



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-14170-TDI/1087**

**INTRUSÃO DE VORTICIDADE POTENCIAL NA ALTA  
TROPOSFERA SOBRE O ATLÂNTICO TROPICAL SUL E SUA  
RELAÇÃO COM A PRECIPITAÇÃO NO NE DO BRASIL**

Tatiane Felinto Barbosa

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos  
Drs. Vadlamudi Brahmananda Rao e Sérgio Henrique Franchito, aprovada em  
20 de fevereiro de 2006.

# **Livros Grátis**

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

Milhares de livros grátis para download.

551.515.1

Barbosa, T. F.

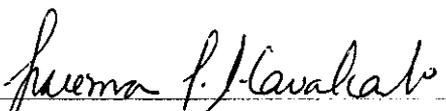
Intrusão de vorticidade potencial na alta troposfera sobre o Atlântico Tropical Sul e sua relação com a precipitação no NE do Brasil / Tatiane Felinto Barbosa. – São José dos Campos: INPE, 2006.

118p. ; (INPE-14170-TDI/1087)

1.Onda de Rossby. 2.Vorticidade. 3.Intrusão.  
4.Variação anual. 5 Meteorologia sinótica. I.Título.

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

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque  
Cavalcanti

  
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

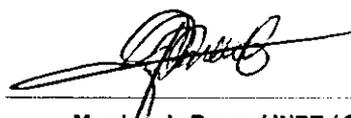
Dr. Sérgio Henrique Franchito

  
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao

  
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez

  
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Valdo da Silva Marques

  
Convocado(a) / UENF / Rio de Janeiro - RJ

Aluno (a): **Tatiane Felinto Barbosa**

São José dos Campos, 20 de fevereiro



*“Eterno é tudo aquilo que dura uma fração de segundo mas com tamanha intensidade que se petrifica e nenhuma força o resgata”.*

Carlos Dummond de Andrade



*A meus pais,*  
*FÁBIO FELINTO e*  
MARIA DAS GRAÇAS FELINTO,  
*e a minha irmã*  
*GIZELLE FELINTO ...*



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a todas pessoas que me ajudaram a vencer mais esta etapa da vida, principalmente a meus pais, por acreditarem e confiarem em mim.

À Fundação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pelo auxílio financeiro de dois anos de bolsa de mestrado.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE pela oportunidade de estudos e utilização de suas instalações.

Aos Drs. Vadlamudi Brahmananda Rao e Sergio Henrique Franchito, pelo conhecimento passadoe, pela orientação e apoio na realização deste trabalho.

Aos professores do INPE pelo conhecimento compartilhado.

Aos membros da banca examinadora pelas críticas e sugestões.

Ao meu namorado Luiz André Rodrigues pelo carinho, companheirismo, amizade e paciência em todas as horas desta jornada.

Aos amigos Mateus Teixeira e Claudio pelo auxílio e colaboração.

Às amigas Danielle Barros e Ligia Alves, pelo companheirismo e amizade, nunca me deixando desanimar, mesmo nas horas mais difíceis.

A minha irmã Gizelle Felinto, pela amizade, carinho e confiança, sempre acreditando em meu potencial.

Aos professores do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, que contribuíram em minha formação acadêmica, em especial aos professores e amigos: Magaly de Fátima Correia e Enio Pereira de Souza.



## RESUMO

A região Nordeste do Brasil (NEB) apresenta uma grande variabilidade interanual da precipitação, explicada através de diversos fenômenos atmosféricos. Um sistema que pode ter relação com essa variabilidade é o evento de intrusão, caracterizado pela quebra da onda de Rossby que proporciona uma interação entre a região tropical e extratropical. Dessa forma, esse trabalho tem como objetivo verificar a relação entre a precipitação sobre o norte (NNE), leste (LNE) e sul (SNE) do NEB e os eventos de intrusões sobre o Atlântico Sul entre 1980-1998. O desvio normalizado da precipitação teve correlações significativas sobre o NNE (negativa) e SNE (positiva) com o evento de intrusão. Durante anos de El Niño ocorreram vários eventos de intrusão, enquanto que em anos de La Niña ocorreram poucos eventos. Analisando anos extremos, 1985 (ano chuvoso), 1983 e 1993 (anos secos), verificou-se que em anos secos ocorreram mais eventos de intrusão, sendo observado o fortalecimento do ciclone em altos níveis e conseqüentemente precipitação abaixo do normal sobre o NEB. Em anos chuvosos não houve ocorrência de evento de intrusão. Para analisar o efeito dos eventos de intrusão sobre a precipitação no NEB, foram escolhidos dois eventos de intrusões caracterizados pela vortacidade potencial isentrópica de  $2 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  que atinge a latitude de  $10^\circ \text{ S}$ . O evento de intrusão altera o escoamento do vento, contribuindo para a formação de um cavado sobre o NEB. Esse cavado gera vortacidade ciclônica em altos níveis e conseqüentemente movimento subsidente. Por esse motivo o evento de intrusão afeta de forma negativa a precipitação sobre o NNE.



# **INTRUSION OF THE POTENTIAL VORTICITY IN THE UPPER TROPOSPHERIC OVER SOUTH TROPICAL ATLANTIC AND ITS RELATION WITH PRECIPITATION OVER NE OF BRAZIL**

## **ABSTRACT**

The Northeast Brazil (NEB) presents a great interannual variability of precipitation that can probably be explained by some atmospheric phenomenon of large scale. A system that can have some relationship with this variability is the intrusion event, characterised by Rossby wave breaking that provokes a connection between the tropical and extratropical region. This work has the objective to verify a relation between the precipitation over the north (NNE), east (ENE) and south (SNE) of NEB and the intrusion events over the South Atlantic (SA). The normalised deviation of the precipitation has significant correlation over the NNE (negative) and SNE (positive) with the intrusions. During the El Niño years several intrusion events occurred, while La Niña years occurred less events. Analysing extremes years, 1985 (rainy year), 1983 and 1993 (dry years), it was found that in drier years more intrusions events occur, and the strengthening of cyclone in high levels was observed and consequently less precipitation occurs over NEB. In rainy years there are no intrusions events. To analyse how the intrusion event affect the precipitation over the NEB, two events characterised by isentropic potential vorticity of  $2 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  in  $10^\circ \text{ S}$  were chosen. The intrusion event change the wind flux, composing a trough over the NEB. This trough generates cyclonic vorticity at high levels. Regions with cyclonic vorticity bring convergence in high levels and consequently subsidence. For this motive the intrusion event affects the precipitation over the NEB in a negative form.



## SUMÁRIO

**Pág.**

### **LISTA DE FIGURAS**

### **LISTA DE TABELAS**

### **LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS**

### **LISTA DE SÍMBOLOS**

<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO</b>	<b>27</b>
<b>CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>33</b>
2.1 – Sistemas Atmosféricos que Influenciam no Clima do Nordeste.....	33
2.2 – Aspectos Climatológicos do Nordeste.....	37
2.3 – Variabilidade Interanual da Precipitação Sobre o Nordeste.....	38
2.4 – Onda de Rossby.....	40
2.5 – Quebra da Onda de Rossby.....	41
2.6 – Evento de Intrusão.....	43
<b>CAPÍTULO 3 – DADOS E METODOLOGIA</b>	<b>47</b>
3.1 – Dados.....	47
3.2 – Metodologia.....	49
3.2.1 – Variabilidade da Precipitação.....	49
3.2.2 – Vento Zonal.....	51
3.2.3 – Característica da Atmosfera Superior.....	52
3.2.3.1 – Vorticidade Potencial Isentrópica.....	53
3.2.4 – Estrutura de NDJFM.....	55
3.2.4.1 – Campos Médios.....	55
3.2.4.2 – Anos Extremos.....	56
3.2.5 – Estudo de Caso.....	57

<b>CAPÍTULO 4 – RESULTADOS</b>	<b>59</b>
4.1 – Eventos de Intrusão.....	59
4.2 – Análise do Período NDJFM.....	65
4.2.1 – Estrutura dos Campos Médios.....	65
4.2.2 – Comparação entre Ano Chuvoso e Seco.....	70
4.2.2.1 – 1985.....	70
4.2.2.2 – 1993.....	74
4.2.2.3 – 1983.....	77
4.3 – Estudo de Caso.....	80
4.3.1 – Evento Ocorrido no Verão de 1993.....	80
4.3.2 – Evento Ocorrido no Verão de 1983.....	93
<b>CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES</b>	<b>105</b>
6.1 – Considerações Finais.....	105
6.2 – Sugestões para Futuros Trabalhos.....	108
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>109</b>

## LISTA DE FIGURAS

1.1	Localização da Região Nordeste do Brasil (NEB) em relação à América do Sul. (Fonte: Adaptado de Lima, 1991).....	27
1.2	Regime de precipitação sobre o Nordeste do Brasil com seus principais meses chuvosos: (12) Dezembro, (3) Março e (5) Maio. (Fonte: Adaptado de Marques et al., 1983).....	29
2.1	Esquema da quebra da onda de Rossby sobre o oceano Atlântico Sul na superfície isentrópica de 350 K. O contorno grosso representa a tropopausa. (Fonte: Adaptado de Postel e Hitchman, 1999).....	42
2.1	Mapas de vorticidade potencial na superfície isentrópica de 350 K (contornos) e ROL menor que $180 \text{ W m}^{-2}$ (sombreado) sobre o Pacífico Norte Tropical entre os dias 13 e 18 de janeiro de 1987. (Fonte: Adaptado de Waugh e Funatsu, 2003).....	45
..		
3.1	Distribuição geográfica das estações pluviométricas nas sub-regiões do NEB: 29 estações no NNE (bola), 15 estações no LNE (cruz) e 16 estações no SNE (triângulo).....	48
3.2	Número de eventos de intrusões sobre o Atlântico Sul para o período NDJFM. (Fonte: Adaptado de Waugh e Polvani, 2000).....	50
3.3	Ilustração da área considerada na média do vento zonal em 200 hPa.....	52
3.4	Média zonal de DJF da temperatura potencial em função da latitude e pressão.Os intervalos de contornos é 5 K. (Fonte: Adaptado de Tomas e Webster, 1994).....	54
3.5	Número de eventos de intrusões por mês sobre o Atlântico no período 1980-1998. (Fonte: Adaptado de Waugh e Polvani, 2000)....	55
3.6	Desvio normalizado da precipitação para o Nordeste do Brasil. (Fonte: Rao et al., 1999).....	56
4.1	Série temporal do desvio normalizado da precipitação no NNE para o quadrimestre FMAM (barras) e número de eventos de intrusões para NDJFM (linhas) obtido por Waugh e Polvani (2000).....	61
4.2	Série temporal do desvio normalizado da precipitação no SNE para o quadrimestre JFMA (barras) e número de eventos de intrusões para NDJFM (linhas) obtido por Waugh e Polvani (2000).....	62

4.3	Série temporal do Índice de Oscilação Sul (barras) e o número de intrusões para NDJFM (linhas) obtido por Waugh e Polvani (2000). (Fonte: <a href="http://www.cdc.noaa.gov">www.cdc.noaa.gov</a> ).....	64
4.4	Série temporal da componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 200 hPa no oceano Atlântico (cada x representa um mês). A linha indica a normal climatológica da componente zonal do vento no período de 1980-1998.....	64
4.5	Série temporal do desvio normalizado da precipitação no SNE (barra branca), LNE (barra listrada) e NNE (barra preta) para os meses NDJFM.....	66
4.6	Série temporal da componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 200 hPa no oceano Atlântico. A linha horizontal indica a normal climatológica da componente zonal do vento no período de 1980-1998.....	67
4.7	Isoietas da precipitação média para o período NDJFM.....	67
4.8	Campos médio para o período de NDJFM (1980-1998): a) vetor vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), b) componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), c) divergência horizontal do vento ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), d) omega ( $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ), f) vorticidade relativa ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ). Os campos encontram-se no nível de 200 hPa, exceto omega que encontra-se em 500 hPa.....	69
4.9	Anomalia de precipitação (mm) para o período NDJFM de 1985. Anomalias negativas encontram-se tracejadas.....	71
4.10	Vorticidade potencial isentrópica ( $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) média (NDJFM) na superfície de 350 K em 1985.....	71
4.11	a) componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) para o período NDJFM de 1985; anomalias para o período NDJFM de 1985: b) vetor vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), c) divergência horizontal do vento ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), d) omega ( $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ), e) vorticidade relativa ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), f) ROL ( $\text{W m}^2$ ). Os campos encontram-se no nível de 200 hPa, exceto omega que encontra-se em 500 hPa.....	73
4.12	Anomalia de precipitação para o período NDJFM de 1993. Anomalias negativas encontram-se tracejado.....	75
4.13	Vorticidade potencial isentrópica ( $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) média (NDJFM) na superfície de 350 K em 1993.....	75

4.14	a) componente zonal do vento ( $m s^{-1}$ ) para o período NDJFM de 1993; anomalias para o período NDJFM de 1993: b) vetor vento ( $m s^{-1}$ ), c) divergência horizontal do vento ( $10^{-6} s^{-1}$ ), d) omega ( $10^{-2} Pa s^{-1}$ ), e) vorticidade relativa ( $10^{-6} s^{-1}$ ), f) ROL ( $W m^{-2}$ ). Os campos encontram-se no nível de 200 hPa, exceto omega que encontra-se em 500 hPa.....	76
4.15	Anomalia de precipitação para o período NDJFM de 1983. Anomalias negativas encontram-se tracejadas.....	77
4.16	Vorticidade potencial isentrópica ( $10^{-6} K m^2 s^{-1} kg^{-1}$ ) média (NDJFM) na superfície de 350 K em 1983.....	78
4.17	a) componente zonal do vento ( $m s^{-1}$ ) para o período NDJFM de 1983; anomalias para o período NDJFM de 1983: b) vetor vento ( $m s^{-1}$ ), c) divergência horizontal do vento ( $10^{-6} s^{-1}$ ), d) omega ( $10^{-2} Pa s^{-1}$ ), e) vorticidade relativa ( $10^{-6} s^{-1}$ ), f) ROL ( $W m^{-2}$ ). Os campos encontram-se no nível de 200 hPa, exceto omega que encontra-se em 500 hPa.....	79
4.18	VPI ( $10^{-6} K m^2 s^{-1} kg^{-1}$ ) na superfície de 350 K (contornos) e ROL (sombreado) menor que $200 W m^{-2}$ entre os dias 08 a 13 de dezembro de 1992.....	83
4.19	Componente zonal do vento ( $m s^{-1}$ ) no nível de 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.....	84
4.20	Vetor velocidade do vento ( $m s^{-1}$ ) em 200 hPa. A região sombreada indica VPI ( $10^{-6} K m^2 s^{-1} kg^{-1}$ ) em 350 K. A escala do vento é representada pelo vetor abaixo do mapa.....	85
4.21	Vorticidade relativa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) no nível de 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.....	86
4.22	Divergência horizontal ( $10^{-6} m s^{-1}$ ) em 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.....	88
4.23	Omega ( $10^{-2} Pa s^{-1}$ ) em 500 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.....	89
4.24	Distribuição espacial da precipitação (mm) maior que 5 mm. Intervalo de 10 mm.....	90
4.25	Imagem do satélite GOES no canal infravelho: a) 8/12 às 12:00 UTC, b) 9/12 às 12:00 UTC, c) 10/12 às 12:00, d) 11/12 às 12:00 UTC, e) 12/12 às 15:00 UTC e f) 13/12 às 15:00 UTC de 1992.....	92

4.26	VPI ( $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) na superfície de 350 K (contornos) e ROL (sombreado) menor que $200 \text{ W m}^{-2}$ entre os dias 13 a 18 de dezembro de 1982.....	94
4.27	Componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) no nível de 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.....	95
4.28	Vetor velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 200 hPa. A região sombreada indica VPI ( $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) em 350 K. A escala do vento é representada pelo vetor abaixo do mapa.....	96
4.29	Vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.....	98
4.30	Divergência horizontal ( $10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ ) em 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.....	99
4.31	Omega ( $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.....	100
4.32	Distribuição espacial da precipitação (mm) maior que 5 mm. Intervalo de 10 mm.....	101
4.33	Imagem do satélite GOES no canal infravelho às 12 UTC : a) 13/12, b) 14/12, c) 15/12, d) 16/12, e) 17/12 e f) 18/12 de 1982.....	103

## LISTA DE TABELAS

- 4.1 Coeficiente de correlação entre o desvio normalizado da precipitação no SNE, LNE, NNE e o número de eventos de intrusões..... 60
- 4.2 Classificação dos anos de El Niño e La Niña. (Fonte: [www.cptec.inpe.br/enos](http://www.cptec.inpe.br/enos))..... 63



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AIRS	– Atmospheric Infrared Sounder
ANA	– Agência Nacional de Águas
ANEEL	– Agência Nacional de Energia Elétrica
AS	– América do Sul
CAN	– Cavado em Altos Nível
CCA	– Contribuição de Chuva por Ano
CCM	– Complexo Convectivo de Mesoescala
DJF	– Dezembro, janeiro, fevereiro
DOL	– Distúrbio Ondulatório de Leste
DPN	– Desvio Padrão Normalizado
E	– Leste
ECMWF	– European Center for Medium Range Weather Forecasts
ENOS	– El Niño - Oscilação Sul
FMA	– Fevereiro, Março, Abril
FMAM	– Fevereiro, Março, Abril, Maio
GrADS	– The Grid Analysis and Display System
HN	– Hemisfério Norte
HS	– Hemisfério Sul
INMET	– Instituto Nacional de Meteorologia
IOS	– Índice de Oscilação Sul
JFMA	– Janeiro, Fevereiro, Março, Abril
LNE	– Leste do Nordeste
MAM	– Março, Abril, Maio
MLS	– Microwave Limb Sounder
N	– Norte
NCAR	– National Center for Atmospheric Research
NCEP	– National Center for Environmental
NDJF	– Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro

NDJFM	–	Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro, Março
NEB	–	Nordeste do Brasil
NNE	–	Norte do Nordeste
NOAA	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMJ	–	Oscilação Madden-Julian
OS	–	Oscilação Sul
PA	–	Precipitação Total Anual
$\overline{PA}$	–	Precipitação Média Anual
PNM	–	Pressão ao Nível Médio do Mar
$\overline{PM}$	–	Precipitação Média Mensal
POA	–	Perturbação Ondulatória no campos dos ventos Alísios
ROL	–	Radiação de Onda Longa
S	–	Sul
SNE	–	Sul do Nordeste
TSM	–	Temperatura á Superfície do Mar
UVP	–	Unidade de Vorticidade Potencial
VCAN	–	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VPI	–	Vorticidade Potencial Isentrópica
W	–	Oeste
ZCAS	–	Zona de Convergência da Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

$a$	–	Raio terrestre
$c_p$	–	Calor específico à pressão constante
$f$	–	Força de coriolis
$g$	–	Aceleração da gravidade
$i$	–	Sub-índice relacionado a período
$j$	–	Sub-índice relacionado a estação
$n$	–	Número de estações
$N$	–	Número da amostra
$p$	–	Pressão
$p_0$	–	Pressão ao nível de 1000 hPa
$R_d$	–	Constante dos gases para o ar seco
$r$	–	coeficiente de correlação
$T$	–	Temperatura
$t$	–	Teste de t-student
$u$	–	Componente zonal do vento
$v$	–	Componente meridional do vento
$\theta$	–	Temperatura potencial
$\phi$	–	Latitude
$\lambda$	–	Longitude
$\Omega$	–	Taxa de rotação da Terra
$\zeta$	–	Vorticidade relativa
$V_q$	–	Vorticidade relativa isentrópica
$s$	–	Desvio padrão



## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

O Nordeste do Brasil (NEB) está situado na faixa tropical, entre as latitudes de 1° S a 18° S e longitude de 35° W e 47° W (Figura 1.1). Essa região apresenta uma grande variabilidade temporal e espacial no regime pluviométrico. A maior parte dessa variabilidade é explicada em função dos diversos fenômenos meteorológicos de diferentes escalas, que influenciam a região. Os mecanismos dinâmicos que produzem precipitação podem ser classificados em mecanismos de grande escala, responsáveis pelas maiores partes da precipitação observada, mecanismos de meso e micro escalas completando os totais observados.

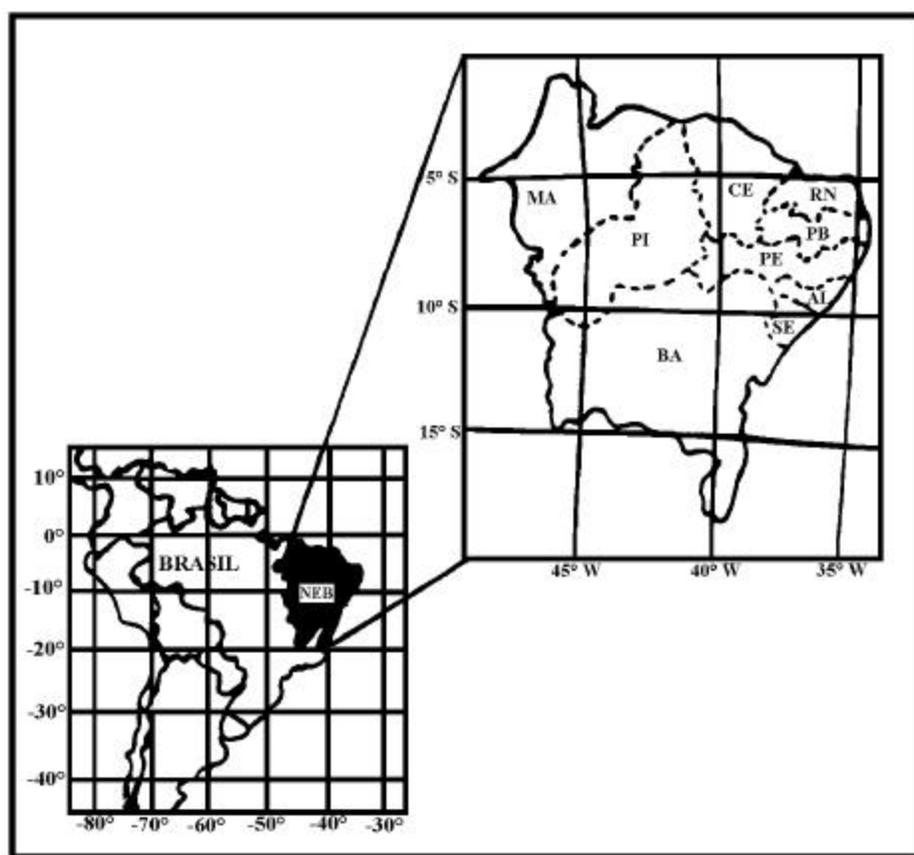


FIGURA 1.1 – Localização da Região Nordeste do Brasil (NEB) em relação à América do Sul.

FONTE: Adaptada de Lima (1991).

No NEB a precipitação é distribuída espacialmente de forma diferente, apresentando três sub-regiões com regimes pluviométricos distintos. A região costeira apresenta, em média, um total anual de 2000 mm, enquanto que no interior do semi-árido o total anual é menor que 400 mm. (Strang, 1972; Kousky e Chu, 1978). A região litorânea é caracterizada por uma baixa variabilidade ( $< 20\%$ ) com grande precipitação anual, enquanto que a região do semi-árido apresenta uma grande variabilidade ( $> 40\%$ ).

No NEB são identificados três regimes básicos quanto à distribuição espacial da precipitação (Figura 1.2), sugerindo que mais de um mecanismo da circulação geral seja responsável pela precipitação regional. No norte do Nordeste (NNE) a principal estação chuvosa ocorre de março a abril; no sul do Nordeste (SNE) acontece de dezembro a fevereiro, enquanto que no leste do Nordeste (LNE) ocorre de maio a julho (Strang, 1972). Segundo Rao et al. (1997), a variabilidade interanual no NNE é maior que nas demais regiões.

Dentre os mecanismos de grande escala que influenciam a precipitação no NEB, os sistemas mais importantes são: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), responsável pela precipitação que ocorre no centro norte do NEB, no período de fevereiro a maio (Hastenrath e Heller, 1977; Uvo e Nobre, 1989); sistemas frontais que provocam chuva no centro sul do NEB, nos meses de novembro a janeiro (Kousky, 1979); distúrbios ondulatórios de leste (DOL), responsáveis pelas chuvas no leste do NEB entre maio a agosto (Yamazaki e Rao, 1977), os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN) que provocam precipitação durante a primavera, verão e outono (setembro a abril), com ocorrência máxima no mês de janeiro (Kousky e Gan, 1981) e a oscilação 30-60 dias ou oscilação Madden-Julian (OMJ) (Kousky e Kayano, 1994). Esses sistemas organizam a convecção em escala sinótica.



FIGURA 1.2 – Regime de precipitação sobre o Nordeste do Brasil com seus principais meses chuvosos: (12) Dezembro, (3) Março e (5) Maio.  
 FONTE: Adaptada de Marques et al. (1983).

