrão espacial de variabilidade da pressão sobre a América do Sul e vizinhanças, indicando a existência da região da Baixa do Chaco no verão e da intensificação da Alta Subtropical no inverno.

Os padrões de correlação com defasagens para o vento meridional nas áreas (A1 e A2) e PNM sobre a América do Sul, considerando a variabilidade intrasazonal, configuraram bem o abaixamento da pressão em superfície em dias com JBN.

A evolução dos padrões de correlação entre o vento meridional nas áreas (A1 e A2) e a altura geopotencial mostraram o deslocamento para leste do cavado e da crista

associados ao trem de onda desde o Pacífico até a América do Sul. A presença do cavado com um movimento ascendente a leste do seu eixo causa redução da pressão à superfície e favorece um escoamento de norte em baixos níveis (JBN) dirigido para a região de baixa pressão sobre o continente. As diferenças encontradas entre as análises para as áreas (A1 e A2) são relacionadas com o deslocamento e intensificação do centro de baixa pressão e com a orientação do trem de onda.

As diferenças entre os grupos selecionados na Análise de Cluster dos resultados do modelo são relacionadas a orientação do JBN e a intensidade do escoamento de norte, bem como, à localização do sistema frontal, que age como um canalizador do escoamento em baixos níveis.

As diferenças referentes aos campos de vorticidade relativa e do escoamento do vento em altos níveis nos grupos selecionados, foram relacionados à intensidade do cavado e à posição e intensidade da crista indicada pela vorticidade positiva. As diferenças notadas nos campos de pressão para os grupos selecionados se referem à orientação e intensidade das áreas de baixas pressões, onde se observa uma região de baixa pressão na parte central da América do Sul, em todos os grupos, a qual pode estar associada à Baixa do Chaco.

Nos campos da estrutura vertical do vento meridional para os grupos selecionados foram observados o fluxo de

norte intenso, representando bem os JBN, com variabilidade na extensão vertical.

No caso de previsão para o dia 21/jan/2003, as características do escoamento em baixos níveis foram bem representadas nas previsões com 24 e 48 horas de antecedência. Entretanto, a extensão e intensidade do JBN foram melhor previstas com antecedência de 24h, e o escoamento para o norte da Argentina foi melhor previsto no campo com 48h de antecedência. A confluência dos ventos associada ao sistema frontal próximo do oceano na região Sudeste foi bem representada nas duas previsões. Os padrões atmosféricos em altos níveis foram bem representados nas previsões dos dois horários, com 24 e 48h de antecedência.

Na análise do campo de pressão também foi representada a área de baixa pressão sobre o Paraguai e norte da Argentina, que está associada à Baixa do Chaco, nas previsões de 24 e 48 horas de antecedência.

Nos campos da estrutura vertical do vento meridional foram observados dois núcleos, os quais foram menos intensos na previsão de 48h em 18°S e as características do JBN foram melhor representadas na previsão de 24h. Em 20°S, o escoamento sobre a costa leste da AS é mais intenso do que a leste dos Andes, o que é consistente com a previsão de 24 e 48h.

Nos campos da estrutura vertical da magnitude do vento, nota-se que o núcleo é mais intenso em 15°S, o que é bem previsto com 24h de antecedência. Em 10°S o núcleo se estende mais verticalmente do que em 15°S, o que é razoavelmente previsto no campo de previsão de 24h.

O campo de advecção de umidade, no qual observa-se, na análise, a presença do fluxo de umidade a leste dos Andes na região do JBN, é melhor representado no campo de previsão de 24h. Os campos de advecção de temperatura não foram bem previstos.

Na análise do campo de convergência de umidade nota-se que há convergência em algumas áreas, porém, nas previsões de 24 e 48h, são identificadas apenas as áreas associadas ao sistema frontal e convecção no centro-leste do Brasil, e algumas áreas sobre a Argentina.