Os mecanismos de mesoescala que afetam o NEB são: as perturbações ondulatórias no campo dos ventos alísios, complexos convectivos de meso escala (CCM), brisas marítima e terrestre. As circulações orográficas e pequenas células convectivas constituem os fenômenos de microescala (Molion e Bernardo, 2002). Barbosa e Correia (2005) mostraram que o aquecimento radiativo é um fator importante no processo de formação e intensificação de sistemas de mesoescala que se formam sobre o NEB, especificamente na região do semi-árido, entretanto são os mecanismos dinâmicos que parecem ser os responsáveis pela manutenção desses sistemas.

Silva (2005) mostrou que o cavado em altos níveis (CAN) ou cavado do Nordeste tem uma grande influência na nebulosidade sobre o NEB, afetando a precipitação dessa região. Esse sistema apresenta vorticidade ciclônica intensa e quando o centro desse sistema encontra-se sobre o NEB, há inibição de precipitação. A precipitação

associada ao CAN encontra-se na borda oeste da vortacidade ciclônica. Dessa forma variações na posição e intensidade do CAN causam variações no campo de divergência e, por sua vez, mudam o movimento vertical e conseqüentemente a precipitação associada (Rao et al., 1995). Um dos possíveis mecanismos para essa variação do cavado em altos níveis seria através do acoplamento lateral entre a região tropical e subtropical. Essa possível relação será investigada neste estudo.

A interação entre extratropicos e trópicos ocorre em regiões de ventos de oeste equatorial em altos níveis, associada a “dutos de oeste”, onde os ventos de oeste são favoráveis à propagação da onda de Rossby. Quando essas ondas são de amplitude suficientemente grande, elas quebram-se dentro dos “dutos de oeste”, resultando em uma diminuição da propagação meridional, provocando a mistura de ar entre a trópicos e extratropicos (Horinouchi, 2000).

Diversos autores observaram que a alta troposfera e a baixa estratosfera apresentam diferenças na concentração de ozônio e umidade, caracterizados por altos valores de umidade e baixo de ozônio na alta troposfera e o inverso na baixa estratosfera (Scott e Cammas, 2002; Waugh e Funatsu, 2003). O forte gradiente desses elementos químicos na região da tropopausa, separando essas duas regiões, é um indicativo de uma barreira no transporte de ar de uma região para outra. Esses dois elementos químicos têm um importante papel na determinação das propriedades radiativas das duas regiões. Dessa forma é importante desenvolver uma compreensão dos mecanismos pelo qual o ar pode cruzar essa barreira. Um desses mecanismos é a quebra da onda de Rossby na tropopausa subtropical (Scott e Cammas, 2002).

A quebra da onda de Rossby é tipicamente caracterizada pela deformação no contorno de vortacidade potencial numa superfície isentrópica, misturando diferentes massas de ar (Scott e Cammas, 2002). A importância da quebra da onda de Rossby reside no fato dela promover o transporte lateral, causando uma interação entre trópicos e subtropicos, como também no transporte vertical de ar da baixa estratosfera

para a alta troposfera. A variabilidade interanual e espacial desse evento podem causar variabilidade na distribuição das espécies químicas e na convecção tropical (Waugh e Polvani, 2000)

A quebra da onda de Rossby que resulta no transporte de ar da baixa estratosfera da região subtropical para alta troposfera da região tropical é denominada de evento de intrusão. Esses eventos são caracterizados por altos valores de vorticidade potencial isentrópica ( $> 2 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) que atingem a região tropical (Waugh e Polvani, 2000; Waugh e Funatsu, 2003, Waugh, 2005). Waugh e Polvani (2000) fizeram um estudo climatológico desses eventos de intrusões e obtiveram variações interanuais do número de intrusões que ocorrem sobre os oceanos Atlântico e Pacífico. As variações das intrusões poderiam causar mudanças de intensidade e posição do cavado do Atlântico equatorial Sul, provocando mudanças na divergência em altos níveis e conseqüentemente afetando a precipitação sobre o NEB.

Este trabalho tem como objetivo verificar a relação existente entre os eventos de intrusões que ocorrem sobre o Atlântico sul e a precipitação sobre o NEB. Para tanto:

- Verifica-se a existência de alguma relação entre o número de intrusões e a precipitação sobre cada sub-região do NEB (norte, leste e sul) através de correlações;
- Verifica-se em quais períodos do ano os eventos de intrusão estão mais relacionados com a precipitação sobre o NEB;
- Verifica-se em anos extremos (chuvoso e seco) como a precipitação está relacionada com os eventos de intrusões;
- Estudam-se dois casos em que há evento de intrusão sobre o Atlântico Sul e verificar como o mesmo afeta a circulação sobre o NEB e conseqüentemente a precipitação.



## CAPÍTULO 2

### REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### **2.1 - Sistemas Atmosféricos que Influenciam no Clima do Nordeste**

O NEB está localizado no extremo leste da América do Sul (AS), na faixa tropical, sendo influenciado por vários sistemas meteorológicos que interagem entre si. Dentre esses sistemas, destacam-se: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), O vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN), sistemas frontais, oscilação Madden-Julian (OMJ), distúrbios ondulatórios de leste (DOL) e frentes frias.

A ZCIT consiste no principal fenômeno que provoca precipitação na região do NEB (Uvo e Nobre, 1989; Hastenrath e Greischar, 1993; Satyamurty et al., 1998). Esse mecanismo de grande escala é uma extensa região de convergência dos ventos alísios de nordeste e sudeste, oriundos do anticiclone subtropical dos Hemisférios Norte (HN) e Sul, respectivamente. Ela é caracterizada por movimentos ascendentes, baixas pressões, uma banda de nebulosidade e chuvas no sentido leste-oeste. Sobre o oceano Atlântico, a ZCIT migra de sua posição mais ao norte entre 10° N-14° N em agosto-setembro, para sua posição mais ao sul, cerca de 4° S, durante março-abril (Molion e Bernado, 2002). A ZCIT é o principal mecanismo responsável pelas chuvas que ocorrem no NEB, principalmente sobre o NNE (Uvo e Nobre, 1989; Molion e Bernado, 2002; Nobre e Shukla, 1996). Uvo e Nobre (1989) fizeram uma análise observacional da influência do deslocamento da ZCIT sobre a precipitação do NNE e mostraram que o tempo em que a ZCIT permanece próxima de suas posições mais ao sul define a qualidade da estação chuvosa no NNE. Ou seja, em anos secos a ZCIT inicia sua migração para o norte no final de fevereiro ou início de março, e em anos chuvosos, ela migra para o norte no final abril e início de maio. Dessa forma, para prever a qualidade da estação chuvosa no NNE, é necessário prever quando a ZCIT inicia seu retorno para o norte. Resultados semelhantes foram encontrados por Nobre e Shukla (1996).

Uvo e Nobre (1989) também estudaram as relações entre a posição da ZCIT, a TSM e as tensões de cisalhamento zonal e meridional sobre o Atlântico tropical. Eles observaram que a qualidade da estação chuvosa no NNE está relacionada com a posição da ZCIT entre março e maio, caso persista as características favoráveis de TSM e tensão de cisalhamento. Ou seja, se em março as condições oceânicas-atmosféricas indicarem um ano chuvoso, elas tem que se manter até maio. Se indicarem um ano seco, essas não serão modificadas e a estação chuvosa será de precipitação deficiente.

O VCAN é uma circulação ciclônica fechada (baixa pressão) em altos níveis que se caracteriza por subsidência na região central e forte atividade convectiva na periferia, apresentando assim uma circulação termal direta (Kousky e Gan, 1981). Segundo Kousky e Gan (1981), o VCAN se forma durante todos os meses do ano sobre o NEB, exceto durante os meses de inverno (junho a agosto), com pico de maior atividade no mês de janeiro. O VCAN geralmente se encontra entre 25° W-45° W e 10°S-25°S na AS tropical. Esse sistema se forma sobre o oceano Atlântico e raramente sobre o continente (Ramirez, 1999) podendo se propagar para oeste, penetrando na região nordeste do Brasil e provocando precipitação na parte central e sul do NEB e às vezes promove atividade convectiva no NNE (Kousky e Gan, 1981).

Kousky (1979) estudou a influência dos sistemas frontais na distribuição de precipitação no NEB. Ele observou que as frentes apresentam um importante papel no máximo de precipitação no SNE e aumenta a precipitação na costa do LNE. As frentes que atingem o SNE ocorrem durante todo o ano, com maior frequência nos meses de março a dezembro e menor frequência durante os meses de janeiro e fevereiro. Também foi observado que os anos com os maiores totais de precipitação no SNE correspondem aos anos com um número maior de passagem das frentes. Segundo Molion e Bernado (2002) a penetração dos sistemas frontais até as latitudes equatoriais é mais frequente nos meses de inverno do HS, quando a ZCIT se posiciona em suas latitudes mais ao norte (10° N - 14° N).

Oliveira (1986) verificou que os sistemas frontais freqüentemente se associam e interagem com a convecção tropical, embora nem todos os sistemas frontais o façam com a mesma intensidade. Foi observado que há uma variação mensal no número de eventos que apresentam associação de sistemas frontais com a convecção tropical. Para que haja forte interação entre os sistemas frontais é necessário que estes apresentem grande penetração continental, sendo a região entre 15° S e 25° S uma das regiões preferenciais para essas ocorrências. A propagação anômala dos sistemas adentrando as regiões localizadas próxima ao equador e organizando a atividade convectiva, acaba sendo esporádica (Oliveira, 1986). Então a manifestação de sistemas frontais (ou resquícios destes) que eventualmente organizam a convecção tropical sobre o leste da Amazônia e NEB, sugere o funcionamento dos mesmos como mecanismos atmosféricos e contribui em parte da variabilidade pluviométrica em baixa freqüência das anomalias positivas do NEB (chuva regional) (Souza, 2003).

Oliveira (1982) mostrou que a interação direta entre a ZCIT, os sistemas frontais do Atlântico sul, adicionado a fraca atividade convectiva na região da Alta da Bolívia em 200 hPa, aumenta a precipitação no período chuvoso do NEB. Por outro lado, se a ZCIT e o sistema frontal não interagem diretamente e há intensa convecção sobre a região da Alta da Bolívia, os totais pluviométricos no NEB são reduzidos.

A oscilação 30 – 60 dias ou oscilação Maden-Julian (OMJ) constitui um fenômeno de escala intrasazonal capaz de ocasionar variações na convecção de grande escala na região tropical (Kousky e Kayano, 1994). Essa oscilação consiste basicamente em uma propagação para leste de uma onda atmosférica no sentido zonal ao longo do globo e em torno do equador (Kousky e Kayano, 1994). Podem ser observados uma oscilação com período de 40–50 dias nos campos de pressão a superfície, componente zonal do vento em baixos níveis e temperatura do ar (Madden e Julian, 1971). As perturbações nos campos de vento em baixos níveis originam a formação de nuvens convectivas, cuja origem é sobre o Pacífico oeste (Repelli et al., 1998)

Kousky e Kayano (1994) mostraram que a OMJ possui grande influência no padrão de nebulosidade sobre a AS tanto na fase positiva (a onda intensifica a convecção sobre a AS) quanto na fase negativa da onda (a onda inibe a nebulosidade sobre a AS). Repelli et al. (1998) observaram que mesmo durante um ano em que as condições de grande escala não são muito favoráveis para que a precipitação seja acima da média sobre o NEB, a passagem de uma onda pode gerar condições para ativar a convecção e iniciar precipitação na região durante um período de 5 a 15 dias. Kayano e Kousky (1999) encontraram que a OMJ tem um grande impacto na convecção sobre o NEB durante o verão do HS e a estrutura regional do padrão de verão indica a interação da OMJ com a convecção regional no norte da AS. Nobre e Melo (2001) estudaram a variabilidade intrasazonal sobre o NEB entre 1998-2000 para os meses de janeiro a dezembro. Identificaram recorrência de anomalias positivas e negativas da precipitação diária com período oscilando entre 30 a 45 dias. Observaram a ocorrência de episódios secos e chuvosos dentro da estação chuvosa nos anos de 1999 e 2000, estando associadas a OMJ. Marques (2005) mostrou que mesmo durante um verão (janeiro e fevereiro de 1998) em que as condições de grande escala não favoreciam a precipitação acima da média devido a presença do El Niño, mostrou-se que houve precipitação em praticamente todo o NEB devido ao sinal positivo da OMJ e atuação do VCAN.

Os DOL se caracterizam por perturbações nos campos de vento e de pressão, apresentando um deslocamento característico de leste para oeste. As condições de tempo associadas a esse distúrbio são: convergência atmosférica, formação de nuvens, convecção a leste do cavado e divergência a oeste do cavado provocando inibição da convecção e bom tempo; na baixa troposfera, a onda move-se mais lentamente que a corrente básica, e possui um núcleo de ar mais frio que a vizinhança; a intensidade máxima da onda se dá em torno de 700 hPa a 500 hPa, e a inclinação vertical é para leste. A nebulosidade associada a esses distúrbios é composta de nuvens altas com uma forma de V-invertido (Espinoza, 1996 ).

Vários estudos observacionais mostram a atuação do DOL na costa norte e nordeste (N-NE) do Brasil durante todo o ano (Yamazaki e Rao, 1977; Kagano, 1979; Chou, 1990; Mota, 1997). Yamazaki e Rao (1977), utilizando uma série de imagens de satélite, observaram aglomerados de nuvens propagando-se de leste para oeste durante o inverno austral, com velocidade média de propagação de  $10 \text{ m s}^{-1}$ , comprimento de onda em torno de 4000 km, com maior ocorrência entre as latitudes de  $5^\circ \text{ S}$ - $15^\circ \text{ S}$ . Chou (1990) verificou que a ação do DOL ocorre durante todo o ano sobre a costa N-NE da AS. Os distúrbios se propagam com velocidade de fase de  $10$  a  $12 \text{ m s}^{-1}$ , com período de 5-6 dias e comprimento de onda de 4800-6200 km. Mota (1997) observou que os DOL atuantes no NEB, nos meses de maio a agosto de 1994, apresentavam em média período de 4 dias, velocidade de fase de  $10 \text{ m s}^{-1}$  e comprimento da onda de 3200 km.

## **2.2- Aspectos Climatológicos do NEB**

Podem ser identificados três regimes básicos no NEB quanto à distribuição espacial das precipitações. Baseado no ciclo anual da precipitação, o NEB pode ser dividido em três regiões: NNE, LNE e SNE. A Figura 1.2 apresenta a distribuição dessas três regiões.

O NNE abrange os Estados do Ceará, Piauí e Maranhão, centro-oeste do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Alagoas e extremo norte da Bahia. Essa região apresenta o quadrimestre mais chuvoso entre os meses de fevereiro a maio, correspondendo a aproximadamente 80% da precipitação anual (Alves e Repelli, 1992), sendo que o mês de março é o mais chuvoso (Strang, 1972). Os índices pluviométricos variam de 200 mm no interior e mais de 1100 mm no litoral para o quadrimestre mais chuvoso (Souza et al., 1998). Os principais mecanismos de produção de precipitação no NNE são a ZCIT, a convergência de umidade (brisa e perturbações ondulatórias no campo dos ventos alísios (POA)), convecção local e

influência das frentes frias. Sendo que a ZCIT é o mecanismo mais importante na produção de precipitação (Molion e Bernardo, 2002).

O LNE, correspondendo à parte oriental dos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Bahia e o centro-leste de Sergipe e Alagoas (Zona da Mata e Agreste), apresenta clima quente e úmido. O período mais chuvoso ocorre de abril a julho, correspondendo aproximadamente 60% da precipitação anual (Rao et al., 1993) e o pico de precipitação ocorre em maio (Strang, 1972). O LNE apresenta totais pluviométricos anuais variando de 200 (interior) a 1200 mm (litoral) no quadrimestre mais chuvoso (Souza et al., 1998).

O SNE cobre praticamente toda a Bahia, as partes sul do Maranhão e Piauí. Os índices pluviométricos variam de 600 mm/ano (interior) a mais de 3000 mm/ano (litoral) e o período mais chuvoso compreende os meses de novembro a fevereiro, com pico de precipitação em dezembro (Molion e Bernardo, 2002). Os principais mecanismos de precipitação são a estacionaridade dos sistemas frontais alimentados pela umidade proveniente do Atlântico Sul, que definem a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), sistemas pré-frontais, convecção local e brisas de mar e terra no litoral (Chaves et al., 2001, Molion e Bernardo, 2002).

### **2.3 Variabilidade Interanual da Precipitação sobre o Nordeste**

O NEB é caracterizado por uma grande variabilidade interanual da precipitação. Muitos mecanismos são responsáveis por essa variação. Hastenrath e Heller (1977) mostraram que a intensidade e posição da ZCIT têm uma grande influência na estação chuvosa do NEB. Moura e Shukla (1981) observaram que a essa variabilidade está relacionada com a anomalia de TSM sobre o oceano Atlântico. Observam-se simultaneamente águas quentes no Atlântico Norte Tropical e águas frias no Atlântico Sul Tropical, induzindo uma circulação meridional com ramo subsidente sobre o NEB. A circulação de leste-oeste devido à circulação de Walker,

associada com o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é um dos principais mecanismos que causam a variabilidade interanual no NEB (Alves e Repelli, 1992; Alves et al., 1997).

A Oscilação Sul (OS) é uma flutuação global na pressão ao nível médio do mar (PNM) entre a Alta Subtropical do Pacífico Sudeste e a região de baixa pressão da Indonésia. O El Niño (La Niña) é caracterizado por um aquecimento (resfriamento) anormal das águas superficiais no oceano Pacífico Tropical. Há uma conexão entre El Niño e a OS (Bjerkness, 1972), definindo o fenômeno ENOS. Variações do ENOS são medidas pelo Índice Oscilação Sul (IOS), sendo definido como a diferença normalizada da anomalia normalizada de PNM entre Taiti e Darwin (Walker e Bliss, 1937). A variação do IOS expressa a fase e intensidade da OS. Na fase extrema do ENOS (IOS negativo), representativo de El Niño, as PNM's ficam mais altas que o normal no Pacífico Tropical oeste e os ventos alísios estão mais enfraquecidos no Pacífico central equatorial e leste e convecção enfraquece no lado oeste e aumenta no Pacífico Equatorial central e leste. A fase oposta (IOS positivo) é a fase fria ou episódio de La Niña. Nessa fase, as características de TSM, PNM, ventos e convecção são opostas daquelas com IOS negativos (Philander, 1990).

As anomalias climáticas associadas com o ENOS ocorrem sobre quase todo o globo. A associação entre o fenômeno ENOS e a precipitação na AS e NEB tem sido muito estudada (Rao et al., 1986; Rao e Hada, 1990; 1986; Alves e Repelli, 1992; Rao et al., 2002).

Rao et al. (1986) examinaram a estação chuvosa (MAM) do NEB e verificaram uma forte seca em 1983. Na região do semi-árido, a precipitação durante a estação chuvosa em 1983 foi 80% menor que a normal. As anomalias de precipitação são relacionadas com a OS e com a anomalia de TSM do oceano Atlântico Tropical. Quando o IOS é positivo, a precipitação sobre o NEB tende a ser maior que a normal

e quando o IOS é negativo, observa-se o oposto, ou seja precipitação abaixo da normal. Notaram também que nesse ano a circulação leste-oeste da célula de Walker foi mais importante que a circulação meridional norte-sul forçado pelas anomalias de TSM do Atlântico.

Alves e Repelli (1992) investigaram a influência do ENOS na fase quente (El Niño), na distribuição da precipitação no NNE. Observaram que para 17 episódios de ENOS, não há uma tendência predominante de que, nos anos de ocorrência da fase quente desses episódios, a quadra chuvosa do NNE se situe abaixo da climatologia. A resposta ao ENOS é variada quanto à distribuição de chuvas intra-regionais. Tal resposta deve-se as características específicas de cada sub-região, principalmente a sua posição geográfica, quadrimestre mais chuvoso e os principais sistemas atmosféricos responsáveis pelas chuvas sobre as mesmas.

#### **2.4 – Onda de Rossby**

A onda de Rossby ou onda planetária é importante nos processos meteorológicos de grande escala. Esse tipo de onda apresenta grande estrutura horizontal, da ordem do diâmetro da Terra, com períodos maiores que um dia. A variação do efeito da força de Coriolis com a latitude age sobre a atmosfera como uma força externa, tendo como resultado ondas horizontalmente transversais com comprimentos de onda horizontais de milhares de quilômetros (Holton, 1992).

A onda de Rossby em uma atmosfera barotrópica, ou seja, numa atmosfera em que a temperatura potencial é constante em cada superfície de pressão, existe devido à conservação da vorticidade absoluta, decorrente da variação do parâmetro de Coriolis com a latitude. Em uma atmosfera baroclínica, a onda de Rossby conserva a vorticidade potencial e sua existência é devido ao gradiente isentrópico da vorticidade potencial (Holton, 1992).

Alguns estudos mostram que a relação entre a convecção tropical e a circulação de grande escala em 200 hPa estão associados com a atividade da onda de Rossby em altos níveis (Kiladis e Weickmann, 1992 a,b; Kiladis, 1998). Kiladis e Weickmann (1992 a,b) demonstraram que a nebulosidade da ZCIT do Pacífico tropical leste durante o inverno do HN foi modulada pela atividade da onda de Rossby em altos níveis. Essa relação é tal que baixos valores de radiação de onda longa (ROL) tende a ocorrer adiante da língua de vorticidade potencial em altos níveis propagando-se para os trópicos. No caso verificado por Kiladis e Weickmann (1992b), a convecção da ZCIT foi associada com a advecção de alta vorticidade potencial para os trópicos, com movimento ascendente observado na região de advecção positiva de vorticidade potencial.

Kiladis (1998) examinou a propagação da atividade da onda de Rossby de latitudes médias para o Pacífico tropical leste durante o inverno do HN. Verificou que essas ondas estão associadas com intrusões de alta vorticidade potencial em latitudes baixas, e a propagação da atividade da onda para o equador modulam a nebulosidade, estabilidade e movimento vertical na vizinhança da ZCIT. Distúrbios ciclônicos propagam-se para oeste em baixos níveis ao longo do equador, a oeste da atividade da onda em altos níveis e da convecção da ZCIT.

## **2.5 – Quebra da Onda de Rossby**

McIntyre e Palmer (1983) usaram análises meteorológicas diárias e dados de satélite para construir cartas sinóticas da vorticidade potencial na média estratosfera. Eles forneceram o primeiro detalhe observacional que evidencia a quebra das ondas planetárias. No período de alguns dias, as línguas de alta vorticidade potencial de escala sinótica são esticados do vórtice polar na direção tropical e advectado isentropicamente para dentro das latitudes tropicais. Eles denominaram essa distorção dos contornos de vorticidade potencial de “quebra da onda planetária” ou Rossby. A quebra da onda de Rossby é caracterizada pela rápida deformação (na ordem de um

dia) da vorticidade potencial. Um exemplo ilustrativo da configuração da quebra da onda de Rossby sobre o Atlântico Sul é esquematizado na Figura 2.1.

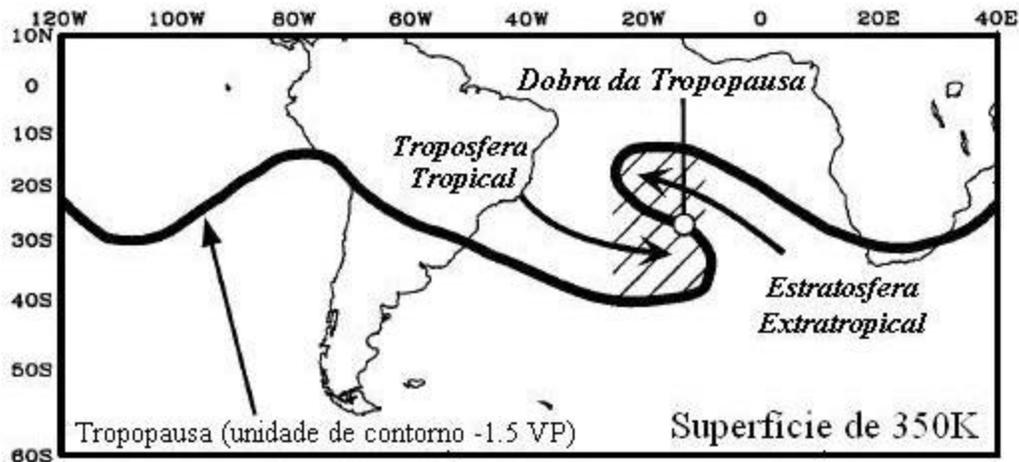


FIGURA 2.1 – Esquema da quebra da onda de Rossby sobre o oceano Atlântico Sul na superfície isentrópica de 350 K. O contorno grosso representa a tropopausa.

FONTE: Adaptado de Postel e Hitchman (1999).

Uma climatologia de 10 anos (1986-1995) da quebra da onda de Rossby foi realizada por Postel e Hitchman (1999). Eles consideraram a quebra da onda de Rossby na superfície isentrópica de 350 K e utilizaram um método objetivo para estimar a frequência e a distribuição dos eventos de quebra da onda utilizando as análises meteorológicas do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Observaram que a quebra da onda de Rossby em 350 K ocorre preferencialmente durante o verão sobre os oceanos Pacífico e Atlântico, relativamente próximo aos sistemas de alta pressão nos subtropicos.

Scott e Cammas (2002) discutiram a quebra da onda de Rossby em uma superfície isentrópica que intersecta a tropopausa subtropical. Utilizaram dados de vento e de vorticidade potencial isentrópica do ECMWF. Mostraram que as quebras da onda de Rossby que resultaram na intrusão de ar estratosférico para a troposfera podem ser

divididas como fraca ou forte. Os eventos estudados têm uma estrutura vertical que aproximadamente estende-se da região entre a superfície isentrópica de 330 K e 370 K. Observaram um ciclo sazonal e variabilidade interanual fortes, com forte mistura no verão e fraca mistura sobre o oeste do Pacífico durante a fase quente do ENOS.

## **2.6 – Evento de Intrusão**

Os eventos de intrusão podem ser definidos como os eventos da quebra da onda de Rossby que transportam línguas de ar dos subtropicais para os trópicos, misturando o ar tropical e subtropical (Waugh e Polvani, 2000; Waugh e Funtso, 2003; e Waugh, 2005). As intrusões são caracterizadas por língua de alta vorticidade potencial, geralmente na superfície isentrópica de 350 K ( $\approx 200$  hPa), que penetram na região tropical. Devido à penetração nos trópicos, esses eventos de intrusões têm um grande impacto na distribuição de alguns elementos químicos na alta troposfera. Essas intrusões misturam o ar da estratosfera, com baixo vapor d'água e alto ozônio na alta troposfera tropical.

Waugh e Polvani (2000) fizeram uma climatologia de 20 anos (1980 – 1999) dos eventos dos eventos de intrusões. Eles utilizaram dados de reanálise do NCEP para determinar os eventos de intrusões através da alta vorticidade potencial isentrópica ( $>2 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) no nível de 350 K que atinge as latitudes de  $10^\circ$  N (HN) ou  $10^\circ$  S (HS). Observaram que os eventos ocorrem predominantemente durante o verão do HS sobre os oceanos Pacífico ( $180^\circ - 260^\circ$  E) e Atlântico ( $310^\circ - 360^\circ$  E), mais freqüentemente sobre o Pacífico. Verificaram que as variações espacial e temporal nas ocorrências dos eventos do HN e HS são similares, ocorrem simultaneamente, ou seja, para um evento identificado no HN existe outro evento em alguma região do HS. Também compararam a freqüência dos eventos com a climatologia do vento zonal equatorial, e confirmaram a relação entre a ocorrência das intrusões e o vento de oeste, em que o vento de oeste equatorial é observado sobre os oceanos Atlântico e Pacífico durante a primavera até o outono do HS.

Waugh e Funatsu (2003) examinaram a evolução e estrutura das intrusões na estratosfera dentro da alta troposfera sobre o Pacífico tropical norte em termos de vorticidade potencial e radiação de onda longa (ROL). A análise de 20 anos (1980 – 1999) da vorticidade mostra que os eventos de intrusões têm uma evolução e estrutura similar entre as superfícies de 340 e 370 K, com todos os eventos produzindo línguas de alta vorticidade potencial com orientação quase de norte – sul. Verificaram que as intrusões se estendem da média troposfera (330 K) até a baixa estratosfera (410 K). A relação entre ROL e intrusões mostra que a convecção transiente e a língua de alta VPI na alta troposfera ocorrem quase sempre juntas, com a convecção ocorrendo na frente da língua. Isso pode ser identificado na Figura 2.2, o qual mostra uma região de baixo ROL e conseqüentemente convecção a leste da língua de alta vorticidade potencial. Outros autores como Kiladis e Weickmann (1992) e Kiladis (1998) mostraram uma relação entre a atividade da onda de Rossby e a convecção transiente. Essa conexão entre convecção e língua de VPI, sustenta a hipótese de que a anomalia de VPI na língua produz uma região de ascendência e reduz a estabilidade estática, iniciando a convecção (Kiladis e Weickmann, 1992).

Com o intuito de ilustrar um evento de intrusão, considere o evento identificado por Waugh e Funatsu (2003) que ocorreu sobre o Pacífico Norte entre os dias 13 e 18 de janeiro de 1987. A Figura 2.2 mostra a evolução da vorticidade potencial na superfície isentrópica de 350 K. Esses mapas mostram que existe uma ondulação no contorno de VPI em uma região de forte gradiente meridional de VPI, o qual amplifica-se nos dias 13 e 14 de janeiro. Com a amplificação o distúrbio propaga-se para leste e produz uma língua de alta VPI o qual penetra nos trópicos entre os dias 15 e 16 de janeiro. Essa língua é estreita e tem uma inclinação de sudoeste-nordeste. Nos dois últimos dias a língua decai, completando o ciclo de vida de aproximadamente 6 dias. A seqüência mostrada é típica de um evento de intrusão e as mesmas características podem ser vista em outros trabalhos como, por exemplo, Tomas e Webster (1994) e Waugh e Polvani (2000).

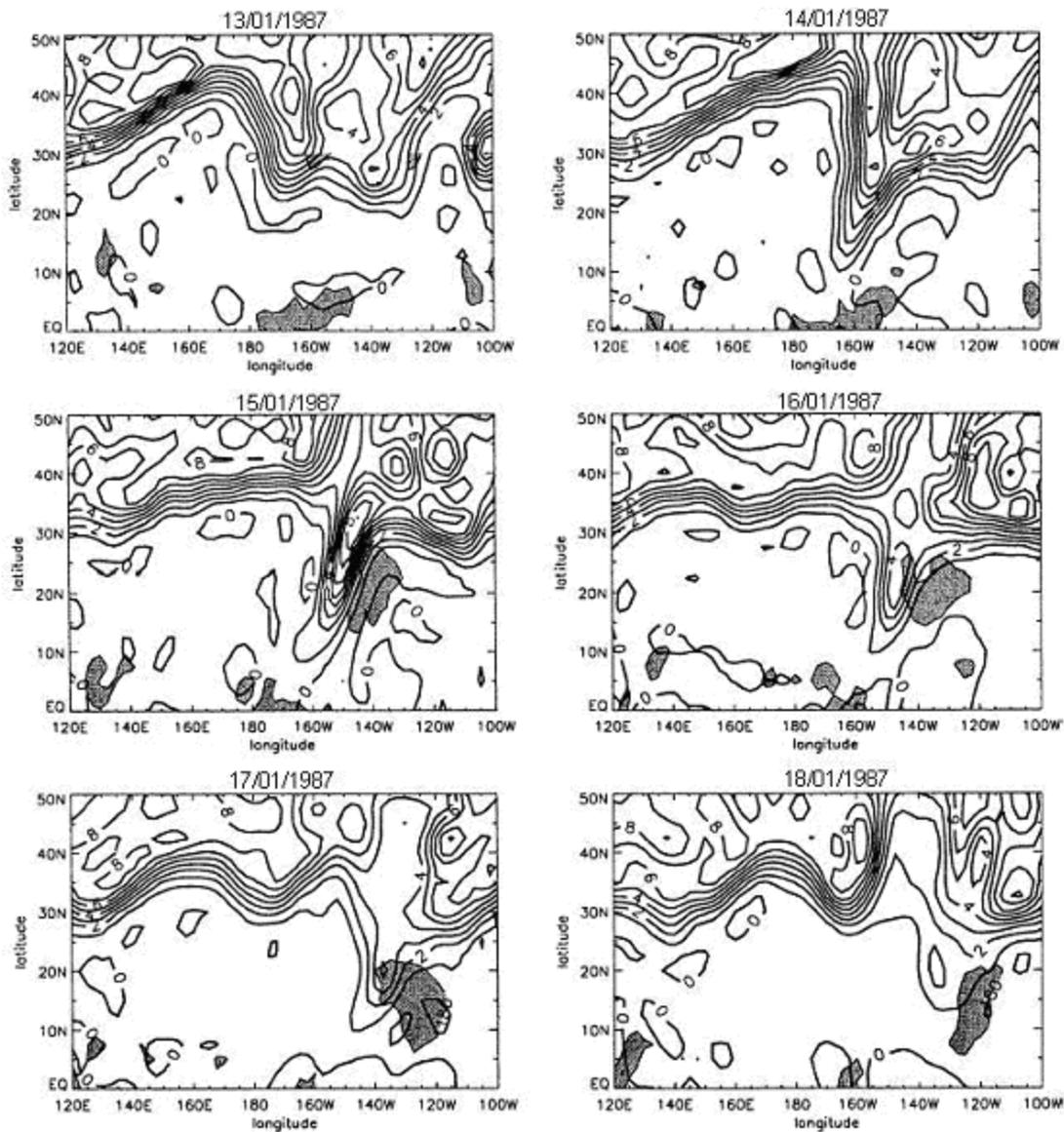


FIGURA 2.2 – Mapas de vorticidade potencial na superfície isentrópica de 350 K (contornos) e ROL menor que  $180 \text{ W m}^{-2}$  (sombreado) sobre o Pacífico Norte Tropical entre os dias 13 e 18 de janeiro de 1987.

FONTE: Adaptado de Waugh e Funatsu (2003).

Waugh (2005) verificou o impacto da quebra da onda de Rossby que ocorreu na tropopausa subtropical e a intrusão de alta vorticidade potencial da alta troposfera

tropical na umidade subtropical. Utilizou dados de umidade relativa medida pelo Microwave Limb Sounder (MLS) e vapor d'água da atmosfera superior medido pelo Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). Ambos os dados mostraram um grande gradiente de umidade próximo aos eventos de intrusões, com ar seco a oeste do evento (umidade relativa menor que 20%) e ar úmido a leste da intrusão (umidade maior que 80%). Ele mostrou que o ar úmido a leste do evento está consistente com a convecção profunda e escoamento para os pólos encontrados nessa região, o qual transporta ar da baixa troposfera equatorial para a alta troposfera subtropical. Como o teor de vapor d'água na alta troposfera subtropical já é baixo, então é mais provável que o impacto das intrusões seja em aumentar a umidade relativa na alta troposfera subtropical.

## CAPÍTULO 3

### DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 Dados

O elemento meteorológico que melhor evidência as características das anomalias climáticas nos trópicos é a precipitação. Os dados de precipitação utilizados neste trabalho são provenientes de várias fontes diferentes, sendo estes:

- Totais mensais para o período de 1980-1998, disponíveis pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL);

A distribuição espacial das 60 estações pluviométricas que apresentam os totais mensais de 1980 – 1998 pode ser vista na Figura 3.1. São 32 estações disponíveis pelo INMET e 28 pela ANEEL. No NNE são usadas 29 estações, sendo 16 estações disponíveis pela ANEEL e 13 disponíveis pelo INMET. No SNE são utilizados 06 estações da ANEEL e 10 do INMET, totalizando 16 estações. No LNE são usadas 15 estações, sendo 09 disponível pelo INMET e 06 disponível pela ANEEL.

A fim de se observar as características atmosféricas médias dos eventos selecionados, são utilizadas as médias mensais da reanálise do National Center for Environmental – National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) disponível no endereço eletrônico <http://www.cdc.noaa.gov>, com resolução espacial e 2,5° de latitude e longitude para o período de 1980 – 1998. As variáveis usadas são:

- Temperatura, componente zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ) do vento nos níveis de 1000 hPa a 10 hPa.
- Movimento vertical (omega) no nível de 500 hPa;
- Radiação de Onda Longa (ROL);

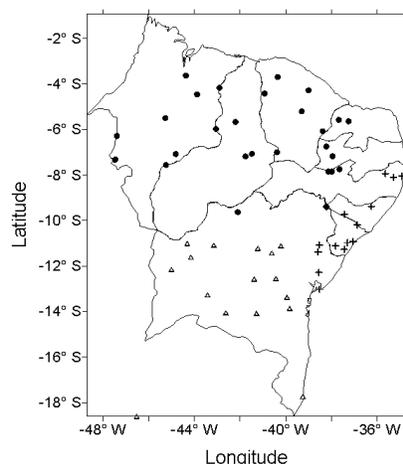


FIGURA 3.1 – Distribuição geográfica das estações pluviométricas nas sub-regiões do NEB: 29 estações no NNE (bola), 15 estações no LNE (cruz) e 16 estações no SNE (triângulo).

Dados do Índice de Oscilação Sul (IOS) mensais da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) disponível no endereço eletrônico <http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/>. Esses dados são calculados utilizando anomalias normalizadas das pressões atmosféricas na superfície do mar em Darwin e Taiti.

Nos estudos de casos são utilizados dados diários de precipitação disponível pela Agência Nacional de Águas (ANA). Na análise da atmosfera em altos níveis são usadas médias diárias dos dados de reanálise do NCEP-NCAR. As variáveis consideradas são: vento zonal e meridional em 200 hPa, omega em 500 hPa e ROL. Na determinação da vorticidade potencial isentrópica as variáveis utilizadas são temperatura, componente zonal e meridional do vento nos níveis entre 1000 hPa a 10 hPa.

As imagens do satélite geostacionário GOES-8 no canal espectral no infravermelho disponíveis no endereço eletrônico [www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br), são usadas para a identificação da nebulosidade associada aos eventos selecionados nos estudos de casos.

Os dados de reanálise do NCEP-NCAR são resultados do estado da arte da assimilação de dados (Kalnay et. al. 1996) e estão sujeitos a problemas devido às graduais mudanças na rede de observação (Kidson, 1999; Kistler et al., 2001; Mo et al., 1995) ou relacionados às coordenadas utilizadas (Trenberth e Stepaniak, 2002). Trenberth e Stepaniak (2002) mostraram que existem problemas nestes dados relacionados à coordenada vertical utilizada no modelo. Eles observaram que nas proximidades da topografia são encontradas estruturas ilegítimas. Este problema é maior na estratosfera do HS.

## 3.2 Metodologia

### 3.2.1 Variabilidade da Precipitação

Para estudar a variabilidade da precipitação utilizam-se séries temporais dos desvios médios normalizados da precipitação (Lima, 1991). A precipitação normalizada pelo desvio padrão (DPN) pode ser expressa como:

$$DPN_i = \left( \frac{1}{n} \right) \sum_{j=1}^n \frac{(PA_{ij} - \overline{PA}_j)}{s_j} \quad (3.1)$$

$$s_j = \sqrt{\frac{S(PA_{ij} - \overline{PA}_j)^2}{n-1}} \quad (3.2)$$

em que PA é a precipitação total dos meses analisados;  $\overline{PA}$  é a precipitação média do período analisado;  $s$  é o desvio padrão da série;  $n$  é o número de estações;  $i$  e  $j$  são os subíndices representativos do período e da estação pluviométrica, respectivamente.

As correlações entre o número de intrusões e o desvio médio normalizado da precipitação são analisadas com o intuito de verificar a influência desses eventos sobre a precipitação no SNE, LNE e NNE. Os números dos eventos de intrusões que ocorreram no período NDJFM sobre o Atlântico Sul são obtidos da Figura 3.2 entre

os anos de 1980-1999. O ano de 1999 não é incluído na correlação por indisponibilidade de dados de precipitação. Os períodos selecionados são NDJFM, NDJF, JFMA, FMAM e FMA. O período NDJFM é escolhido por ocorrer mais intrusões sobre o Atlântico Sul (Waugh e Polvani, 2000). Os períodos NDJF e FMAM foram selecionados por corresponderem às estações chuvosas do SNE e NNE (Rao et al., 1997; Molion e Bernardo, 2002), respectivamente. O período JFMA foi escolhido por ser um período de verão com estação chuvosa do NNE. O trimestre FMA corresponde a estação chuvosa do NNE. Com o cálculo do coeficiente de correlação é possível identificar o período em que o evento de intrusão apresenta maior influência sobre a precipitação no NEB.

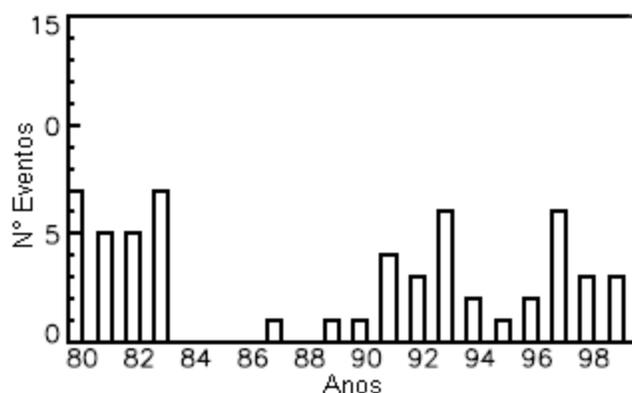


FIGURA 3.2 – Número de eventos de intrusões sobre o Atlântico Sul para o período NDJFM.

FONTE: Adaptado de Waugh e Polvani (2000).

O coeficiente de correlação ( $r$ ) mede a correlação entre duas variáveis, fornecendo o grau de relacionamento linear entre elas. O valor de  $r$  pode ser determinado por:

$$r = \frac{\sum (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum (X_i - \bar{X})^2 \sum (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (3.3)$$

em que  $r$  é o coeficiente de correlação,  $X$  e  $Y$  são as variáveis consideradas (número de evento de intrusão e desvio normalizado da precipitação de cada sub-região),  $\bar{X}$  e  $\bar{Y}$  são as médias das variáveis consideradas.

O nível de significância dos coeficientes de correlação entre o número de intrusões e a precipitação é verificado por meio do teste de *t-student*, em níveis de 90%, 95% e 99% para uma amostra de 19 anos (1980 – 1998). Utiliza-se a seguinte equação para a significância de  $r$  através do teste de *t-student*:

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (3.4)$$

em que  $t$  é o valor tabelado;  $r$  é o coeficiente de correlação entre as variáveis,  $N$  é o número da amostra.

Para cada período (NDJFM, NDJF, JFMA, FMAM e FMA) calcula-se a contribuição de chuva por ano em cada sub-região por meio da equação:

$$CCA = \frac{\overline{PM} \times 100}{\overline{PA}} \quad (3.5)$$

em que  $\overline{PM}$  é a média total mensal (NDJFM, NDJF, JFMA, FMAM e FMA) da precipitação e  $\overline{PA}$  é a média total anual da precipitação.

A partir dos IOS mensais obtém-se os IOS anuais e realiza-se a correlação entre o IOS anual e o número de intrusões, com o intuito de verificar a relação entre essas duas variáveis. A correlação foi obtida a partir da equação (3.3).

### 3.2.2 – Vento Zonal

A média da componente zonal do vento no nível de 200 hPa numa área compreendida entre as latitudes 10° N a 10° S e longitudes de 10° W a 35° W, conforme área mostrada na Figura 3.3, é realizada para mostrar a variabilidade interanual dessa variável e sua relação com os eventos de intrusões. Uma série temporal do vento

zonal médio nessa região é composta a partir dos dados mensais de reanálise do NCEP-NCAR de janeiro de 1980 a dezembro de 1998. Dessa forma é possível identificar quais os meses em que o vento zonal é de oeste ou de leste. Vento zonal de oeste nessa região geralmente está associado com a quebra da onda de Rossby e formação de evento de intrusão (Waugh e Polvani, 2000).

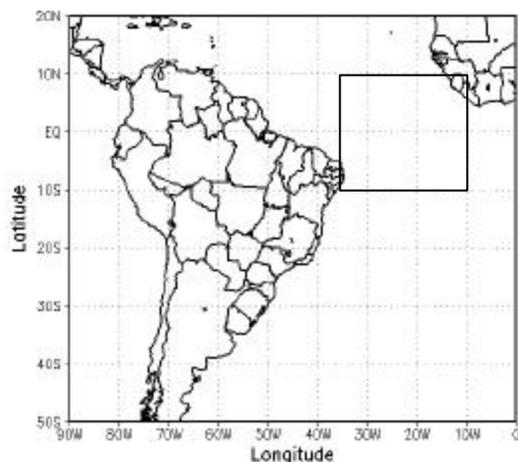


FIGURA 3.3 – Ilustração da área considerada na média da componente do vento zonal em 200 hPa..

### 3.2.3 – Características da Atmosfera Superior

As características da atmosfera superior são determinadas a partir da análise das variáveis: componente zonal do vento, vetor vento, divergência horizontal e vorticidade relativa em 200 hPa, omega em 500 hPa e ROL. A determinação do evento de intrusão é realizada por meio da análise da vorticidade potencial isentrópica. A divergência horizontal e a vorticidade relativa são gerados no software GrADS (The Grid Analysis and Display System) e obtidos utilizando as funções hdivg e hcurl, respectivamente. A equação utilizada para determinar a vorticidade relativa e vorticidade potencial isentrópica é mostrada a seguir.

### 3.2.3.1 Vorticidade Potencial Isentrópica

A vorticidade potencial isentrópica é dada pela equação (Holton, 1992):

$$VPI = (z_q + f) \left( -g \frac{\partial q}{\partial p} \right) \quad (3.8)$$

em que  $z_q$  é a vorticidade relativa isentrópica,  $f$  é a força de coriolis,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $q$  é a temperatura potencial,  $p$  é a pressão.

A vorticidade relativa foi calculada conforme a equação:

$$\zeta = \frac{dv}{a \cos \phi} - \frac{du}{df}$$

sendo  $a$  o raio da terra,  $\phi$  é a latitude,  $\lambda$  é a longitude,  $u$  e  $v$  são as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente.

A força de coriolis ( $f$ ) e a temperatura potencial ( $q$ ) e a vorticidade relativa ( $\zeta$ ) são determinadas pelas seguintes expressões:

$$f = 2 \times \Omega \sin \phi \quad (3.9)$$

$$q = \frac{1}{T} \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad (3.10)$$

em que  $T$  é a temperatura do ar,  $\Omega$  é a taxa de rotação da terra,  $p_0$  é a pressão de referência (1000 hPa),  $p$  é a pressão em um determinado nível,  $R_d$  é a constante dos gases para o ar seco e  $c_p$  é o calor específico a pressão constante.

A vorticidade potencial isentrópica é útil para caracterizar os movimentos verticais associados a sistemas de precipitação, como por exemplo, frontogênese ou sistemas do tipo vórtice do ar superior (Bernardet e Silva Dias, 1989). Isso ocorre porque ela é uma propriedade conservativa para parcelas de ar em movimento adiabático, ou seja, na ausência de liberação de calor latente. Dessa forma pode ser usada como traçadora

da origem das massas de ar (Mattos, 2003). Do ponto de vista dinâmico, para que a VPI seja conservada, quando a parcela de ar se move de uma região com uma estabilidade estática diferente, sua vorticidade absoluta tem que ser alterada, tornando a advecção de VPI um parâmetro importante.

A Figura 3.4 mostra a distribuição das isentrópicos como uma função da altura (logaritmo da pressão) e latitude. Nota-se que a superfície de 350 K fica próximo a superfície isobárica de 200 hPa em todas as latitudes. As outras superfícies isentrópicos mostram uma forte dependência com a pressão e latitude. O uso da vorticidade potencial isentrópica é importante por ser conservativa e também as observações indicam que os distúrbios tendem a seguir melhor as superfícies isentrópicas do que as superfícies isobáricas. (Tomas e Webster,1994).

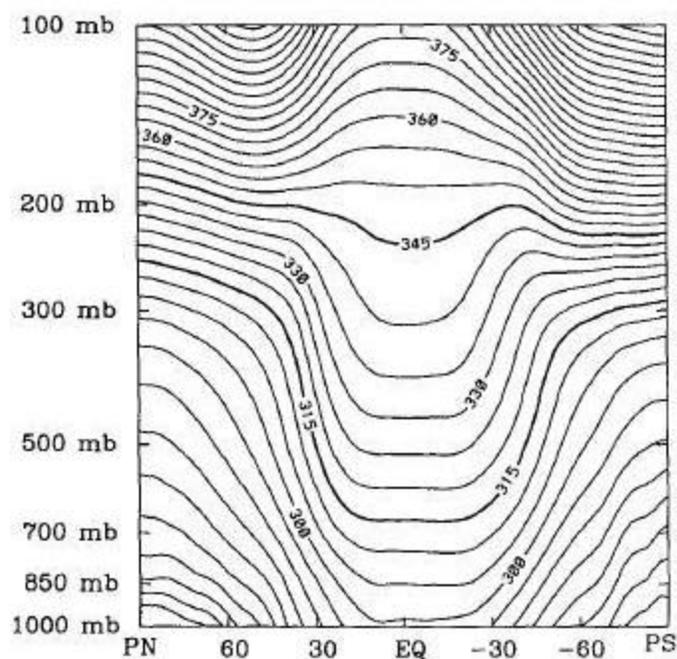


FIGURA 3.4 – Média zonal de DJF da temperatura potencial em função da latitude e pressão. Os intervalos de contornos é 5 K.