Sugere-se como trabalhos futuros, análises complementares para a região A1, tanto com dados de reanálise quanto com resultados do modelo, e utilização dos resultados de uma simulação climática de 50 anos, a qual possui dados de 6 em 6 horas. Com esses dados será possível analisar a variabilidade diurna do jato nos resultados do modelo e também a variabilidade interdecadal. Outros estudos podem ser realizados com dados de experimentos de mudanças climáticas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arritt, R.W.; Thomas D. R.; Moti, S.; Dennis, P.T.; Craig, A.C.; Mark, J.M.; Kenneth, M.L. The great plains low-level jet during the warm season of 1993. **Monthly Weather Review**, v.125, n.9, p. 2176-2192, 1997.
- Berberly, E.H.; Collini E.A. Springtime precipitation and water vapor flux over Southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v.128, n.3, p. 1328 - 1346, 2000.
- Berri, G.J.; Izunza B.J. The effect of the low-level jet on the poleward water vapor transport in the central region of South America. **Atmospheric Environment**, v.27A, p. 335 - 341, 1993.
- Blackadar, A.K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bulletin of American Meteorological Society**, v.38, p. 283 - 290, 1957.
- Bonner, W.D.; Esbensen S.; Greenberg R. Kinematics of the Low Level Jet. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.7, n.3, p.339 - 347, 1968.
- Bonner, W.D.; Peagle J. Diurnal variations in boundary layer winds over the south-central United States in summer. **Monthly Weather Review**, v.98, p.735-744, 1970.
- Cárdenas, L.D. **Um estudo dos Jatos Noturnos de Baixos Níveis na Região Central do Estado de São Paulo**. 1990. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.

Cavalcanti, I.F.A. **Um estudo sobre interações entre circulações locais e circulações de grande escala.** (INPE-2494-TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982.

Cavalcanti, I.F.A.; Souza, C.A. Características atmosféricas associadas ao jato em baixos níveis a leste dos Andes em uma simulação com o MCGA CPTEC/INPE e em dados da Reanálise NCEP/NCAR. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** [S.l.]: [S.n.], 2002.

Cavalcanti, I.F.A.; Mendonça, M.; Nilo, S.; Fernandez, P.R.; Herdies, D.; Oliveira, E. Experimentos com mudanças na parametrização de convecção nos modelos de circulação global atmosférico CPTEC/COLA e regional Eta e com mudanças de CO₂ no MCGA. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** [S.l.]: [S.n.], 2004.

Cavalcanti, I.F.A.; Herdies, D.; Cunningham, C.C.; Silva Dias, P.; Silva Dias, M.A.; Saulo, C.; Nicolini, M.; Marengo, J. A. The Low Level jet and the South America Monsoon Variability in SALLJEX period. In: International CLIVAR Science Conference, 1., 21-25 June 2004, Baltimore, Maryland, 2004. **Proceedings...** 2004. 1 DVD.

Corrêa, C.S.; Clarke, R.T.; Silveiras, A.L.L. Análise espectral do decréscimo da velocidade do vento acima do

jato de nível baixo em situações de El Nino-Oscilação Sul (ENSO) sobre Porto Alegre, Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v.17, n. 2, p.153 - 163, 2002.

Custódio, M.A.; Herdeis, D.L. O jato de baixos níveis a leste da cordilheira dos Andes - um estudo de caso. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 7., 1994. **Anais...** [S.l.]: SBMET, 1994. v. 2, p. 617-619.

Dapozzo Ibanez, J.B. **Influência dos Andes nas circulações locais do Perú**, 1995. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

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.

Duchon, C.E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.18, p. 1016 - 1022, 1979.

Figueroa, N.F.; Satyamurty, P.; Silva Dias, P.L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.52, p. 1573 - 1584, 1995.

Fisch, G.; Culf, A.D.; Nobre, C.A. Modelling convective boundary layer growth in Rondônia. In: Gash, J.H.; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L. (eds). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester, UK: John Wiley & Sons, 1996. p.425-435.

Garreaud, R.D.; Wallace, J.M. Summer incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. **Monthly Weather Review**, v.126, p.2713-2733, 1998.

Gandu, A.W.; Geisler, J.E. A primitive equation model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.48, p.1822 - 1836, 1992.

Guedes, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**, 1985. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalyses Project. **Bulletin of American Meteorological Society**, v.77, p. 437 - 471, 1996.

Karam, H. A. **Estudo do Jato de baixos níveis de Iperó e das implicações no transporte de poluentes no Estado de São Paulo**, 2002. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

Lorenz, E.N. **Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction**. [S.l.]: MIT, Department of Meteorology, Dec. 1956. (Scientific Report n.1).

Marengo, J.A.; Douglas, M.W.; Silvas Dias, P. **On the Circulation features associated with the low level jet**

episode of April 14 - 15 1999, during the TRIMM - LBA.

[S.1]: [S.n.], 1999.

Marengo, J.A.; Soares, W.R. Episódios de jatos de baixos níveis ao leste dos Andes durante 13 - 19 de abril de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v.17, n.1, p. 35 - 52, 2002.

Marengo, J.A.; Douglas, M.W.; Silvas Dias, P. The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRIMM and LBA-WET AMC campaign. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, doi: 10.1029/2001D001188, 2002.

Marengo, J.A.; Soares, W.R.; Nicolini, M.; Saulo, C. Climatology of Low-Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v.17, n.12, p.2261-2280, 2004.

Marengo, J.A.; Soares, W.R.; Vera, C.; Liebmann, B. **Variability Of The South American Low Level East Of The Andes (SALLJ) in Various Time Scales.** [S.1.]: Clivar Exchange, 2004.

Means, L.L. On Thunderstorm Forecasting in the Central United States. **Monthly Weather Review**, v.80, p. 2198-2122, 1952,

Nogués-Paegle, J.; Mo, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v.125, p. 279 - 291, 1997.

Paegle, J.; McLawhorn, D.W. Numerical modeling of diurnal convergence oscillations above sloping terrain. **Monthly Weather Review**, v.111, p. 67 - 85, 1983.

Paegle, J.A. Interactions between convection and large-scale motions over Amazonia. In: Dickinson, R.E. (ed.) **The geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interactions**. New York: [S.n.], 1987. p. 347 - 390.

Paegle, J.A. A comparative review of South America low level jet. **Meteorologica**, v. 3, p. 73 - 82, 1998.

Satyamurty, J.; Nobre, C.A. South American. In: Karoly, D.J.; Vincent, D.G. Meteorology of the southern Hemisphere. **American Meteorological Society Monographs**, v.27, n.49, p.119 - 139, 1998.

Saulo, A.C.; Nicollini, M.; Chou, S.C. Model characterization of the South American low level flow during 1997-1998 spring and summer season. **Climate Dynamic**, v.16, p. 867-881, 2000.

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. **International Journal of Climatology**, v.20, p.1167-1190, 2000.

Soares, W.R.; Marengo, J. A. Análise de um episódio de jato de baixos níveis a leste dos Andes durante janeiro de 2003 utilizando modelagem regional Eta/CPTEC. In: Workshop Latino-Americano em Modelagem Regional de Tempo e Clima Utilizando o Modelo ETA, 1., 2004, Cachoeira Paulista, SP. **Anais...** Cachoeira Paulista: [S.n.], 2004.

Souza, C.A.; Cavalcanti, I.F.A. Características sinóticas associadas ao Jato em Baixos Níveis e a influência na atividade convectiva sobre a Bacia do Prata. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 8., 2004. **Anais...** [S.l.]: SBMET, 2004. p. 473 - 477.

Stivari, S.M.S.; Oliveira, A.P. Estudo observacional dos jatos de baixos níveis na região do lago de Itaipu. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11., 2000. **Anais...** [S.l.]: SBMET, 2000. p.1809-1814.

Sugahara, S.; Rocha, R.P.; Rodrigues, M.L. Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 8., 1994. **Anais...** [S.l.]: SBMET, 1994. p.573-577.

Stensrud, D.J. Importance of Low-Level Jets to Climate: a review. **Journal of Climate**, v.9, p.1698 - 1711, 1996.

Stull, R.B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666p.

Uccellini, L.W.; Johnson, D.R. The coupling upper and lower tropospheric jet streams and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v.107, p. 682 - 703, 1979.

Virji, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v.109, p. 596 - 610, 1981.

Zhou, J.; Lau, K.M. Does a monsoon climate exist over South America. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020 - 1040, 1998.

Ward, J.H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. **Journal American Association**, v.58, p. 236 - 244, 1963.

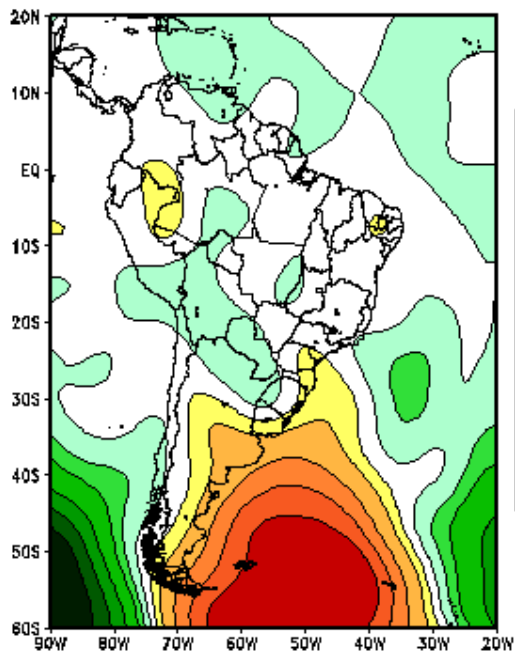
Whiteman, C.D.; Bian, X.; Zhong, S. Low level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the southern Great Plains. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.36, p. 1363 - 1376, 1997.

Wippermann, F. Numerical Study on the effects controlling the Low-Level Jet. **Beiträge zur Physik der Atmosphäre**, v.46, p. 137 - 154, 1973.