FONTE: Adaptado de Tomas e Webster (1994).

### 3.2.4 Estrutura de NDJFM

#### 3.2.4.1 Campos Médios

A Figura 3.5 mostra que no período de NDJFM ocorrerem mais eventos de intrusões no Atlântico do que nos demais meses. Segundo os autores, durante esses meses o vento zonal equatorial sobre o Atlântico é de oeste e intenso, favorecendo a formação das intrusões. Dessa forma fez-se médias climatológicas para os meses em que ocorrem mais intrusões (NDJFM), com o intuito de verificar o comportamento médio da atmosfera neste período.

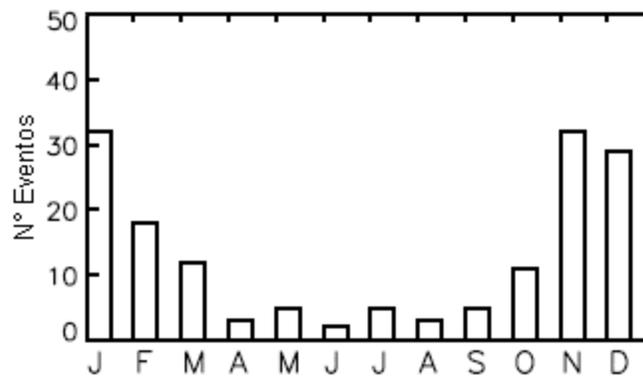


FIGURA 3.5 – Número de eventos de intrusões por mês sobre o Atlântico no período 1980-1999.

FONTE: Adaptado de Waugh e Polvani (2000).

Para cada sub-região do NEB (NNE, SNE e LNE) são compostas séries temporais do desvio normalizado da precipitação para o período NDJFM entre 1980 a 1998 por meio dos dados mensais do INMET e ANELL. Também é composta uma série temporal da componente zonal do vento no nível de 200 hPa na região determinada pelo quadrado da Figura 3.3 para este período considerado com o objetivo de verificar o comportamento interanual dessa variável.

A climatologia da precipitação é determinada a partir da média do total NDJFM entre 1980 a 1998. Essa climatologia é obtida a partir da composição do total NDJFM da precipitação de cada ano e em seguida é realizada a média para todo o período existente (1980–1998). Os campos de precipitação foram feitos por meio do software Surfe 8.

Os campos médios de NDJFM são obtidos para uma climatologia de 19 anos (1980–1998) a partir dos dados mensais do NCEP. Os campos considerados foram vetor vento, componente zonal do vento, divergência horizontal, vorticidade relativa em 200 hPa e omega em 500 hPa.

### 3.2.4.2 – Anos Extremos

Consideram-se anos com características pluviométricas extremas e que tiveram a atuação de evento de intrusão de forma distinta. O ano de 1985 é considerado como chuvoso, ou seja, pluviosidade acima da média climatológica (desvio normalizado da precipitação de 2,1; Figura 3.6). Os anos de 1983 e 1993 são anos secos, pois apresentam pluviosidade muito abaixo da média, com desvio normalizado da precipitação de -0,8 e -1,3 (Figura 3.6).

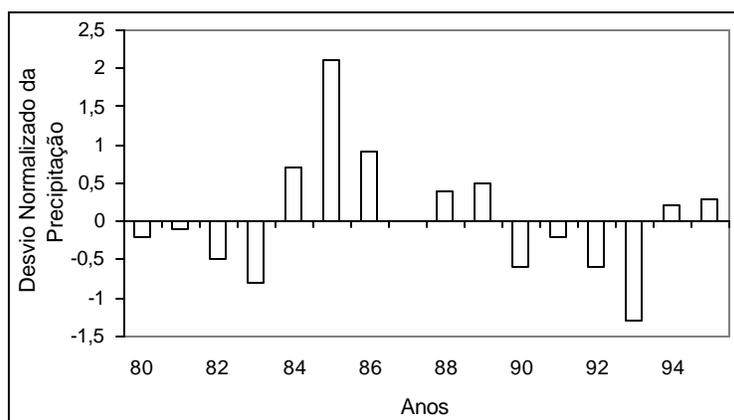


FIGURA 3.6 – Desvio normalizado da precipitação para o nordeste do Brasil.

FONTE: Rao et al. (1999).

Para esses três anos são feitas anomalias de: vetor vento, componente zonal do vento, divergência horizontal, vorticidade relativa em 200 hPa, omega em 500 hPa, precipitação e ROL. Essas anomalias são obtidas subtraindo-se o campo médio de NDJFM de cada ano do campo climatológico. Também são feitas as médias, no período de NDJFM, da vorticidade potencial na superfície isentrópica de 350 K para os três anos considerados.

### **3.2.5 Estudos de Caso**

Para esse estudo são considerados dois casos que apresentam evento de intrusão. Os casos foram selecionados de forma subjetiva dentro do período NDJFM de 1993 e 1983. Os eventos de intrusões são determinados segundo a metodologia definida por Waugh e Polvani (2000). Os dados diários das reanálises do NCEP-NCAR são utilizados para examinar a estrutura e ocorrência das intrusões. A vorticidade potencial na superfície isentrópica de 350 K ( $\approx 200hPa$ ) é usada para definir o evento e acompanhar a propagação e quebra da onda de Rossby. As intrusões são definidas pelo valor de  $2 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  da vorticidade potencial que atingir a longitude de  $10^\circ \text{ S}$  e que apresentarem um ciclo de vida de 6 dias (formação, intensificação e decaimento).

Selecionados os eventos de intrusões, são compostos campos da componente zonal do vento, vetor vento, vorticidade relativa, divergência horizontal em 200 hPa, omega em 500 hPa, vorticidade potencial isentrópica em 350 K e ROL com as médias diárias dos dados do NCEP. A análise desses campos tem como objetivo observar o comportamento da atmosfera em altos níveis e o impacto sobre o NEB quando há ocorrência das intrusões. Também são feitos os campos de precipitação diária por meio do software Surf 8 com os dados da ANA e analisados juntamente com as imagens de satélite.



## **CAPITULO 4**

### **RESULTADOS**

#### **4.1 Evento de Intrusões**

Procurando avaliar o efeito dos eventos intrusões sobre a precipitação do NEB, são obtidas correlações entre o número desses eventos e o desvio normalizado da precipitação. Os valores do coeficiente de correlação linear ( $r$ ) são mostrados na Tabela 4.1, em que as significâncias aos níveis de 90%, 95% e 99% correspondem a 0,31; 0,39 e 0,53, respectivamente, para uma amostra de 19 anos.

Observa-se para o período NDJFM correlação positiva no SNE, porém não significativas. No NNE a correlação para esse período é de -0,40 (significativa ao nível de 95%). O período NDJF não apresentou correlações significativas para nenhuma região. Nos meses de JFMA há correlação positiva de 0,42 (significativo ao nível de 95%) no SNE, enquanto que no NNE a correlação é negativa de -0,52 (significativo ao nível de 95%). No LNE verifica-se correlação não significativa para esses meses. No período FMAM a correlação no LNE e NNE é negativa de -0,23 e -0,64, respectivamente. Contudo no LNE a correlação não é significativa, enquanto que o NNE apresenta significância ao nível de 99%. No SNE a correlação é positiva (coeficiente de correlação de 0,38), e significativa ao nível de 90%. As mesmas características do período FMAM são observadas no período FMA.

A Tabela 4.1 também apresenta as contribuições de chuva por ano para cada período. No SNE as maiores contribuições para a chuva anual são os períodos NDJFM e NDJF com 69,19% e 54,26%, respectivamente. O quadrimestre NDJF corresponde à época chuvosa nessa região (Strang, 1972; Molion e Bernado, 2002). No LNE o quadrimestre FMAM apresenta a maior contribuição de chuva por ano (42,30%), porém a época chuvosa dessa região é AMJJ (Rao et. al., 1993; Molion e Bernado, 2002). O NNE tem dois períodos com grande contribuição para a precipitação anual:

JFMA e FMAM com 69,3% e 62,0%, respectivamente. Diversos autores (Strang, 1972; Alves e Repelli, 1992; Rao et. al.; 1993; Molion e Bernado, 2002) verificaram que a época chuvosa do NNE ocorre em FMAM, mas observa-se que JFMA apresenta a maior contribuição para a chuva anual. O período NDJFM apresentou uma contribuição de chuva por ano de 66,5% no NNE. Esse valor alto ocorre devido a presença dos dois principais meses (FM) da estação chuvosa no NNE.

O mecanismo que pode estar associado com as altas correlações entre o número de intrusões e a precipitação no NNE é a formação de um cavado em altos níveis devido à presença das intrusões. Dependendo da posição desse cavado, haveria formação de convergência em altos níveis, conseqüentemente movimento subsidente e inibição da precipitação (Silva, 2005). Esse resultado será visto nos estudos de casos.

TABELA 4.1 – Coeficiente de correlação entre o desvio normalizado da precipitação no SNE, LNE, NNE e o número de eventos de intrusões.

PERÍODO	COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO			CONTRIBUIÇÃO DE CHUVA POR ANO (%)		
	<i>SUL</i>	<i>LESTE</i>	<i>NORTE</i>	<i>SUL</i>	<i>LESTE</i>	<i>NORTE</i>
<b>NDJFM</b>	0,27	0,24	-0,40 <sup>**</sup>	69,19	29,10	66,50
<b>NDJF</b>	0,19	0,28	-0,28	54,26	19,50	44,50
<b>JFMA</b>	0,42 <sup>**</sup>	-0,06	-0,52 <sup>**</sup>	47,98	33,10	69,30
<b>FMAM</b>	0,38 <sup>*</sup>	-0,23	-0,64 <sup>***</sup>	38,10	42,30	62,00
<b>FMA</b>	0,41 <sup>*</sup>	-0,10	-0,61 <sup>***</sup>	34,32	28,80	54,70

Significativo ao nível de: \* 90%, \*\* 95%, \*\*\* 99%.

São compostas séries temporais (1980-1998) do desvio normalizado da precipitação no NNE e SNE para o quadrimestre FMAM e JFMA, respectivamente e para o número de intrusões que ocorreram em NDJFM (Figura 4.1 e 4.2), com o intuito de observar o comportamento interanual dessas duas variáveis. São selecionados esses períodos e regiões devido as altas correlações obtidas (Tabela 4.1). Em geral, no NNE (Figura 4.1) há poucos eventos de intrusões ou nenhum nos anos em que o desvio da

precipitação é positivo. Quando ocorrem estes eventos, não excedem a dois, com exceção do ano de 1997 que teve um pequeno desvio positivo de precipitação e a ocorrência de seis eventos. Quando há desvio negativo da precipitação o número de eventos é igual ou superior a três, com exceção dos anos de 1987 e 1990 em que ocorre apenas um evento. No SNE (Figura 4.2), geralmente o desvio da precipitação é negativo (positivo) quando há poucos (muitos) eventos de intrusão. Há algumas exceções tais como: 1982 (desvio negativo e 5 eventos) e 1985 (desvio positivo e nenhum evento). Para o LNE não é feita a série temporal do desvio da precipitação e número de intrusões, pois esta sub-região não apresentou nenhum período com correlação significativa.

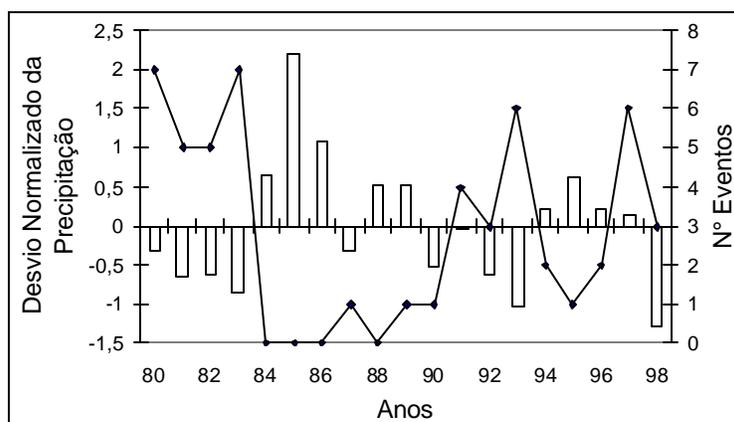


FIGURA 4.1 – Série temporal do desvio normalizado da precipitação no NNE para o quadrimestre FMAM (barras) e número de eventos de intrusões para NDJFM (linhas) obtido por Waugh e Polvani (2000).

Há uma grande variabilidade interanual na ocorrência das intrusões no Atlântico Sul, que está correlacionada com IOS anual (coeficiente de correlação de -0,48) (Figura 4.3). Comparando a classificação do ENOS da Tabela 4.2 com o número de intrusões da Figura 4.3, nota-se que nos El Niños de 1979/80 (fraco), 1992/83 (forte) e 1992/93 (forte) ocorreram vários eventos, sendo sete, sete e seis, respectivamente. Durante os anos de La Nina (Tabela 4.1) ocorrem nenhum ou poucos eventos (um ou dois). De forma geral, observa-se que em anos de El Niño verifica-se muitos eventos enquanto

que em anos de La Nina, há poucos eventos ou nenhum. Waugh e Polvani (2000) observaram que a variabilidade dos eventos de intrusão ocorrida no Pacífico é fortemente correlacionada com a fase do ENOS (coeficiente de correlação de -0,84), sendo verificadas poucas intrusões na fase quente (1982/83 e 1997/98) e muitas na fase fria (1988/89 e 1998/99). Segundo eles, a variabilidade interanual associada aos eventos de intrusões é consistente com as mudanças que ocorrem na componente zonal do vento, sendo observado que durante a fase quente do ENOS há um enfraquecimento do vento oeste equatorial sobre o Pacífico.

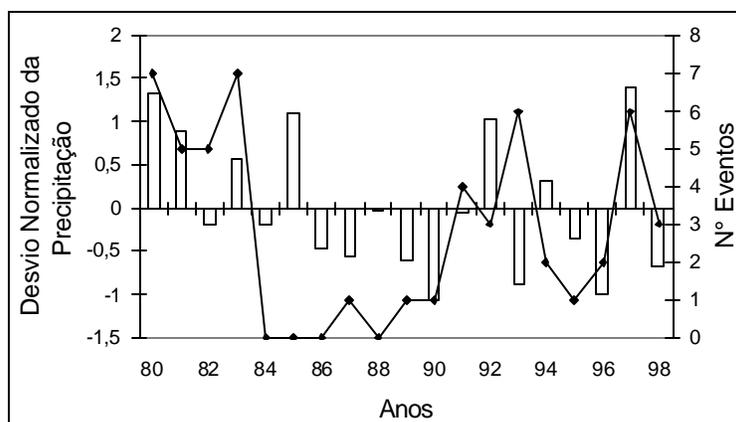


FIGURA 4.2 – Série temporal do desvio normalizado da precipitação no SNE para o quadrimestre JFMA (barras) e número de eventos de intrusões para NDJFM (linhas) obtido por Waugh e Polvani (2000).

A Figura 4.4 apresenta a série temporal do vento zonal médio (na área mostrada na Figura 3.3) e mostra que em novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março a componente zonal é de oeste e está acima da média anual ( $5 \text{ m s}^{-1}$ ). As maiores magnitudes do vento de oeste são encontradas em dezembro ou janeiro. São nesses meses que se observam as maiores ocorrências dos eventos de intrusões no Atlântico Sul (Postel e Hitchman, 1999; Waugh e Polvani, 2000). Waugh e Polvani (2000) verificaram que as intrusões são freqüentemente observadas em novembro, dezembro e janeiro. Nos meses de maio a agosto a componente zonal é de leste, com maior

magnitude em junho ou julho. Segundo os autores acima, são observados poucos eventos nesse período.

Nos anos em que ocorreram os El Niños mais fortes (1982/83 e 1992/93) o vento zonal entre novembro e março foi superior a  $15 \text{ m s}^{-1}$ , atingindo aproximadamente  $25 \text{ m s}^{-1}$  em dezembro de 1983 e  $16 \text{ m s}^{-1}$  em dezembro de 1993. Os eventos de intrusões que ocorreram no Atlântico Sul estão consistentes com a magnitude do vento zonal, ou seja, nos anos em que ocorrem mais eventos (novembro-março), o vento zonal é de oeste e apresenta magnitudes elevadas.

TABELA 4.2 – Classificação dos anos de El Niño e La Niña.

<b>El Niño</b>	<b>La Niña</b>
1979/80*	1983/84*
1982/83***	1984/85*
1986/88**	1988/89***
1990/93***	1995/96*
1994/95**	1998/01**
1997/98***	

- fraco, \*\* moderado, \*\*\* forte

FONTE: [www.cptec.inpe.br/enos](http://www.cptec.inpe.br/enos).

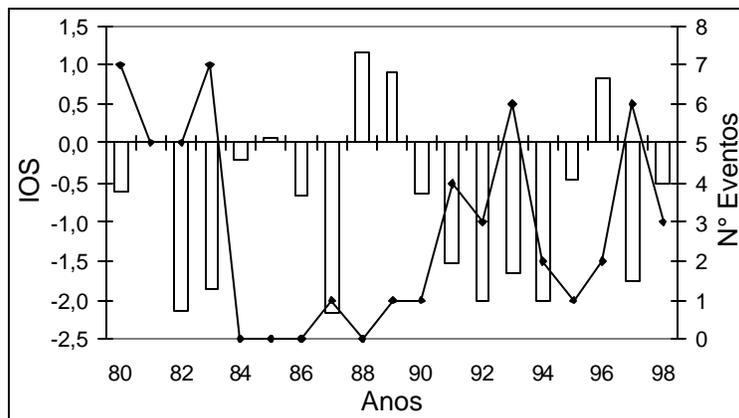


FIGURA 4.3 – Série temporal do Índice de Oscilação Sul anual (barras) e o número de intrusões para NDJFM (linhas) obtido por Waugh e Polvani (2000).

FONTE: [www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov)

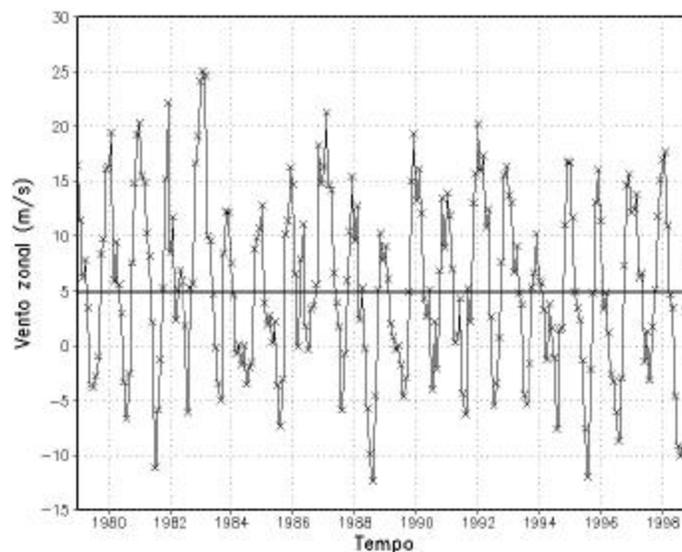


FIGURA 4.4 – Série temporal da componente zonal do vento ( $m s^{-1}$ ) em 200 hPa no oceano Atlântico (cada x representa um mês). A linha indica a normal climatológica da componente zonal do vento no período de 1980-1998.

Em síntese, a correlação entre a precipitação no SNE e o número de eventos de intrusões (Atlântico Sul) é positiva, no entanto a maior significância ocorreu no período de JFMA. Nesses meses observa-se que quando há desvio negativo (positivo) da precipitação o número de eventos é baixo (alto). No LNE a correlação entre o desvio da precipitação e número de eventos não é significativa. A precipitação sobre o NNE é correlacionada negativamente com os eventos de intrusões. Essa correlação varia com o quadrimestre selecionado, sendo o período chuvoso do NNE (FMAM) aquele que apresenta a maior correlação. Nesse período, verifica-se que o número de eventos é menor (maior) nos anos em que o desvio de precipitação é positivo (negativo). A variabilidade dos eventos é correlacionada com a fase do ENOS. Em anos de El Niño (1982/83 e 1992/93) verifica-se a ocorrência de vários eventos enquanto que em anos de La Niña há ocorrência de poucos eventos ou de nenhum. Essa variabilidade está consistente com a mudança do vento zonal, pois durante a fase quente do ENOS o vento zonal de oeste é forte sobre Atlântico tropical.

## **4.2 – Análise do Período NDJFM**

Uma análise do período NDJFM é realizada nessa seção. São mostradas as características da atmosfera em altos níveis para esse período em anos com características distintas: ano chuvoso (1985) e anos secos (1993 e 1983). Antes da análise desses casos específicos, apresenta-se a estrutura dos campos médios com o intuito de identificar o padrão de circulação. É importante lembrar que o ano de 1985 corresponde a novembro e dezembro de 1984 e janeiro, fevereiro e março de 1985. O mesmo é válido para os demais anos selecionados.

### **4.2.1 – Estrutura dos Campos Médios de NDJFM**

A Figura 4.5 apresenta o desvio normalizado da precipitação no SNE, LNE e NNE para o período NDJFM. Como se nota, há uma grande variabilidade interanual da precipitação nesse período para as três regiões. No geral quando há desvio positivo ou

negativo da precipitação em alguma das regiões, as outras duas tem o mesmo sinal. Ocorrem algumas exceções, nos anos de 1983, 1987, 1989 e 1994 em que desvio é negativo no SNE e NNE e positivo no LNE. Geralmente o SNE e NNE apresentam o mesmo sinal, ou seja, ou os dois têm desvio positivo ou negativo.

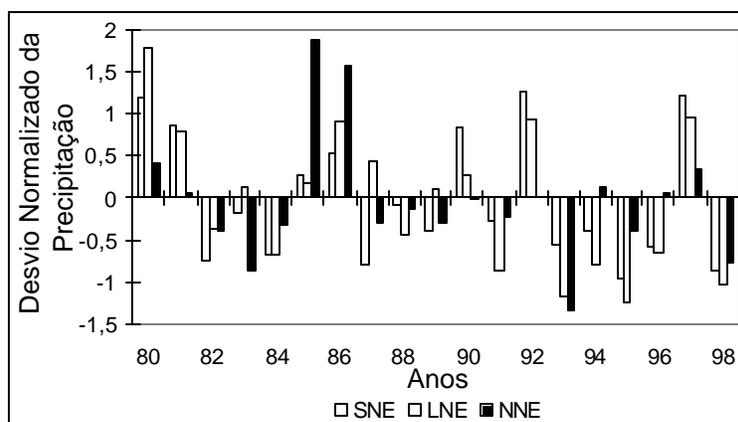


FIGURA 4.5 – Série temporal do desvio normalizado da precipitação no SNE (barra branca), LNE (barra listrada) e NNE (barra preta) para os meses NDJFM.

A Figura 4.6 apresenta a série temporal da componente zonal na região de duto de oeste no oceano Atlântico Sul, similar a Figura 4.4, porém para o período de NDJFM. Observa-se que em anos de El Niño a componente zonal em NDJFM é maior que a média climatológica para o mesmo período ( $12,4 \text{ m s}^{-1}$ ). No El Niño de 1982/83 o vento zonal equatorial teve uma velocidade média de aproximadamente  $22 \text{ m s}^{-1}$ . Nos anos de La Niña observa-se que o vento zonal equatorial é abaixo da média e quase não há eventos de intrusões.

A Figura 4.7 apresenta a distribuição espacial da precipitação média (normal climatológica) para o período NDJFM no NEB. Verifica-se que este período apresenta uma grande variabilidade espacial da precipitação, variando entre 450 mm no leste do NNE (estados do Ceará, oeste da Paraíba e Pernambuco) e mais de 850 mm no Maranhão. No LNE, a precipitação varia entre 250 mm (litoral) a 450 mm

(interior). No SNE a precipitação varia entre 650 mm no interior a 450 mm no litoral. A precipitação é relativamente baixa no LNE porque o período chuvoso ocorre em AMJJ.

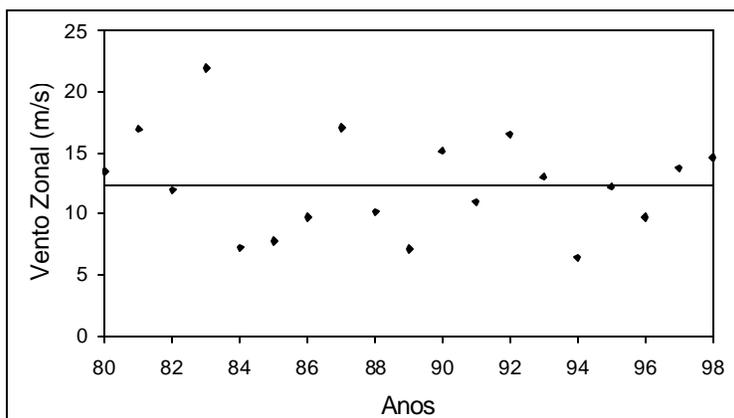


FIGURA 4.6 – Série temporal da componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 200 hPa sobre o oceano Atlântico Sul. A linha horizontal indica a normal climatológica da componente zonal do vento no período de 1980-1998.