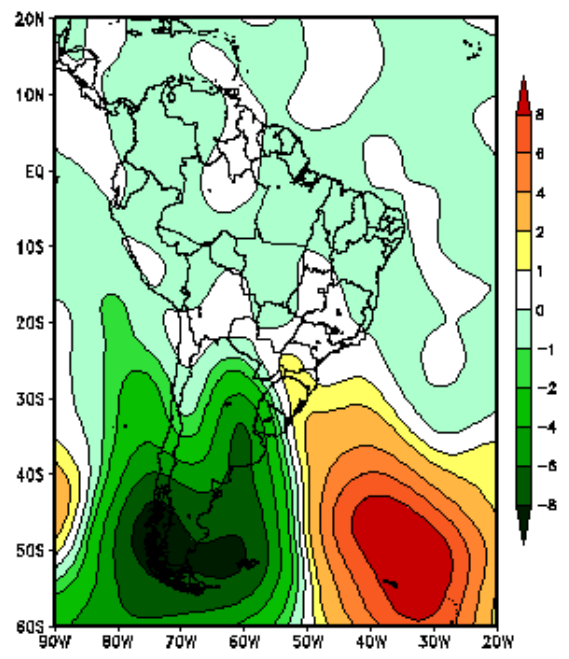
Wu, Y.; Raman S. Effect of Land-Use Pattern on the Development of Low Level Jet. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.36, p. 573 - 590, 1997.

Wilks, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. San Deigo: Academic Press, 1995. 467p.

APÊNDICE A



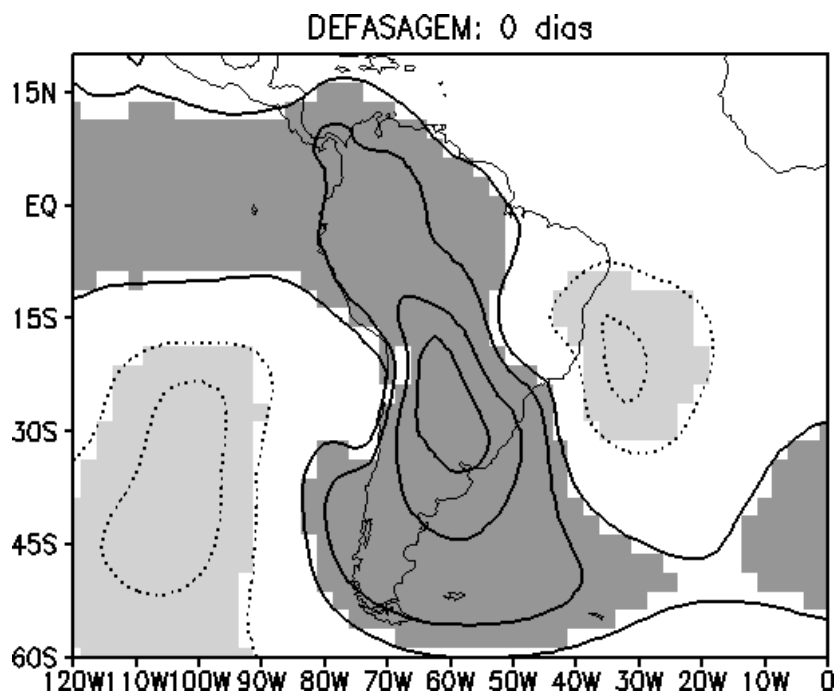
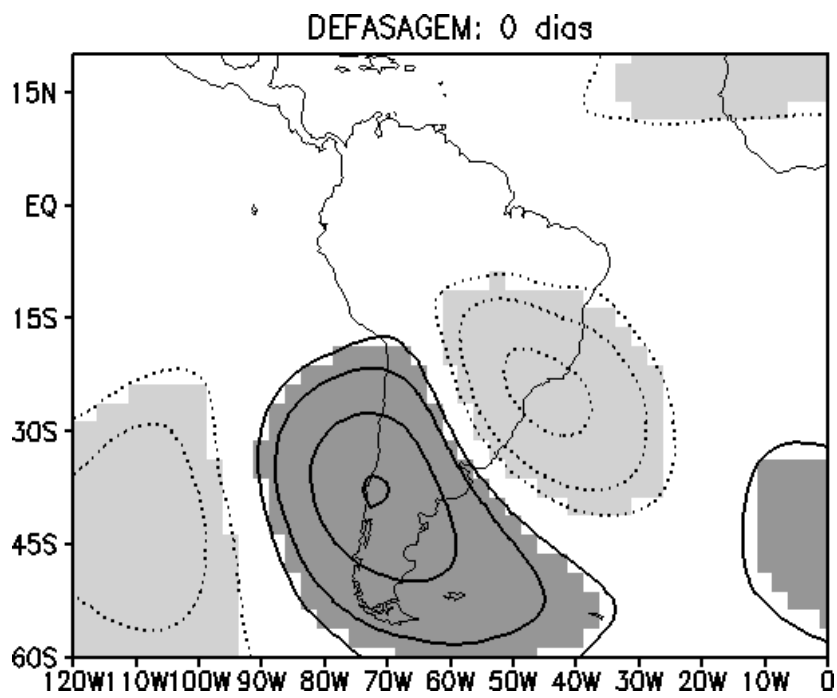
(a)