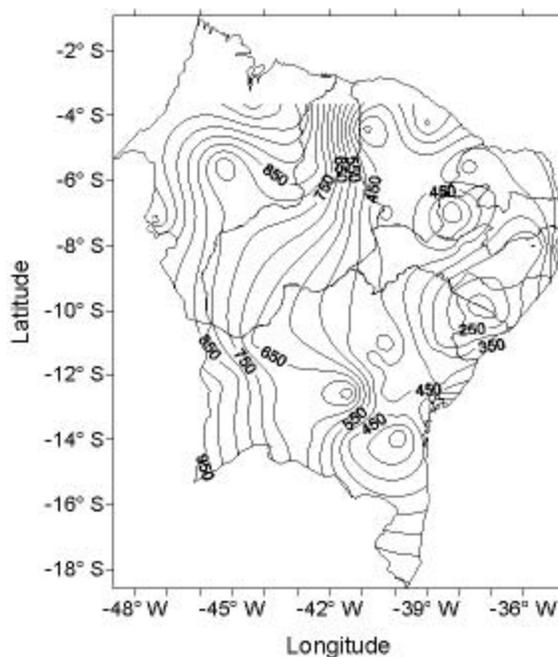
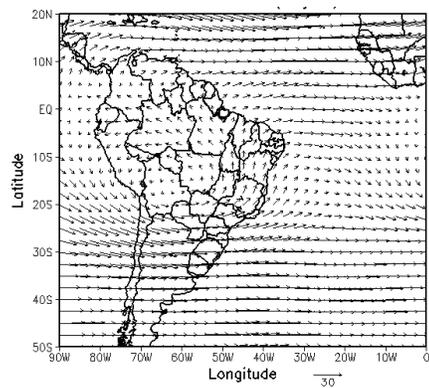
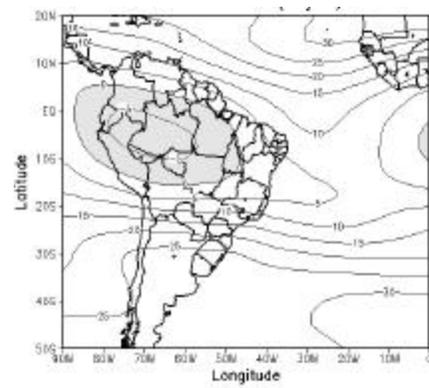


FIGURA 4.7 – Isoietas da precipitação média para o período NDJFM.

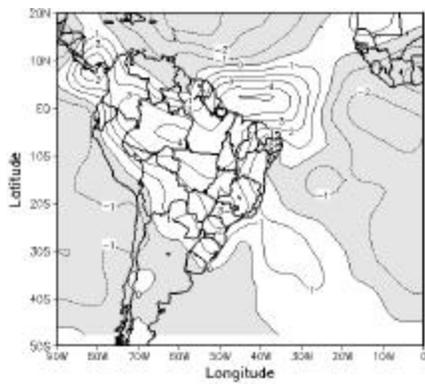
A Figura 4.8 apresenta os campos médios de NDJFM entre 1980-1998. No campo de vento em 200 hPa (Figura 4.8a) observa-se uma circulação anticiclônica sobre a AS relacionada com a Alta da Bolívia. Sobre o oceano Atlântico, a leste do NEB, há um cavado e seu eixo encontra-se no sentido noroeste-sudeste. O NEB encontra-se sobre a influência desse cavado que é denominado de cavado do nordeste. As latitudes compreendidas entre 30° S e 50° S apresentam um vento zonal de oeste, sem nenhuma ondulação. No campo do vento zonal (Figura 4.8b) em 200 hPa verifica-se sobre o oceano Atlântico Sul Equatorial ventos de oeste com velocidades de  $10 \text{ m s}^{-1}$ . Essa é uma região de duto de oeste, na qual há quebra da onda de Rossby, promovendo uma conexão entre trópicos e extratrópicos. Há uma inclinação no duto de noroeste-sudeste que se estende desde 10° N até 20° S. Sobre o noroeste da AS escoamento é de leste com valor superior a  $-5 \text{ m s}^{-1}$ . No campo de divergência horizontal em 200 hPa (Figura 4.8c) nota-se que há divergência sobre o centro-norte da AS, com máximos sobre a região da ZCIT. Quando ocorre divergência em altos níveis significa que, por continuidade de massa, há movimento ascendente. Isso se comprova pelo campo de omega em 500 hPa (Figura 4.8d). Nas regiões em que houve divergência em altos níveis há movimento ascendente em 500 hPa. O campo de vorticidade relativa em 200 hPa (Figura 4.8e) mostra que no NEB há vorticidade ciclônica, com uma célula fechada de  $-8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  sobre o leste do NEB. Sobre a AS central a vorticidade é anticiclônica, indicando uma circulação anticiclônica associada a Alta da Bolívia identificada no campo de vento.



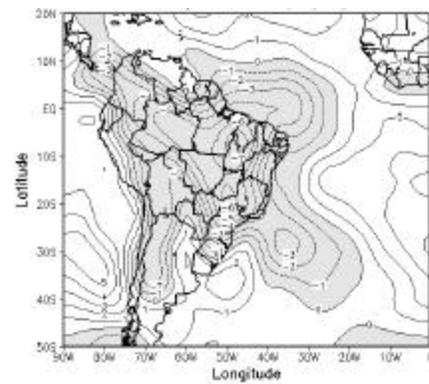
a)



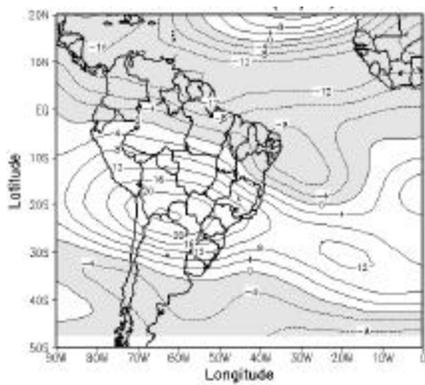
b)



c)



d)



e)

FIGURA 4.8 – Campos médio para o período de NDJFM (1980-1998): a) vetor vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), b) componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), c) divergência horizontal do vento ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), d) omega ( $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ), e) vorticidade relativa ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ). Os campos encontram-se no nível de 200 hPa, exceto omega que encontra-se em 500 hPa.

## 4.2.2 – Comparação Entre Ano Chuvoso e Seco

Com o intuito de verificar o impacto dos eventos de intrusões sobre a precipitação do NEB são selecionados anos com características distintas. Observa-se que o NEB apresenta uma grande variabilidade interanual da precipitação podendo ser explicada por vários fenômenos atmosféricos (posição da ZCIT, fases do ENOS, TSM, frentes frias, ondas de leste e outros). No presente trabalho são enfocados os eventos de intrusões na alta atmosfera. O ano de 1985 apresenta um desvio positivo da precipitação (Figura 4.5) nas três sub-regiões do NEB enquanto que nos anos de 1983 e 1993 o desvio é negativo. A seguir são mostradas as características médias para o período de NDJFM desses anos específicos.

### 4.2.2.1 – 1985

Procurando avaliar o comportamento da precipitação no período NDJFM, sobre o NEB, é obtida a distribuição espacial da anomalia de precipitação nessa região (Figura 4.9). O ano de 1985 apresenta anomalias positivas em todo o NNE e LNE, indicando precipitação acima da média. No NNE a anomalia é acima de 550 mm (Maranhão) e no interior é em torno de 250 mm. Em alguns setores do SNE há desvio negativo da precipitação.

A Figura 4.10 apresenta a VPI médio (NDJFM) na superfície isentrópica de 350 K. Verifica-se que não há formação de onda de VPI, com exceção do contorno de  $-0,5 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ , que apresenta uma pequena ondulação. Os demais contornos encontram-se mais zonais.

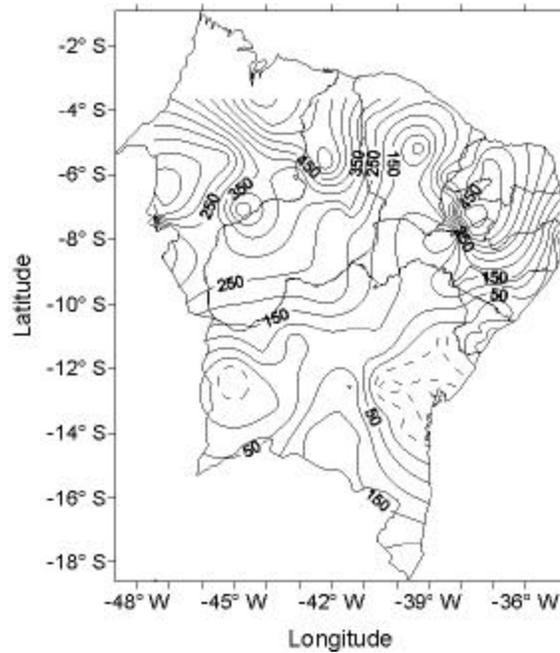


FIGURA 4.9 –Anomalia de precipitação (mm) para o período NDJFM de 1985.  
Anomalias negativas encontram-se tracejadas

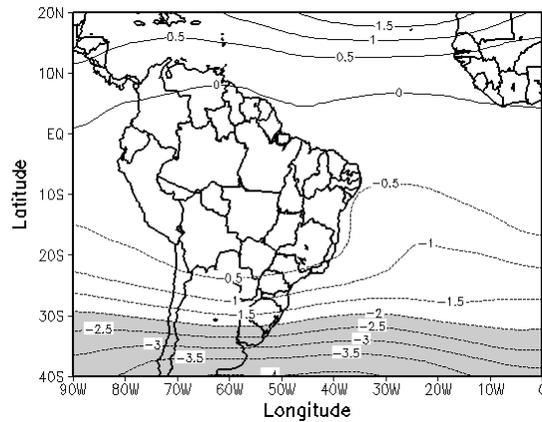


FIGURA 4.10 – Vorticidade potencial isentrópica ( $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) média (NDJFM) na superfície de 350 K em 1985.

Para verificar o comportamento da atmosfera em altos níveis (200 hPa) são analisadas as anomalias de vento, divergência horizontal, vorticidade relativa, omega em 500 hPa e ROL para o período NDJFM de 1985 (Figura 4.11). O vento zonal (Figura 4.11a) na região do Atlântico Tropical é fraco, não ultrapassando  $5 \text{ m s}^{-1}$ . Dessa forma, não há formação de duto de oeste e conseqüentemente não se formam eventos de intrusões. Logo, não há interação entre os trópicos e extratropicos devido a esses eventos. A Figura 4.11b apresenta a anomalia do vento, no qual é observado vento zonal de leste sobre o NNE e LNE.. O campo da anomalia de divergência horizontal (Figura 4.11c) apresenta anomalia positiva sobre o NEB, indicando divergência em altos níveis. Quando há divergência em altos níveis, por continuidade de massa, há convergência em baixos níveis, fazendo com que haja movimento ascendente. Essa ascendência do ar é visto no campo de omega em 500 hPa (Figura 4.11d), com a anomalia negativa de omega sobre todo o NEB. A anomalia de vorticidade relativa em 200 hPa (Figura 4.11e) é positiva sobre o NEB, indicando vorticidade anticiclônica. A anomalia de ROL (Figura 4.11f) sobre o NEB é negativa, indicando que a convecção foi maior que a normal, como comprovado pela anomalia positiva de precipitação.

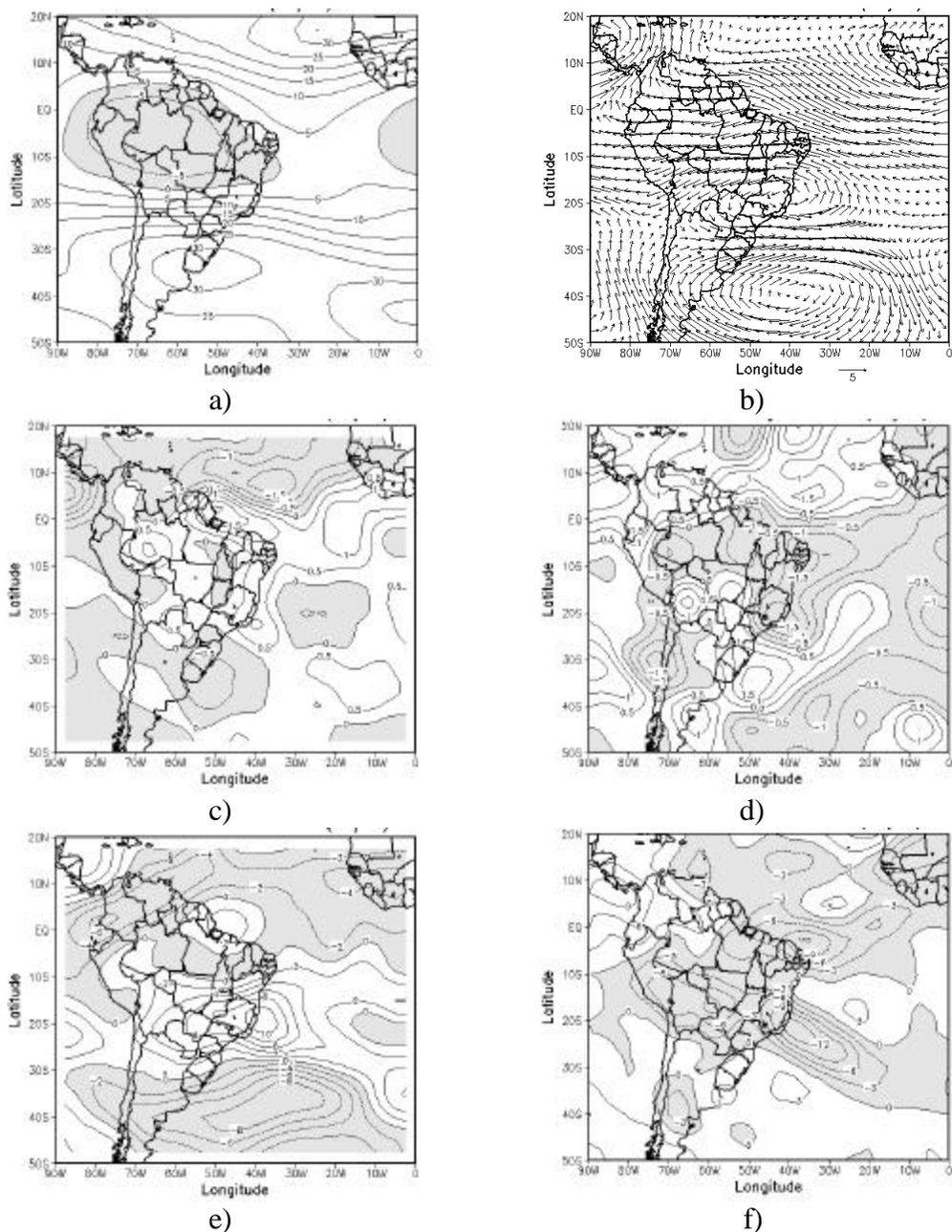


FIGURA 4.11 – a) componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) para o período NDJFM de 1985; anomalias para o período NDJFM de 1985: b) vetor vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), c) divergência horizontal do vento ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), d) omega ( $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ), e) vorticidade relativa ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), f) ROL ( $\text{W m}^{-2}$ ). Os campos encontram-se no nível de 200 hPa, exceto omega que encontra-se em 500 hPa.

#### 4.2.2.2 – 1993

A Figura 4.12 apresenta a distribuição espacial da anomalia de precipitação. Verifica-se que houve precipitação abaixo da média (anomalia negativa de precipitação) em quase todo o NEB, variando de -150 mm a -300 mm. No sudoeste do SNE ocorre anomalia positiva de precipitação. Porém, a anomalia negativa de precipitação observada no restante da região indica que esse período foi extremamente seco. A VPI média na superfície de 350 K (Figura 4.13) para esse ano, mostra uma ondulação que atinge o NEB.

Os campos em 200 hPa para o ano de 1993 são visualizados na Figura 4.14. O vento zonal é visto na Figura 4.14a. Verifica-se a formação de um duto de oeste, com velocidade na região equatorial superior a  $12 \text{ m s}^{-1}$ . A Figura 4.14b mostra a anomalia de vento em 200 hPa. Pode ser observada uma anomalia ciclônica sobre o leste do NEB e oceano adjacente. O centro desse ciclone encontra-se sobre o oceano Atlântico. No campo da anomalia de divergência (Figura 4.14c) há anomalia negativa de divergência sobre o norte e nordeste do NEB, indicando convergência em altos níveis nessa região. No campo de omega em 500 hPa (Figura 4.14d) observa-se que no NEB há movimento subsidente (anomalia positiva de omega). A Figura 4.14e apresenta a anomalia de vorticidade relativa. Pode ser visto que o leste do NEB e oceano adjacente apresentam anomalia ciclônica, com centro sobre o Atlântico. O campo da anomalia de ROL mostra que há convecção abaixo do normal sobre o NEB (anomalia positiva de ROL).

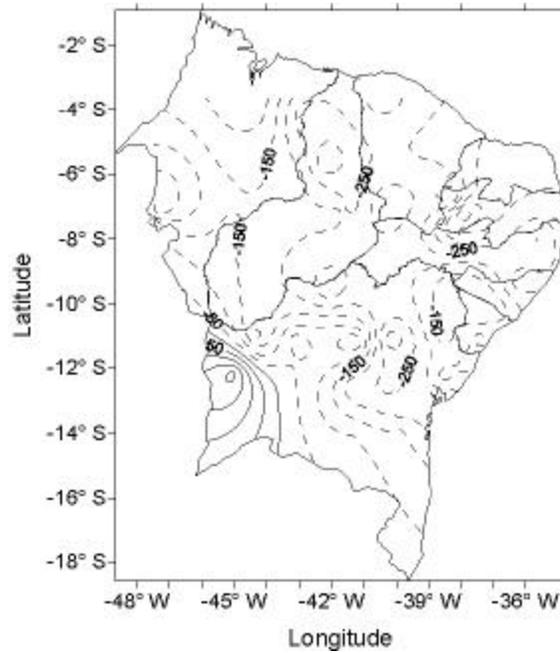


FIGURA 4.12 – Anomalia de precipitação para o período NDJFM de 1993. Anomalias negativas encontram-se tracejado.

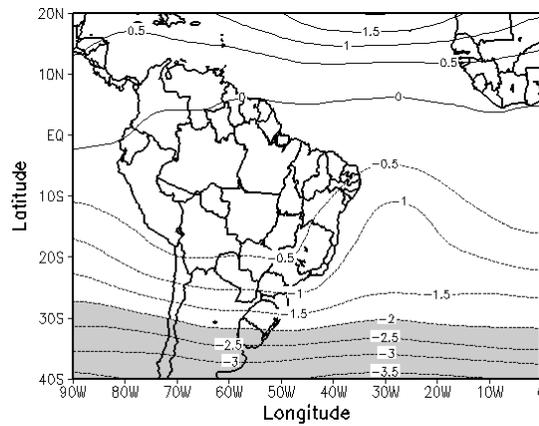


FIGURA 4.13 – Vorticidade potencial isentrópica ( $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) média (NDJFM) na superfície de 350 K em 1993.

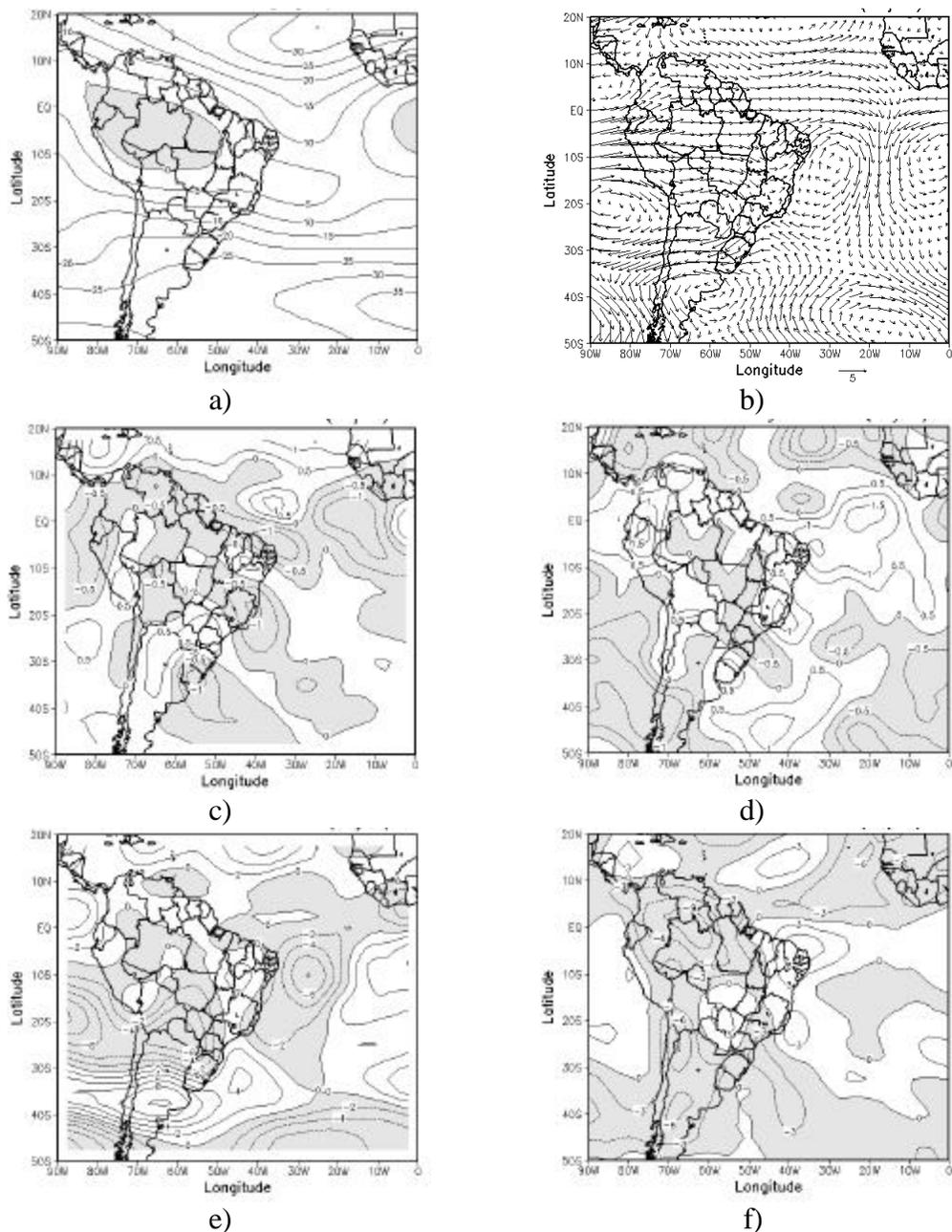


FIGURA 4.14 – a) componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) para o período NDJFM de 1993; anomalias para o período NDJFM de 1993: b) vetor vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), c) divergência horizontal do vento ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), d) omega ( $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ), e) vorticidade relativa ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), f) ROL ( $\text{W m}^{-2}$ ). Os campos encontram-se no nível de 200 hPa, exceto omega que encontra-se em 500 hPa.

#### 4.2.2.3 – 1983

A distribuição espacial da anomalia de precipitação em 1983 é vista na Figura 4.15. Observa-se anomalia negativa de precipitação em quase todo o NNE, com exceção do sul do Maranhão e Piauí. O LNE também apresenta anomalia positiva de precipitação, como também alguns setores do SNE. A Figura 4.5 mostrou que no NNE há grande desvio negativo de precipitação e que no LNE o desvio é positivo. A Figura 4.16 apresenta a VPI média na superfície de 350 K. Assim como no ano de 1993, há uma onda de VPI que atinge o NEB.