(b)

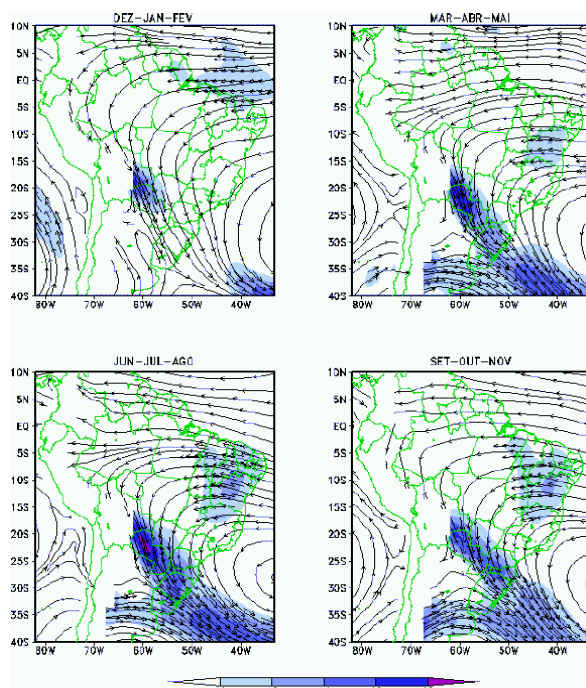
AI - Padrão espacial dos dois primeiros autovetores do vento meridional em 850 hPa.

APÊNDICE B

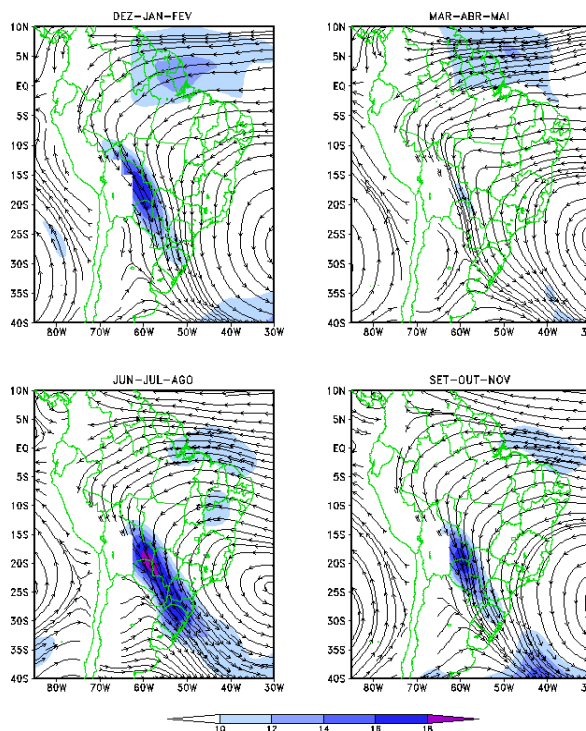


AII - Teste de significância de t-Student para: (a) geopotencial e (b) pressão.

APÊNDICE C



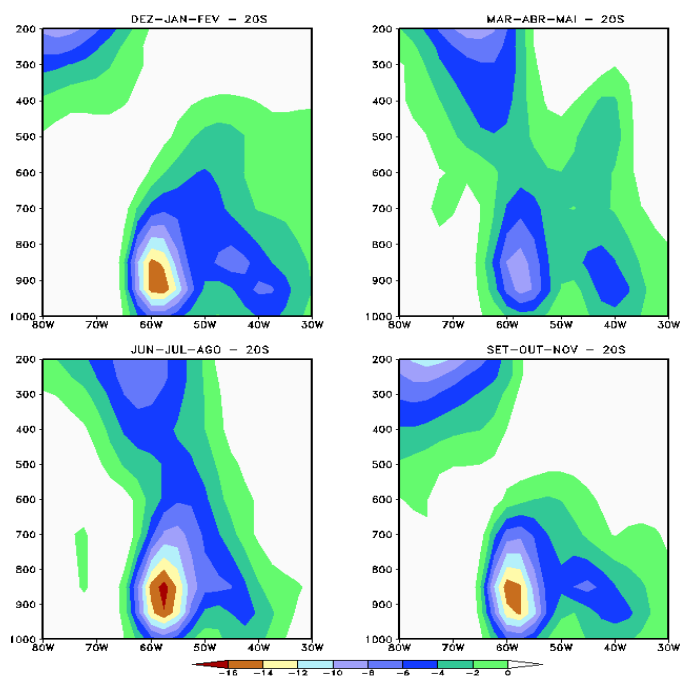
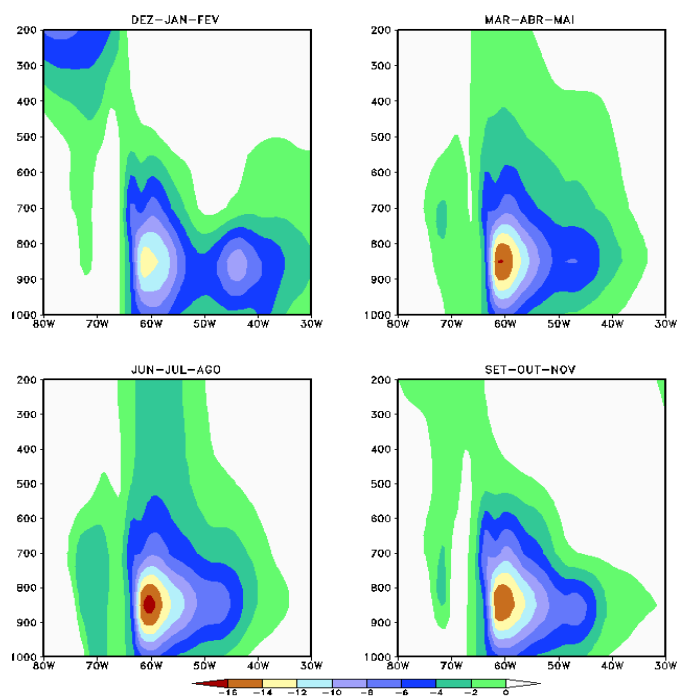
(a)



(b)

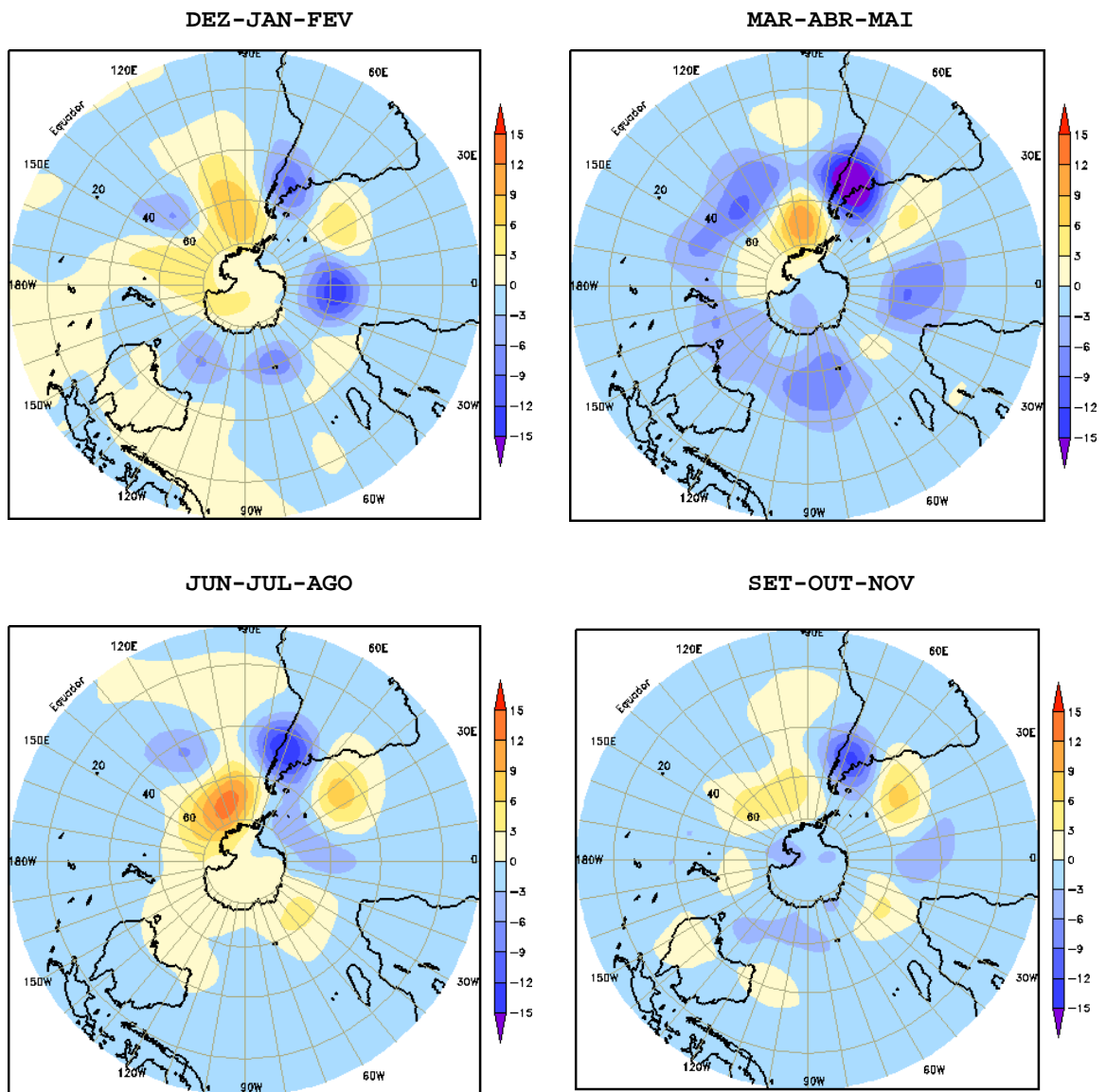
AIII - Escoamento e magnitude do vento em 850 hPa para os compostos dos casos selecionados de ocorrência do JBN, nas quatro estações (a) com o MCGA CPTEC/COLA e (b) reanálise.