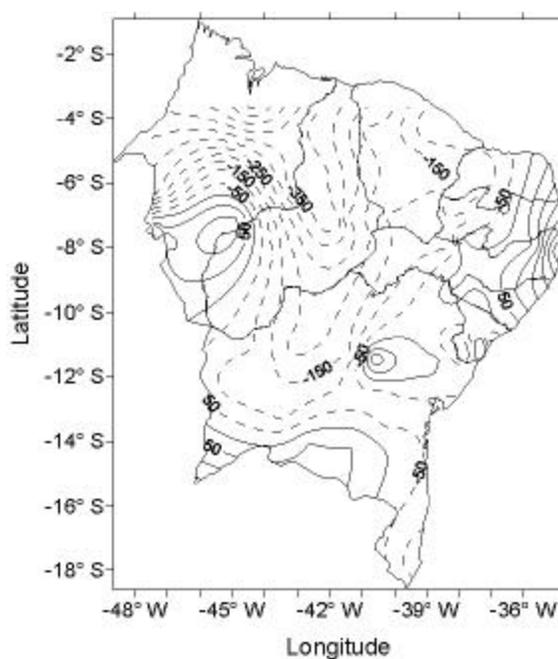


FIGURA 4.15 – Anomalia de precipitação para o período NDJFM de 1983. Anomalias negativas encontram-se tracejadas.

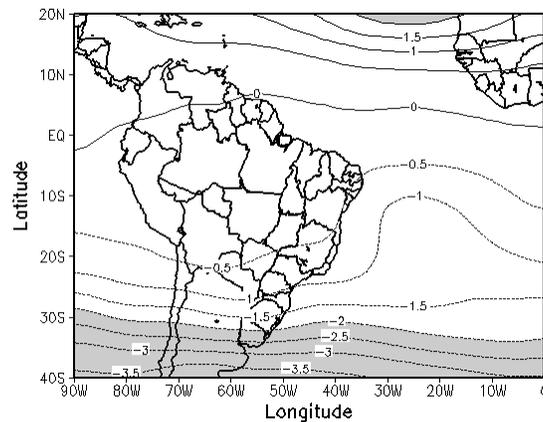


FIGURA 4.16 – Vorticidade potencial isentrópica ( $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) média (NDJFM) na superfície de 350 K em 1983.

A Figura 4.17 mostra os campos em 200 hPa. No campo do vento zonal (Figura 4.17a) observa-se um duto de oeste, com ventos de até  $20 \text{ m s}^{-1}$ . O campo da anomalia do vento (Figura 4.17b) mostra uma anomalia ciclônica sobre o oceano Atlântico, próximo ao NEB. O leste do NEB está sobre a influência desse ciclone. No campo de anomalia de divergência horizontal (Figura 4.17c) apresenta convergência sobre o NEB. No campo da anomalia de omega (Figura 4.17d) verifica-se que essa região apresenta movimento subsidente. No campo de anomalia de vorticidade relativa (Figura 4.17e) observa-se anomalia ciclônica sobre o nordeste do NEB e sobre o oceano Atlântico. O centro-oeste do NEB apresenta anomalia anticiclônica. A anomalia de ROL (Figura 4.17f) é positiva sobre o NEB, indicando convecção abaixo do normal.

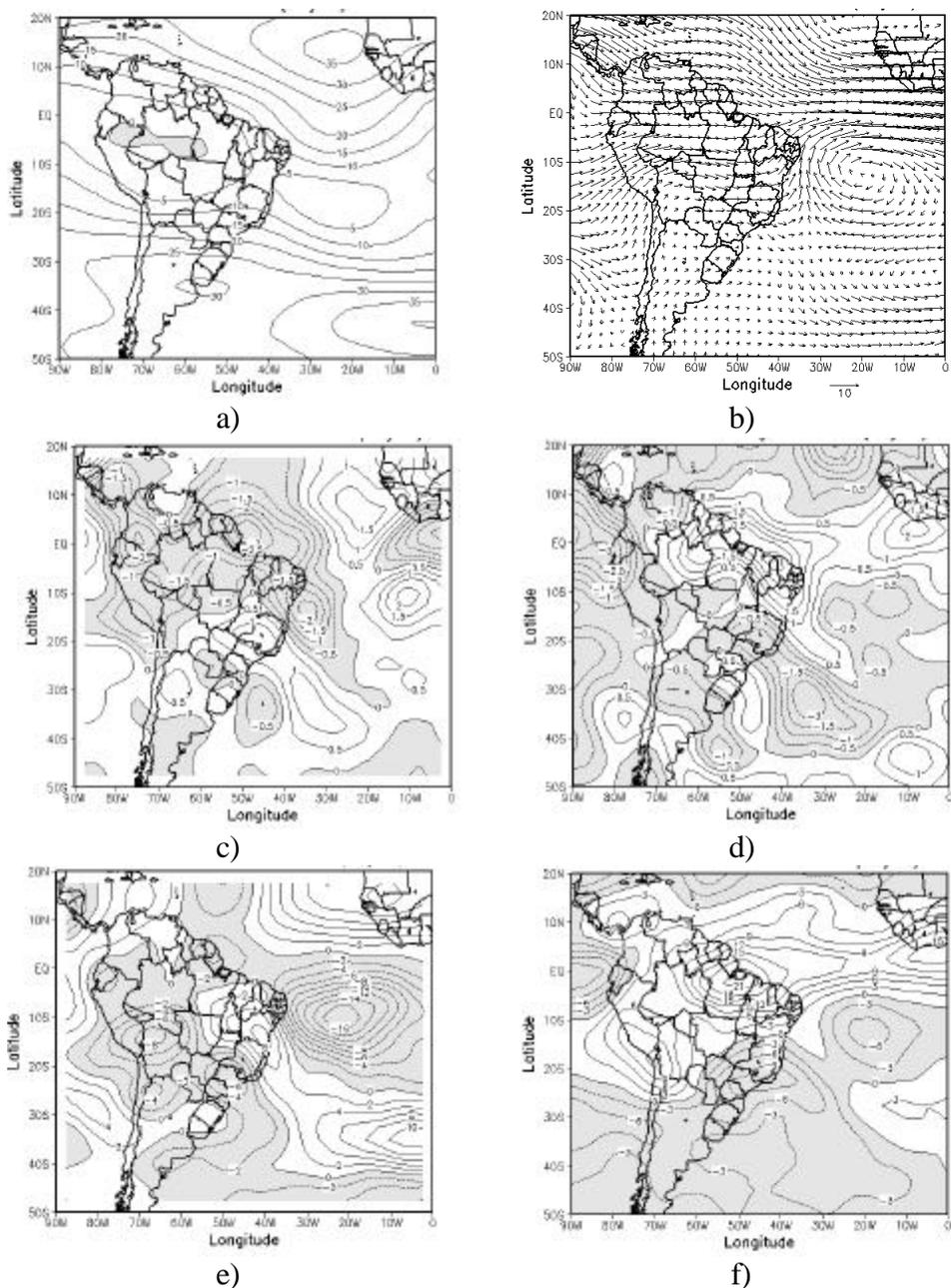


FIGURA 4.17 – a) componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) para o período NDJFM de 1983; anomalias para o período NDJFM de 1983: b) vetor vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), c) divergência horizontal do vento ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), d) omega ( $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ), e) vorticidade relativa ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ), f) ROL ( $\text{W m}^{-2}$ ). Os campos encontram-se no nível de 200 hPa, exceto omega que encontra-se em 500 hPa.

De modo geral, verifica-se que nos anos em que houve mais intrusão de ar dos extratropicais para os trópicos (1983 e 1993), o ciclone formado em altos níveis (200 hPa) fica mais fortalecido, provocando uma convergência em altos níveis e conseqüentemente, movimento descendente sobre o NEB, reduzindo a precipitação.

### **4.3 Estudo de Caso**

Neste tópico são apresentados dois casos em que ocorreram eventos de intrusões. O objetivo desse tópico é verificar como esses eventos afetam a atmosfera e a precipitação sobre o NEB. São analisados dois eventos ocorridos no verão de 1993 e 1983, selecionados de acordo com os critérios propostos por Waugh e Polvani (2000). O verão de 1993 corresponde a dezembro de 1992 e janeiro e fevereiro de 1993. O mesmo é válido para o ano de 1983.

#### **4.3.1 Evento Ocorrido no Verão de 1993**

O evento de intrusão selecionado para o verão de 1993 teve início no dia 8 de dezembro de 1992 e se dissipou no dia 13 do mesmo mês.

A Figura 4.18 apresenta a evolução da VPI na superfície de 350 K e ROL (menor que  $200 \text{ W m}^{-2}$ ) sobre o oceano Atlântico Sul, entre os dias 08/12 e 13/12 de dezembro de 1992. Observa-se uma ondulação nos contornos de VPI, com amplificação entre os dias 08/12 e 09/12 de dezembro (Figuras 4.18a e b, respectivamente). Com essa amplificação, o distúrbio propaga-se para leste produzindo uma língua de alta VPI, a qual penetra nos trópicos nos dias 10 e 11 (Figura 4.18c e d). Essa língua é relativamente estreita e apresenta uma orientação noroeste-sudeste. A língua decai nos dias seguintes (Figura 4.18e e f), completando o ciclo de vida (amplificação e decaimento) de 6 dias, típico desse evento (Waugh e Funatsu, 2003). A seqüência observada acima é típica de uma intrusão, e as características de VPI mostradas são

observadas por outros autores como Tomas e Webster (1994), Waugh e Polvani (2000) e Waugh e Funatsu (2003), contudo os eventos mostrados por eles são no HN e a orientação da intrusão é de nordeste-sudoeste.

A Figura 4.19 mostra a estrutura e magnitude da componente zonal do vento para os dias 08-13 de dezembro de 1992. Observa-se na região equatorial uma zona de forte vento de oeste nos dias 08/12 a 11/12 (Figuras 4.19a, b, c e d), apresentando assim um “duto de oeste” no oceano Atlântico, que proporciona o acoplamento lateral de energia (Webster e Holton, 1982). Nos dias seguintes (Figura 4.19e, f), os ventos de oeste enfraquecem na região do duto, e vento zonal de leste é observado em uma extensa área latitudinal.

Os resultados observados nas Figuras 4.18e 4.19 concordam com os resultados obtidos por Tomas e Webster (1994) e Waugh e Polvani (2000). Nos dias em que foram observados fortes ventos zonal de oeste na região equatorial, formando o “duto de oeste” (Figuras 4.19a, b, c e d), há altos valores de VPI entrando na região equatorial (Figura 4.18a, b, c e d). Nos dois últimos dias analisados (12 e 13), o vento de oeste enfraquece, dando lugar a ventos de leste (Figura 4.19e e f) e no campo de VPI, o evento de intrusão decai, completando seu ciclo de vida.

A ROL é um indicativo de precipitação e nebulosidade, principalmente em áreas tropicais, onde as flutuações são controladas pela convecção profunda, responsável por grande parte da precipitação (Kousky, 1988). Valores de ROL inferiores a  $240 \text{ W m}^{-2}$  indicam nuvens profundas e conseqüentemente maior probabilidade de ocorrer precipitação. Nos dias 08/12 a 10/12 de dezembro (Figura 4.18 a, b, c) observam-se no campo de VPI e ROL regiões de baixo ROL (abaixo de  $220 \text{ W m}^{-2}$ ) e conseqüentemente convecção profunda a leste da onda formada pela VPI. Kiladis e Weickmann (1992) mostraram que a região de baixo ROL a leste da língua possui movimento ascendente em 500 hPa e pode estar associado a anomalia de VPI dentro da língua de intrusão. Nos dias seguintes não se observa mais essa região de baixo

ROL. Nos dias 12/12 e 13/12 baixos valores de ROL encontram-se a leste de uma nova onda de VPI que está se formando, mas não ultrapassa a latitude de 20° S. No dia 09/12 observa-se ROL abaixo de 200 W m<sup>2</sup> no sul do NEB (Figura 4.18b). No dia 10/12 há ROL abaixo de 220 W m<sup>2</sup> em todo o NEB. Nos dias 12/12 e 13/12 a convecção é alta no sul do NEB provavelmente associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

O vetor vento em 200 hPa é visto na Figura 4.20. De modo geral, o escoamento do vento acompanha o contorno de VPI (VPI < -2×10<sup>-6</sup> K m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> kg<sup>-1</sup> encontra-se sombreado), formando um cavado nos dias 08/12 a 11/12 sobre o oceano adjacente ao NEB. Esse cavado faz com que haja vorticidade ciclônica nessa região (Figura 4.21) e com isso inibição de convecção. Nos dias 12/12 e 13/13 o evento de intrusão desintensifica e dissipa, contudo a circulação ciclônica observada nos demais dias sobre o Atlântico torna-se um vórtice, ou baixa desprendida.

A Figura 4.21 apresenta o campo de vorticidade relativa para os dias 8/12 a 13/12. No dia 8/12 (Figura 4.21a) observa-se vorticidade ciclônica sobre o norte e nordeste do NEB e oceano adjacente. No dia 9/12 (Figura 4.21b) a maior parte do NEB apresenta vorticidade anticiclônica, sendo que no LNE e no norte do Maranhão a vorticidade é ciclônica. O oceano Atlântico permanece com vorticidade ciclônica. No dia 10/12 (Figura 4.21c) há vorticidade ciclônica sobre o NEB com exceção do sudoeste do NEB. O oceano Atlântico permanece com as características dos dias anteriores. No dia 11/12 (Figura 4.21d) o nordeste do NEB apresenta vorticidade ciclônica. Nos dias 12/12 e 13/12 há vorticidade ciclônica no nordeste do NEB e oceano adjacente. No restante do NEB a vorticidade é anticiclônica. Na região da intrusão há sempre vorticidade ciclônica. Nos dois últimos dias, há formação de um vórtice ciclônico na região em que houve o desprendimento do VPI. O campo de vorticidade relativa concorda com o campo de vento, pois na região do cavado e do vórtice sobre o Atlântico, a vorticidade é ciclônica.

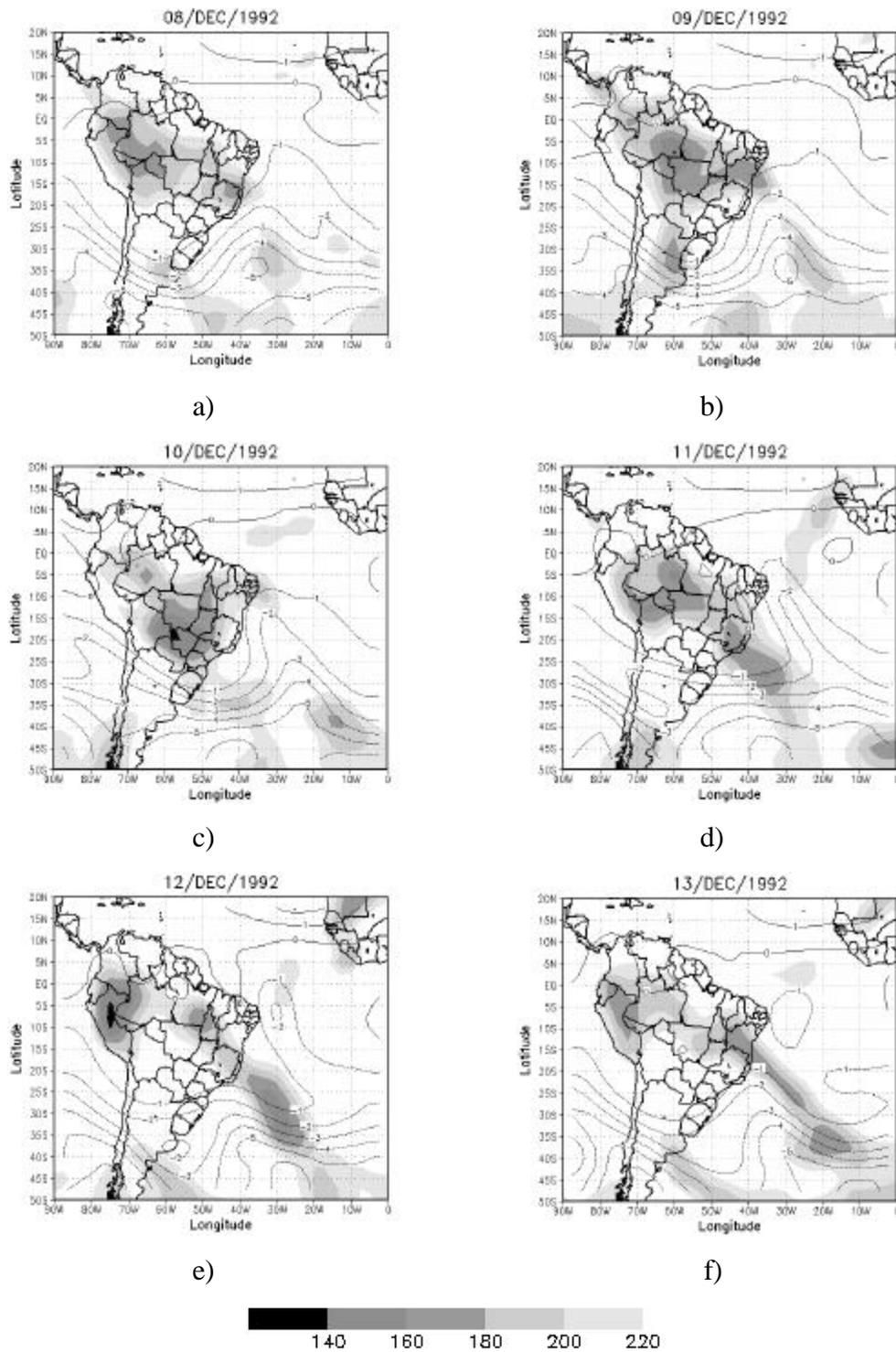


FIGURA 4.18 – VPI ( $10^{-6} K m^2 s^{-1} kg^{-1}$ ) na superfície de 350 K (contornos) e ROL (sombreado) menor que  $200 W m^{-2}$  entre os dias 08 a 13 de dezembro de 1992.

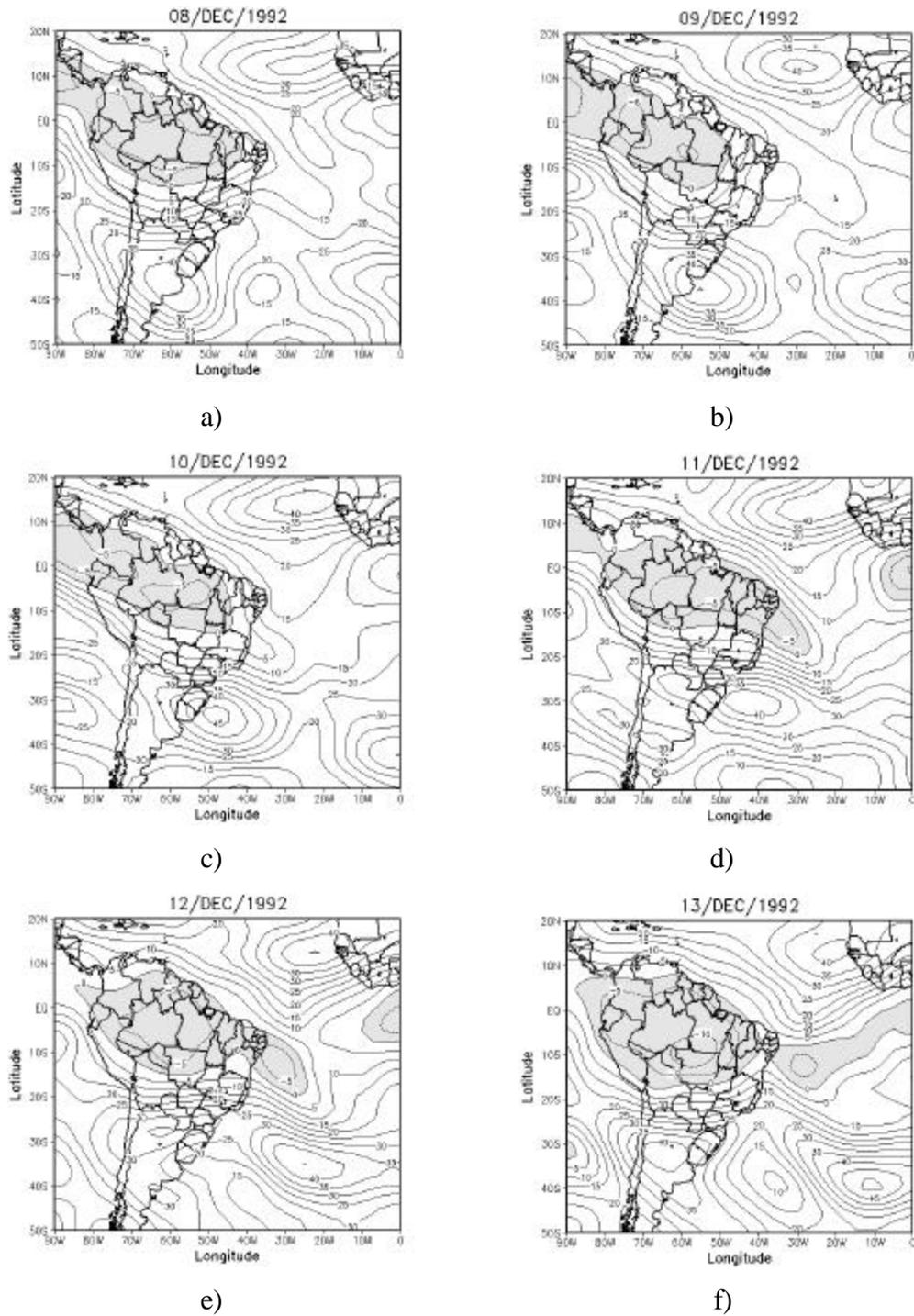


FIGURA 4.19 – Componente zonal do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) no nível de 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.

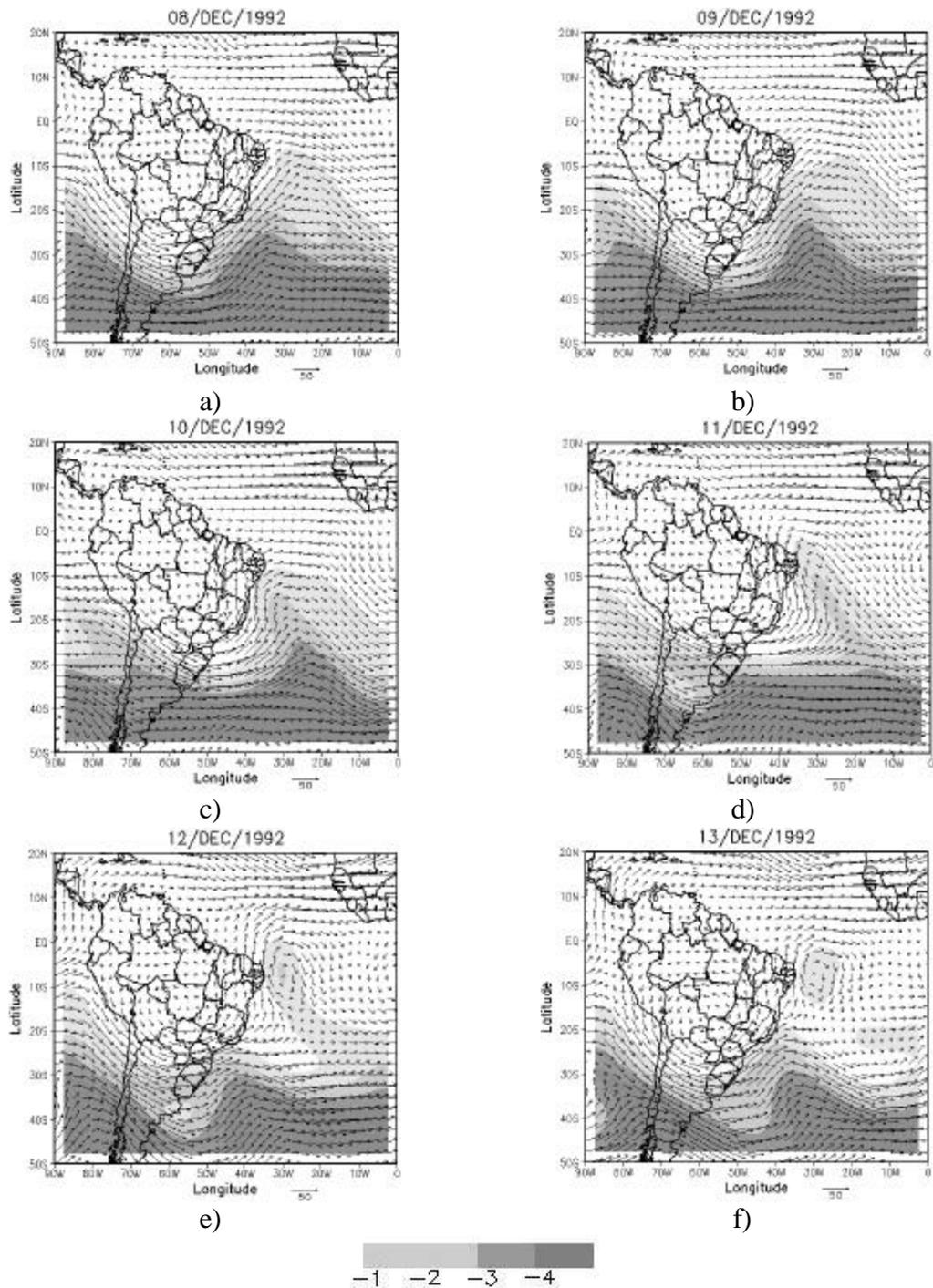


FIGURA 4.20 – Vetor velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 200 hPa. A região sombreada indica VPI ( $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) em 350 K. A escala do vento é representada pelo vetor abaixo do mapa.