APÊNDICE D



AIV - Estrutura vertical do vento meridional, nas quatro estações (a) com o MCGA CPTEC/COLA e (b) reanálise.

APÊNDICE E

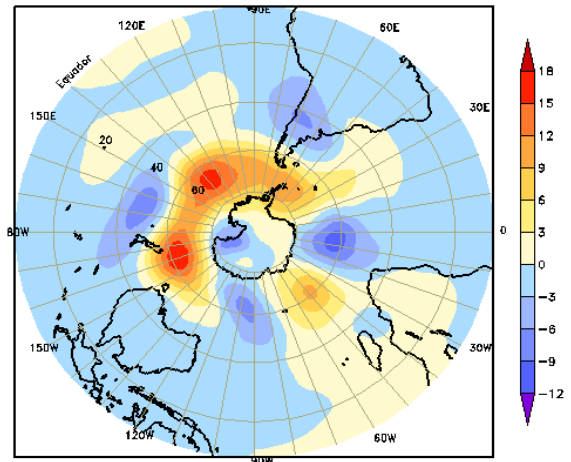
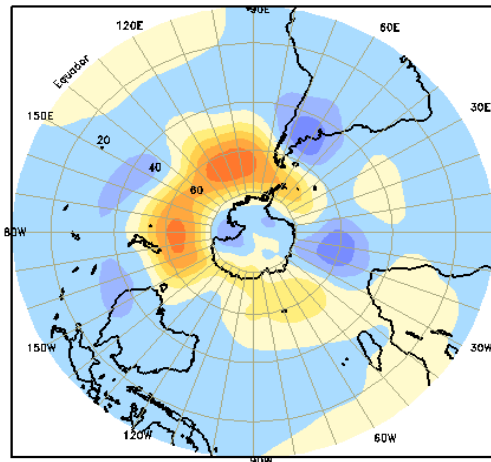


(a)

AV - Campos médios da anomalia zonal de geopotencial no nível de 500 hPa para as quatro estações (a) com o MCGA CPTEC/COLA e (b) reanálise.

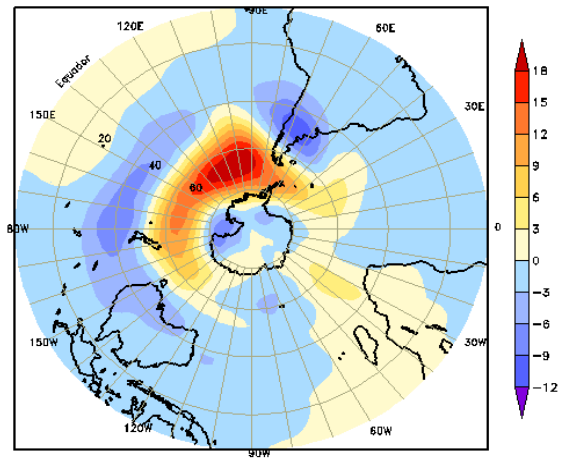
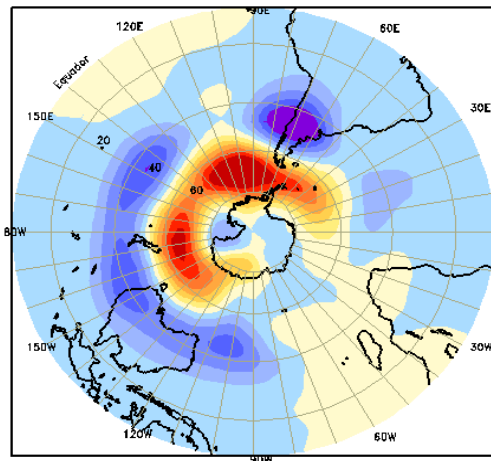
DEZ-JAN-FEV