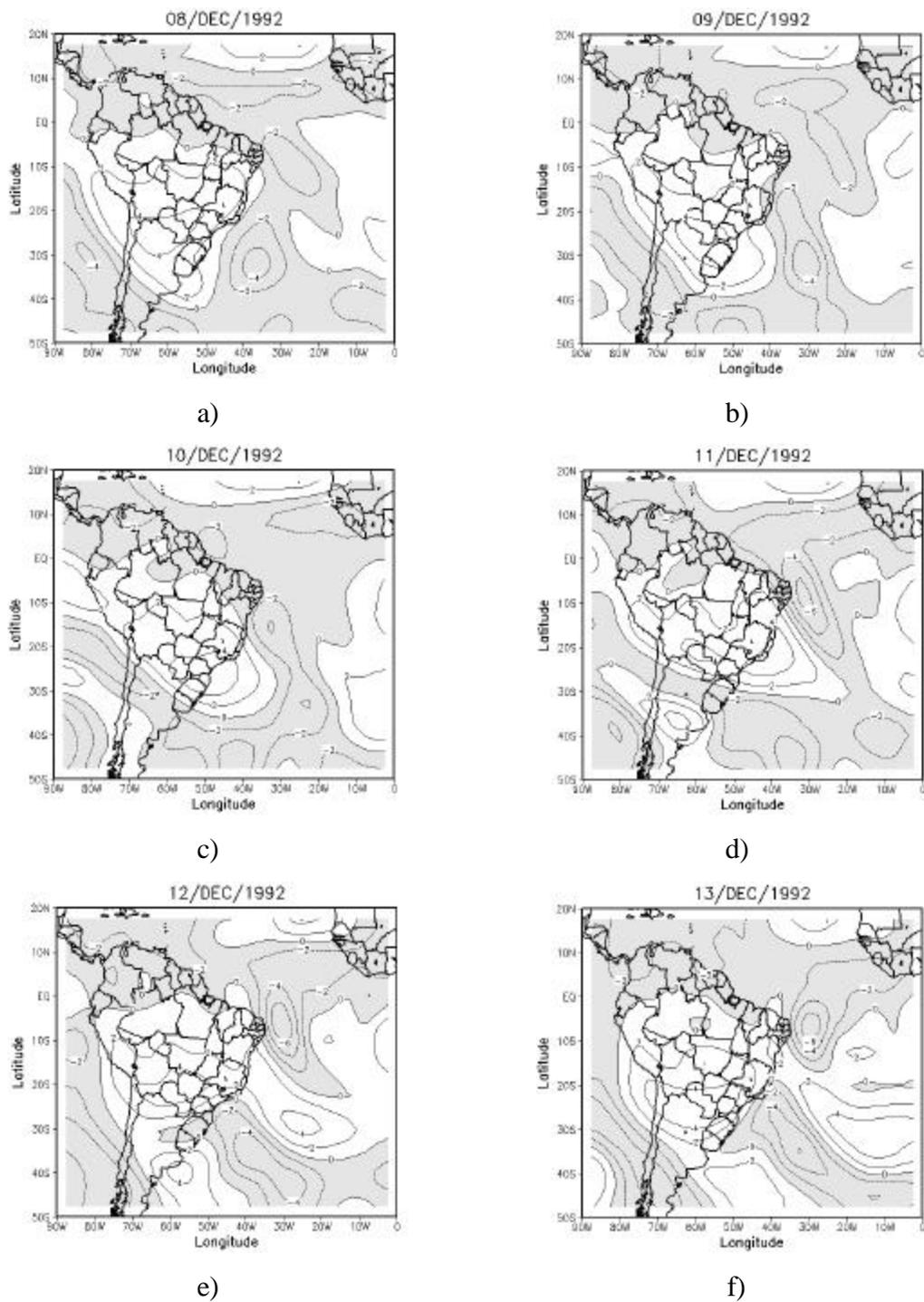


FIGURA 4.21 – Vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.

Os campos de divergência horizontal em 200 hPa são vistos na Figura 4.22. No dia 8/12 (Figura 4.22a) observa-se convergência no nordeste do NEB e divergência nas demais regiões. No dia 9/12 (Figura 4.22) há convergência sobre o norte do NEB e no centro-sul há divergência. No dia 10/12 (Figura 4.22c) verifica-se no centro-sul do NEB divergência e no litoral norte há convergência. No dia 11/12 (Figura 4.22d) há convergência no litoral norte e leste do NEB e oceano adjacente, enquanto que no centro-sul há divergência. No dia 13/12 (Figura 4.22e) há convergência no norte e nordeste do NEB e nas demais regiões há divergência. Nos dias 11/12 a 13/12 verifica-se uma região de divergência em altos níveis com orientação noroeste-sudeste. Essa mesma região apresenta convecção (baixo ROL) observada através do campo de ROL (Figura 4.18d a f). De modo geral, a região da intrusão apresenta convergência em altos níveis. Verifica-se que os campos de omega em 500 hPa (Figura 4.23) concordam com os campos de divergência horizontal, ou seja, regiões de convergência (divergência) em altos níveis apresentam movimentos subsidentes (ascendentes) na maioria dos dias.

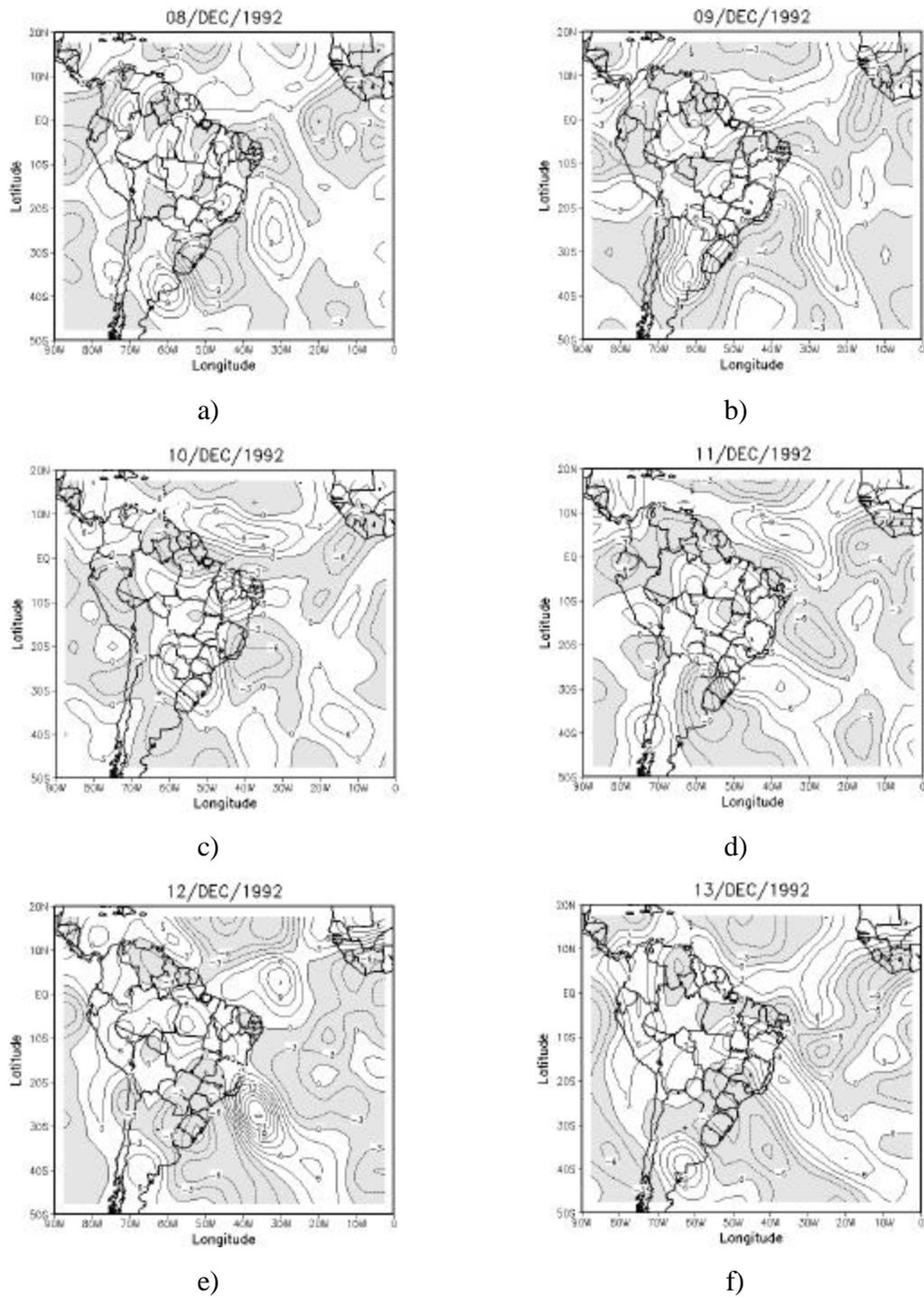
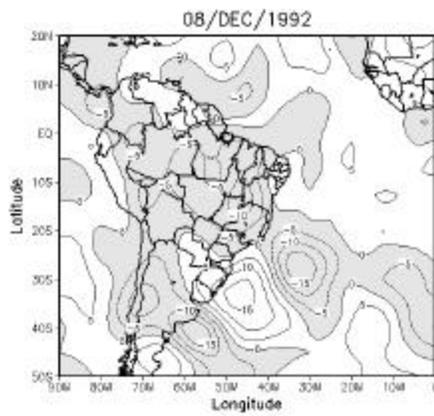
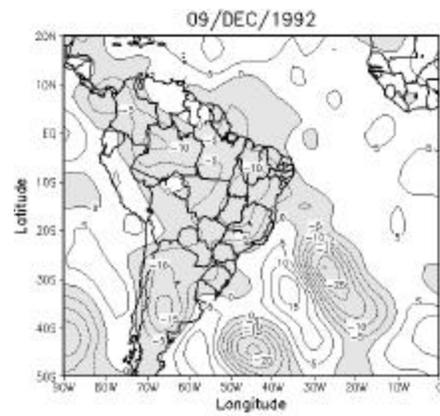


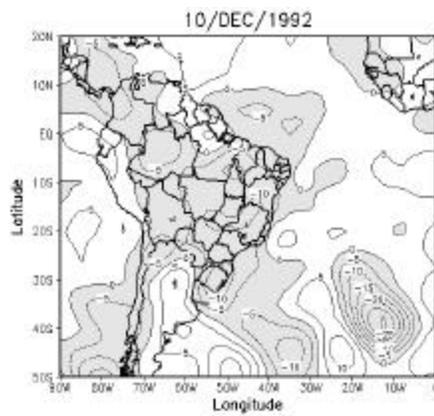
FIGURA 4.22 – Divergência horizontal ( $10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ ) em 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.



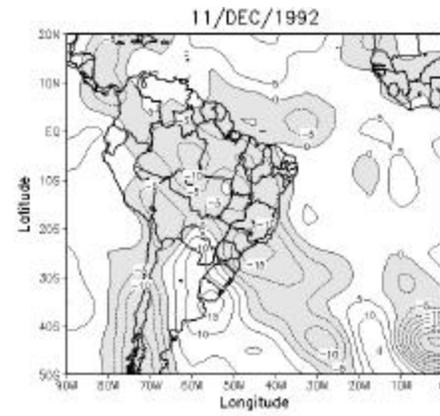
a)



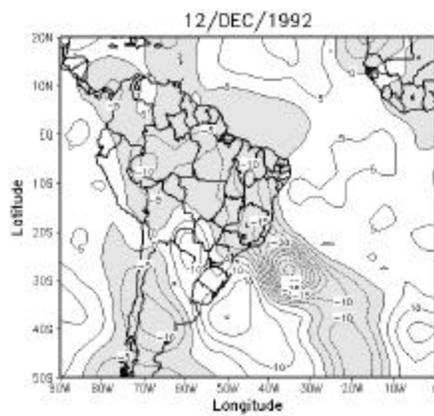
b)



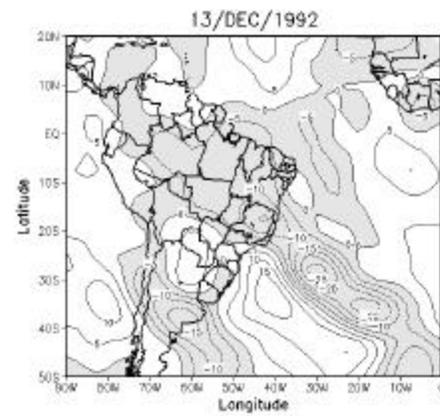
c)



d)



e)



f)

FIGURA 4.23 – Omega ( $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.

A Figura 4.24 mostra a distribuição espacial da precipitação sobre o NEB dos dias 08/12 a 13/12 de 1992. No dia 08/12 observa-se precipitação acima de 5 mm em alguns pontos isolados no norte e sul do NEB. Nos demais dias, o sul do NEB apresenta precipitação acima de 5 mm, enquanto que no leste não há ocorrência de precipitação. O Norte do NEB apresenta precipitação em alguns pontos isolados, mais frequentemente no Maranhão e Piauí.

A Figura 4.25 apresenta as imagens do satélite GOES no canal infravermelho. Não se observam nuvens convectivas sobre o norte e nordeste do NEB, enquanto que no SNE há presença de nuvem convectiva. A nebulosidade encontrada explica a precipitação que ocorreu nessa sub-região.

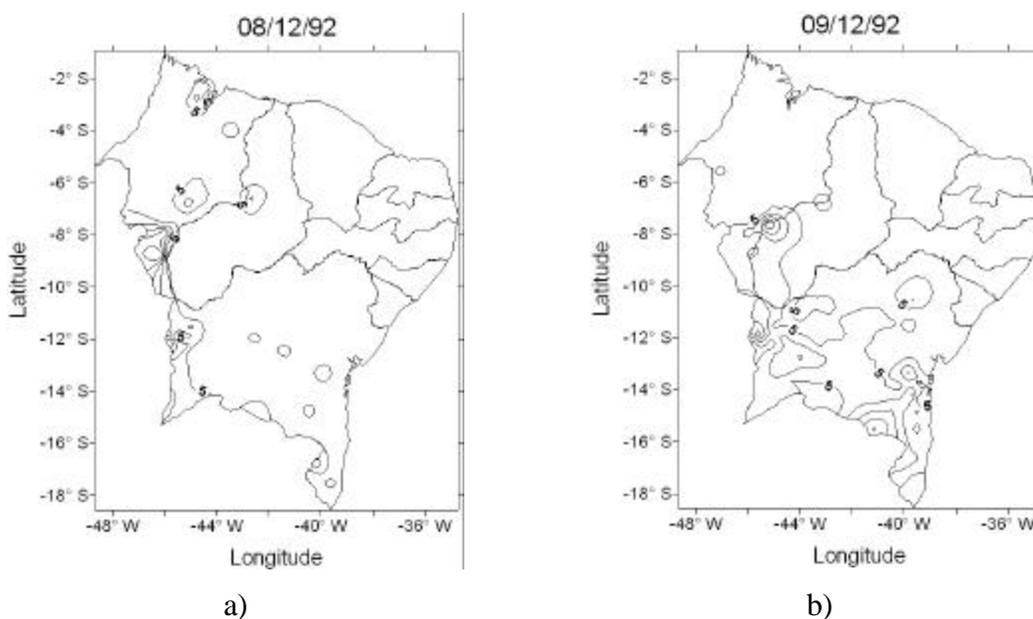
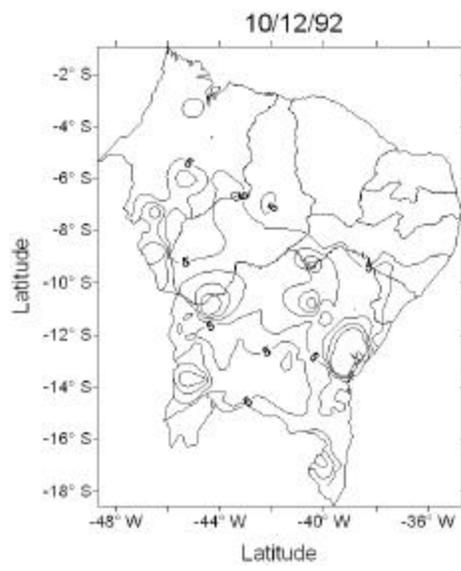


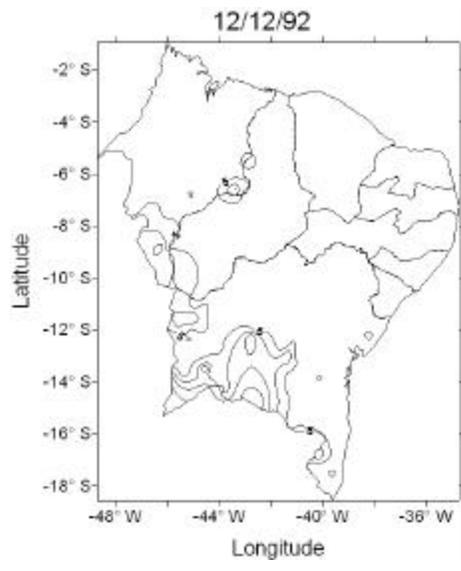
FIGURA 4.24 – Distribuição espacial da precipitação (mm) maior que 5 mm. Intervalo de 10 mm. (continua)



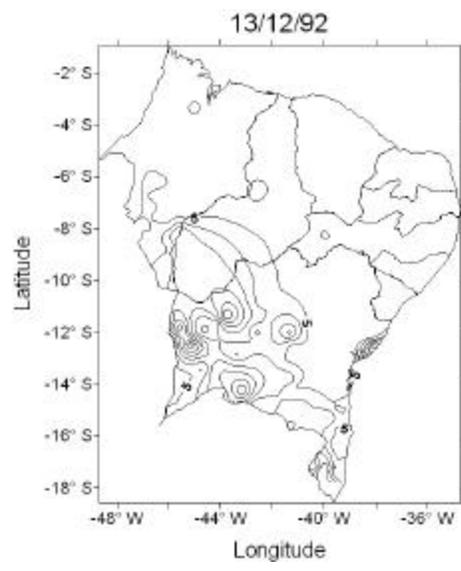
c)



d)

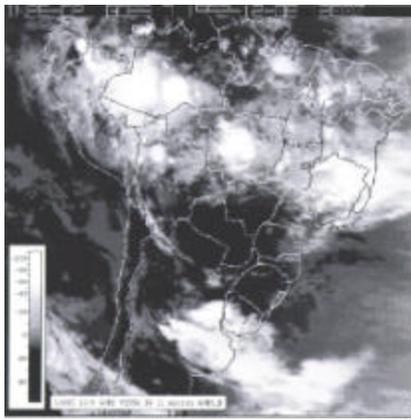


e)

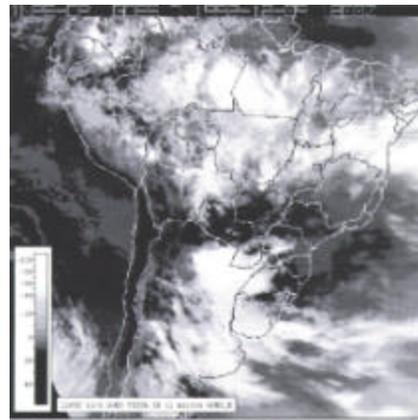


f)

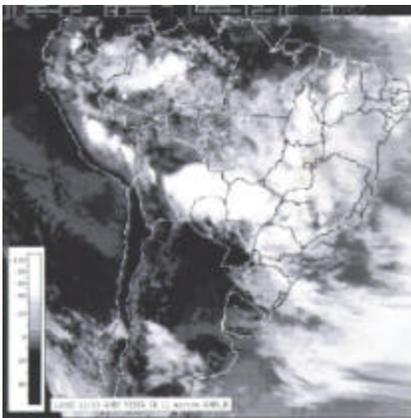
FIGURA 4.24 – Conclusão.



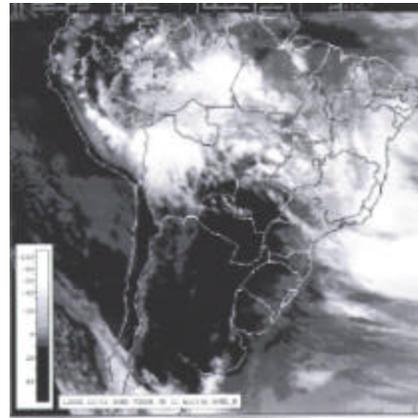
a)



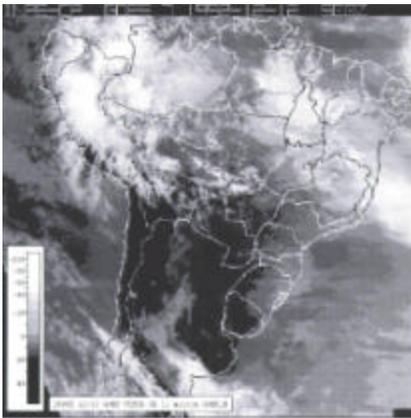
b)



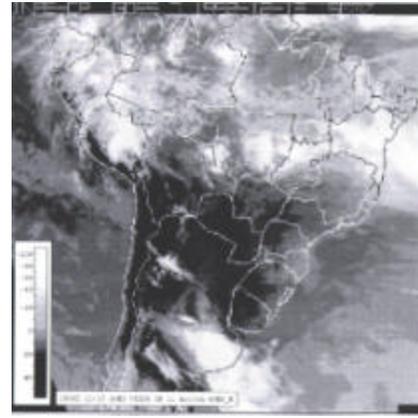
c)



d)



e)



f)

FIGURA 4.25 – Imagem do satélite GOES no canal infravelho: a) 8/12 às 12:00 UTC, b) 9/12 às 12:00 UTC, c) 10/12 às 12:00, d) 11/12 às 12:00 UTC, e) 12/12 às 15:00 UTC e f) 13/12 às 15:00 UTC de 1992.

### 4.3.2 Evento Ocorrido no Verão de 1983

O evento de intrusão selecionado para o verão de 1983 teve início no dia 13 de dezembro de 1982 e se dissipou no dia 18 do mesmo mês.

A Figura 4.26 mostra o campo de VPI na superfície de 350 K e ROL menor que  $200 \text{ W m}^{-2}$  entre os dias 13/12 e 18/12 de dezembro de 1982. Verifica-se a ocorrência de uma ondulação nos contornos de VPI no dia 13/12 (Figura 4.26a). Nos dois dias seguintes há uma amplificação dessa onda (Figuras 4.26b, c). Essa onda, ou língua de vorticidade potencial é estreita e apresenta uma orientação noroeste-sudeste. Nos dias seguintes (Figuras 4.26d, e, f) o contorno de  $2 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  desprende da onda, fazendo com que esse sistema decaia, completando o ciclo de vida típico dos eventos de intrusões. Na seqüência de dias escolhidos, não há indícios de forte convecção sobre o NEB, pois, não se observa ROL menor que  $200 \text{ W m}^{-2}$  sobre essa região.

A Figura 4.27 apresenta o campo da componente zonal do vento durante os dias 13 a 18 de dezembro de 1982. Nos dias 13/12 a 16/12 são observadas uma zona em que o vento zonal é de oeste e intenso na região equatorial, essa é uma região de “duto de oeste”. Nos dias seguintes uma extensa faixa de vento de leste é observada, entrando na região do duto.

A Figura 4.28 mostra o vetor vento em 200 hPa. Observa-se que o escoamento do vento segue o contorno de VPI ( $\text{VPI} < -2 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  encontra-se sombreado) formando um cavado sobre o Atlântico desde o dia 13/12, sendo mais intenso dos dias 15/12 a 18/12. Nos dias 17/12 e 18/13 o evento de intrusão desintensifica e dissipa, contudo o cavado observado nos demais dias se desprende tornando-se um vórtice.