MAR-ABR-MAI



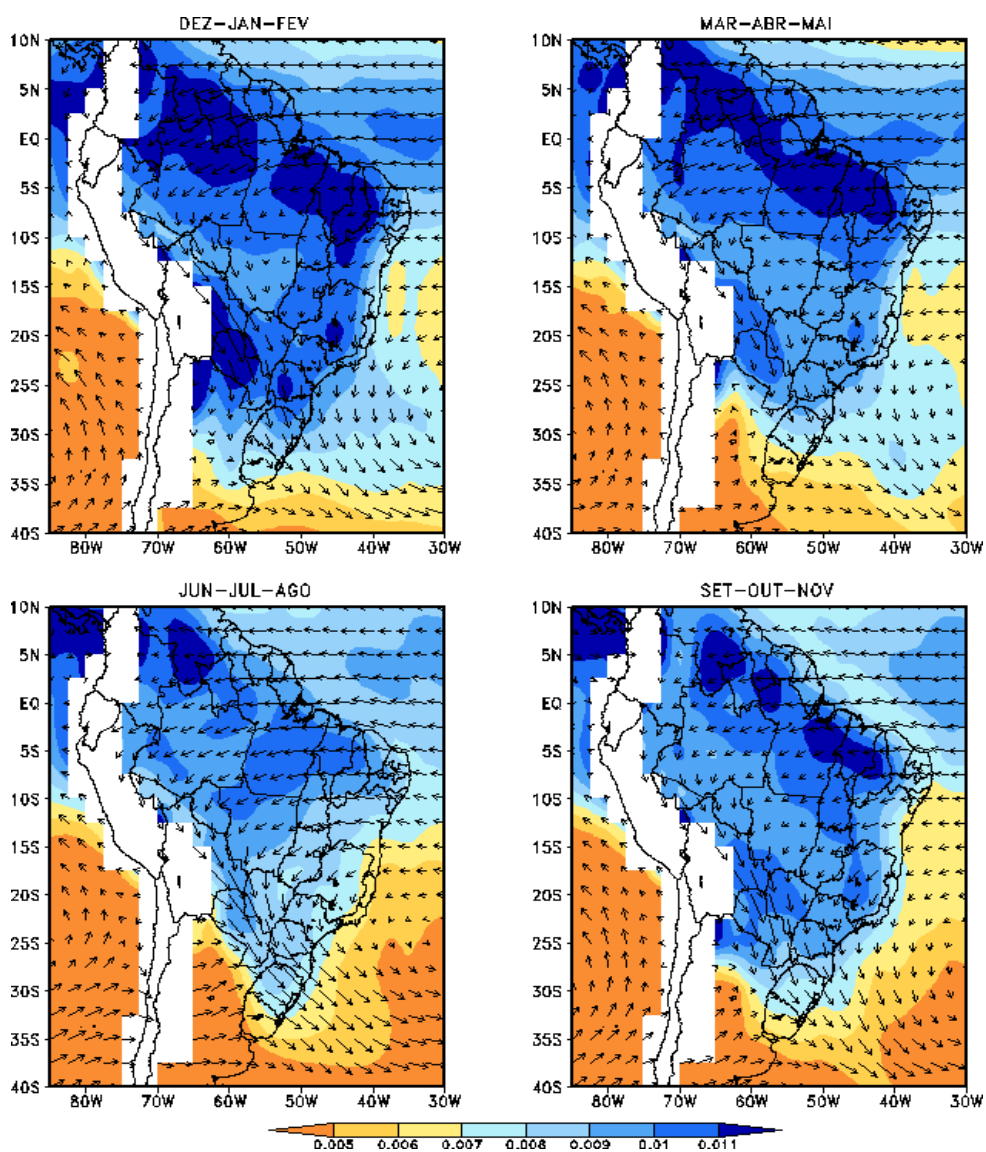
JUN-JUL-AGO

SET-OUT-NOV



(b)

APÊNDICE F



(a)

AVI - Campos médios de umidade específica no nível de 850 hPa para as quatro estações (a) reanálise.

Livros Grátis

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

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

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

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

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