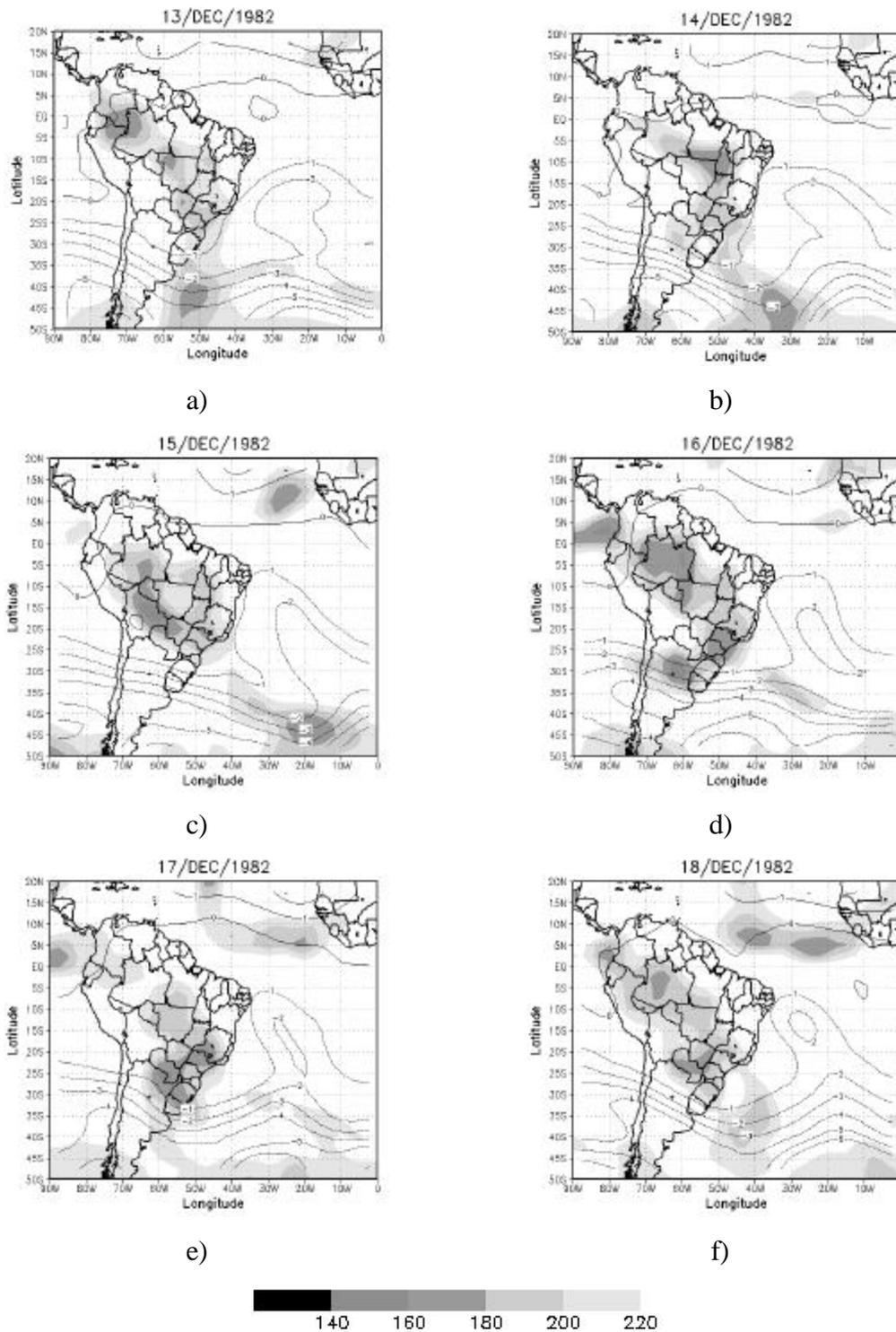


FIGURA 4.26 – VPI ( $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) na superfície de 350 K (contornos) e ROL (sombreado) menor que  $200 \text{ W m}^{-2}$  entre os dias 13 a 18 de dezembro de 1982.

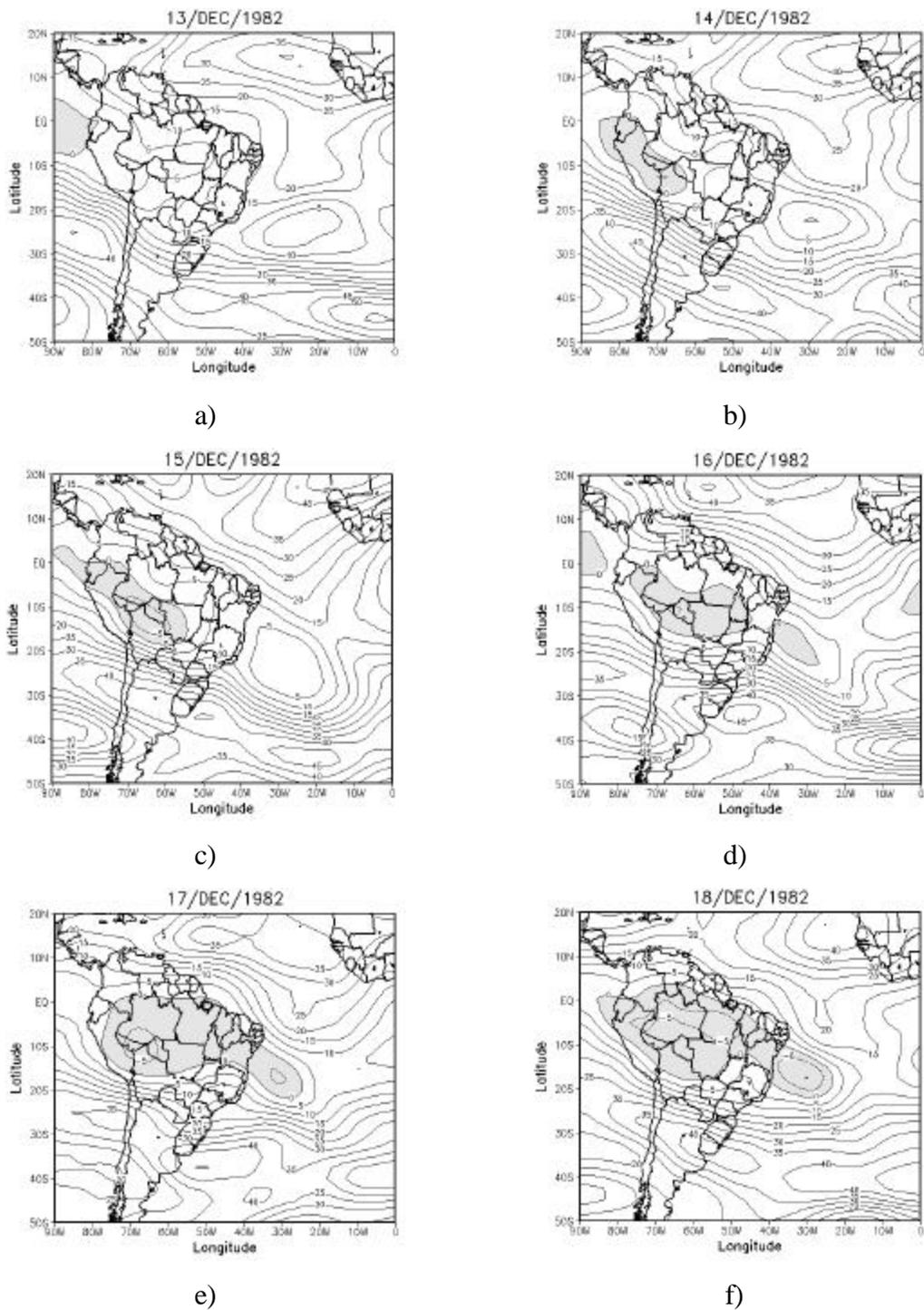


FIGURA 4.27 – Componente zonal do vento ( $m s^{-1}$ ) no nível de 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.

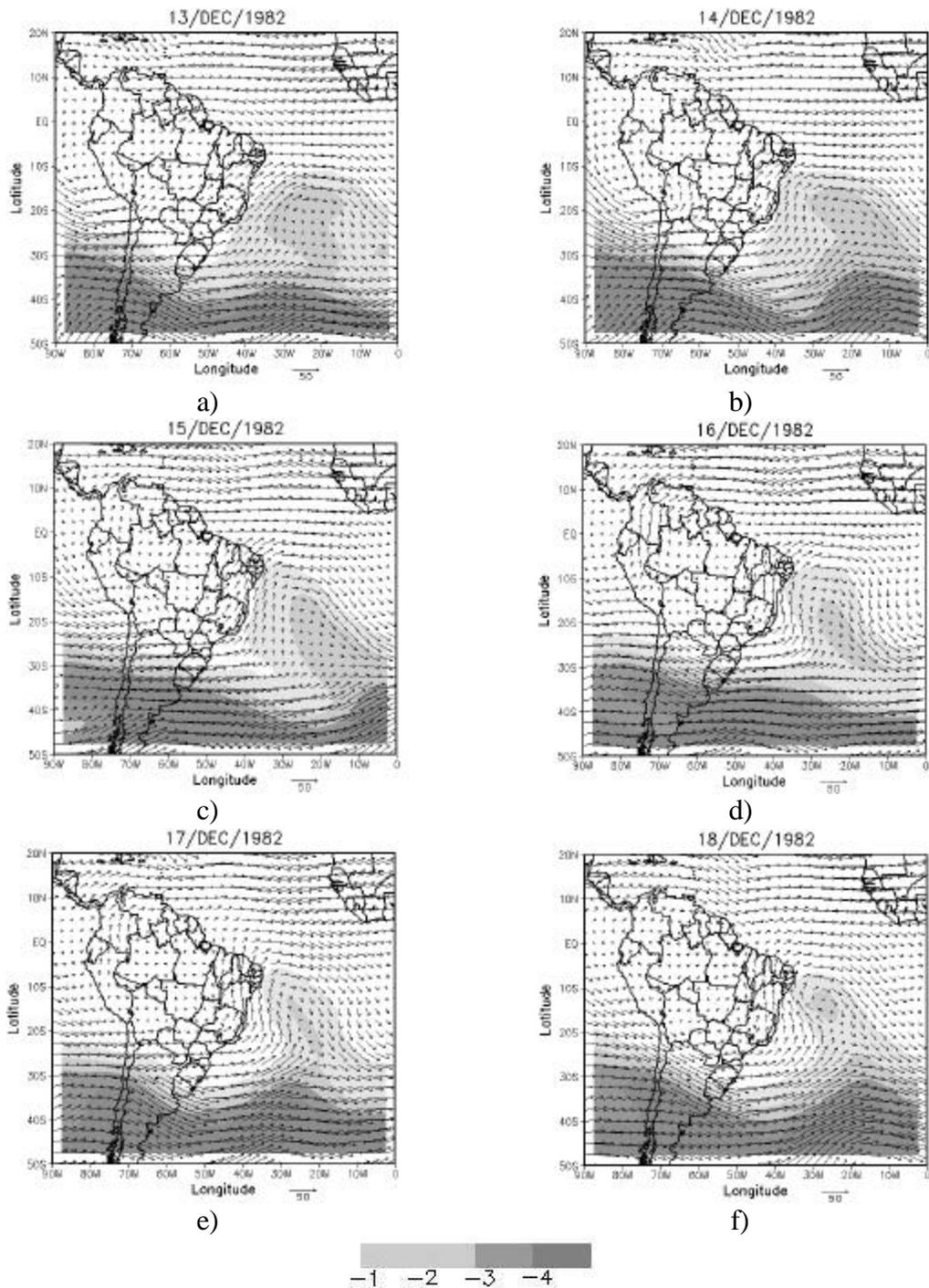


FIGURA 4.28– Vetor velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 200 hPa. A região sombreada indica VPI ( $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) em 350 K. A escala do vento é representada pelo vetor abaixo do mapa.

A vorticidade relativa dos dias 13/12 a 18/12 é visualizada na Figura 4.29. No dia 13/12 (Figura 4.29a) há vorticidade ciclônica sobre o norte do NEB e no sul a vorticidade é anticiclônica. No dia 14/12 (Figura 4.29b) a vorticidade é ciclônica em todo o NEB. Nos dias 15/12 e 16/12 (Figuras 4.29c, d) a vorticidade é ciclônica no norte e leste do NEB e no centro-sul é anticiclônica. Configuração semelhante é vista nos dias 17/12 e 18/12 (Figuras 4.29e, f), porém há um centro ciclônico mais intenso sobre o Atlântico. E modo geral, observa-se vorticidade ciclônica na região em que ocorre a intrusão.

A Figura 4.30 apresenta a divergência horizontal no nível de 200 hPa. Os dias 13/12, 14/12 e 15/12 (Figuras 4.30a, b, c) apresentam convergência no norte e leste do NEB, sendo que nos dias 16/12 e 17/12 o sul do NEB também apresenta convergência. Nesses dois dias também é observada divergência no oeste do NEB. O campo de omega em 500 hPa (Figura 4.31) concorda com o de divergência horizontal, pois regiões em que são observados divergência (convergência) em altos níveis há movimento subsidente (ascendente).

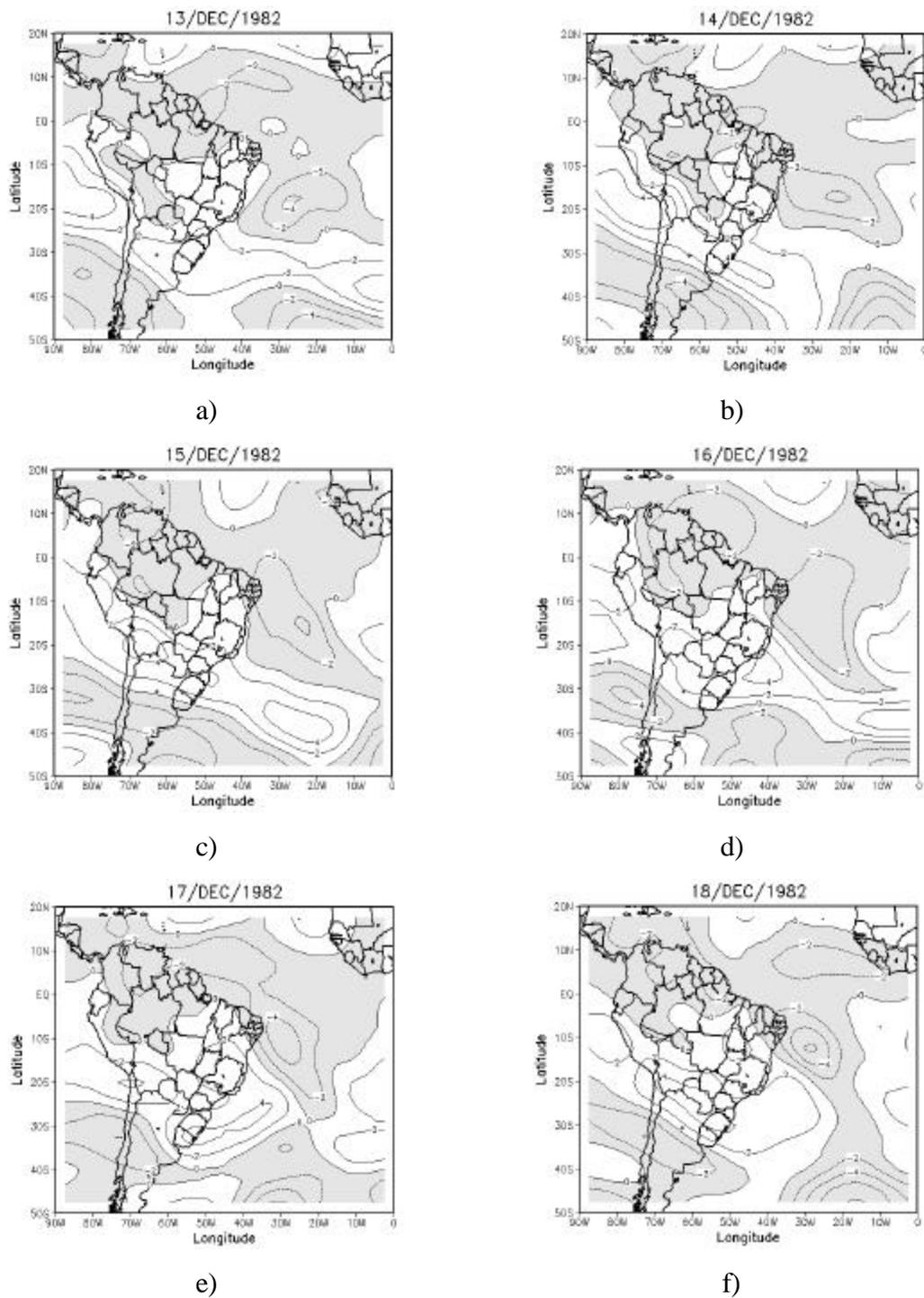
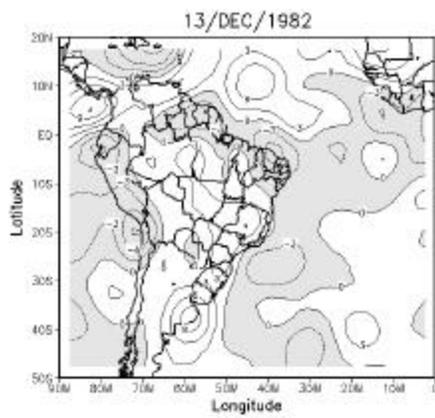
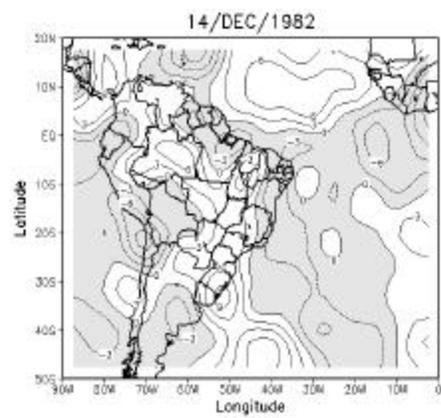


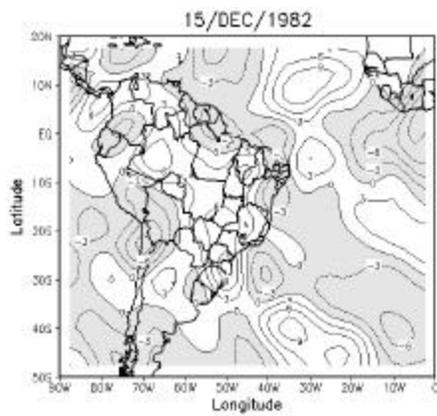
FIGURA 4.29– Vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.



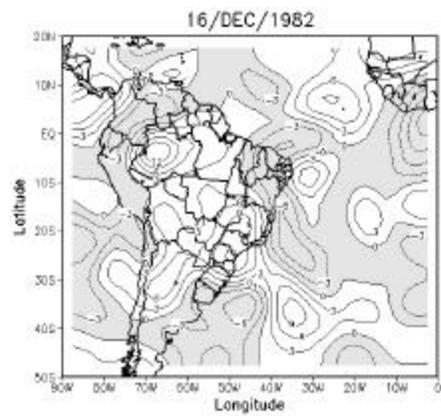
a)



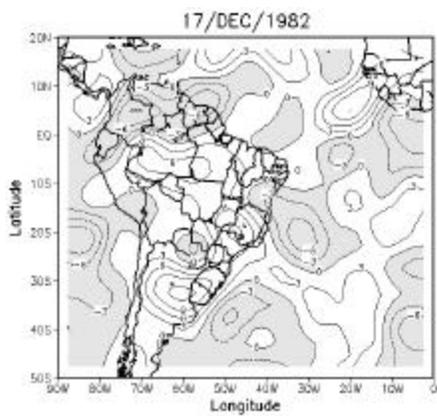
b)



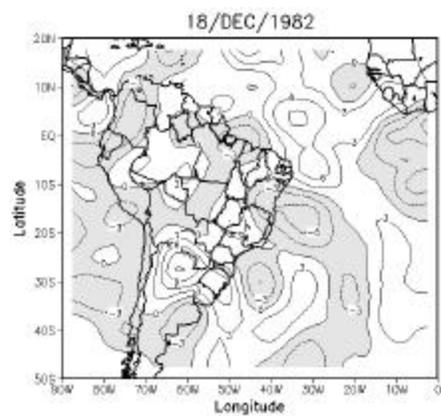
c)



d)



e)



f)

FIGURA 4.30– Divergência horizontal ( $10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ ) em 200 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.

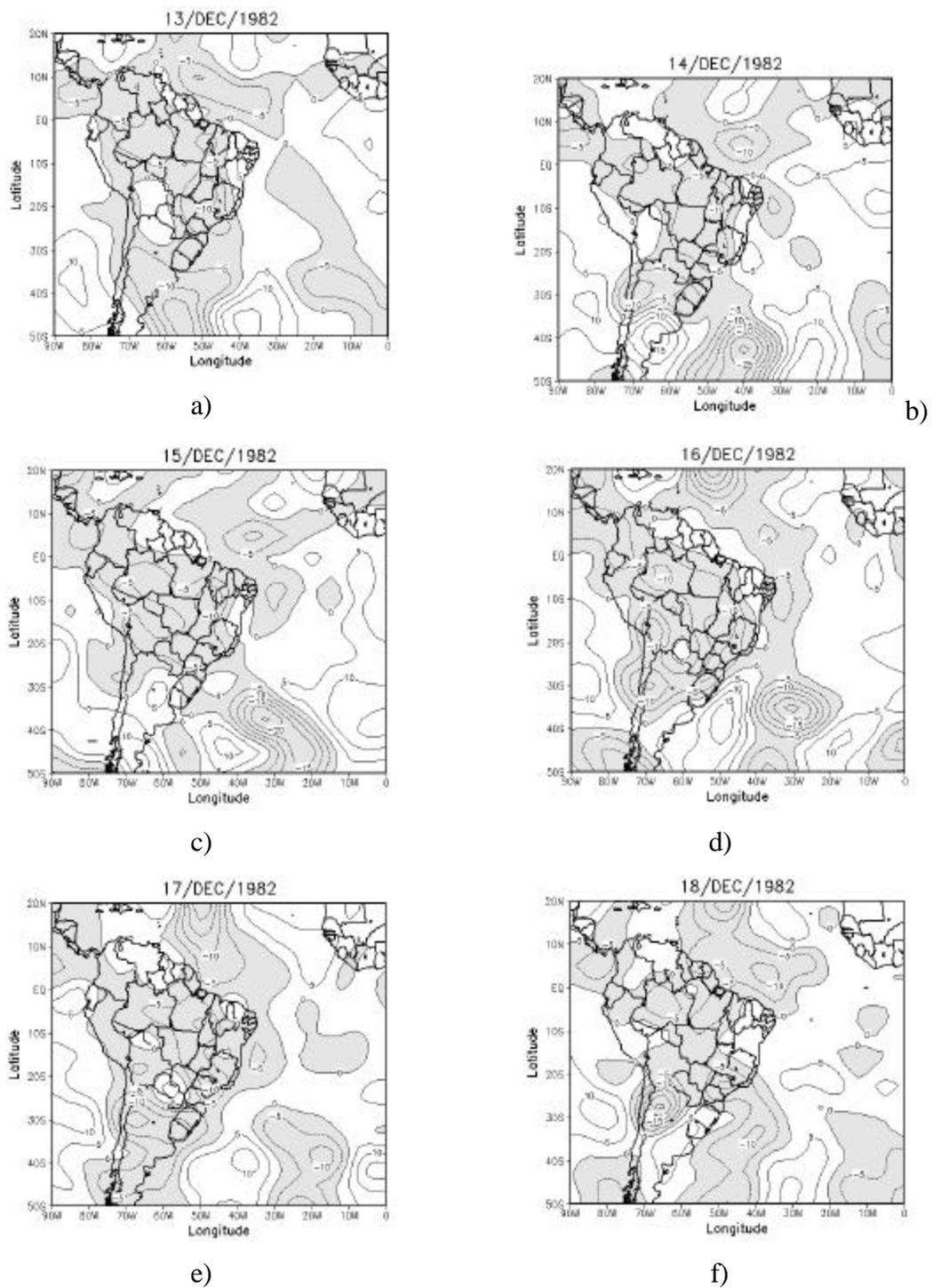


FIGURA 4.31 – Omega ( $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa. Os valores negativos encontram-se sombreados.

A distribuição espacial da precipitação para os dias entre 13/12 e 18/12 de 1982 é visualizada na Figura 4.32. No dia 13/12 observa-se precipitação acima de 5 mm no oeste do Maranhão. Nas outras regiões não há ocorrência de precipitação. Nos dias 14/12 a 17/12 há precipitação acima de 5 mm em alguns pontos isolados, como no sul do NEB e sul do Maranhão e Piauí. No dia 18/12 ocorre precipitação somente no leste de Pernambuco e Alagoas. As imagens de satélite (Figura 4.33) mostram que há baixa nebulosidade principalmente sobre o NNE e LNE, justificando assim a baixa precipitação observada durante os dias 13/12 a 18/12 de 1982.

Em síntese, verifica-se que o evento de intrusão muda o escoamento do vento, formando um cavado sobre o NEB. Esse cavado gera vorticidade ciclônica em altos níveis. Regiões com vorticidade ciclônica apresentam convergência em altos níveis e conseqüentemente movimento subsidente. Por esse motivo o evento de intrusão afeta de forma negativa a precipitação no norte e leste do NEB.

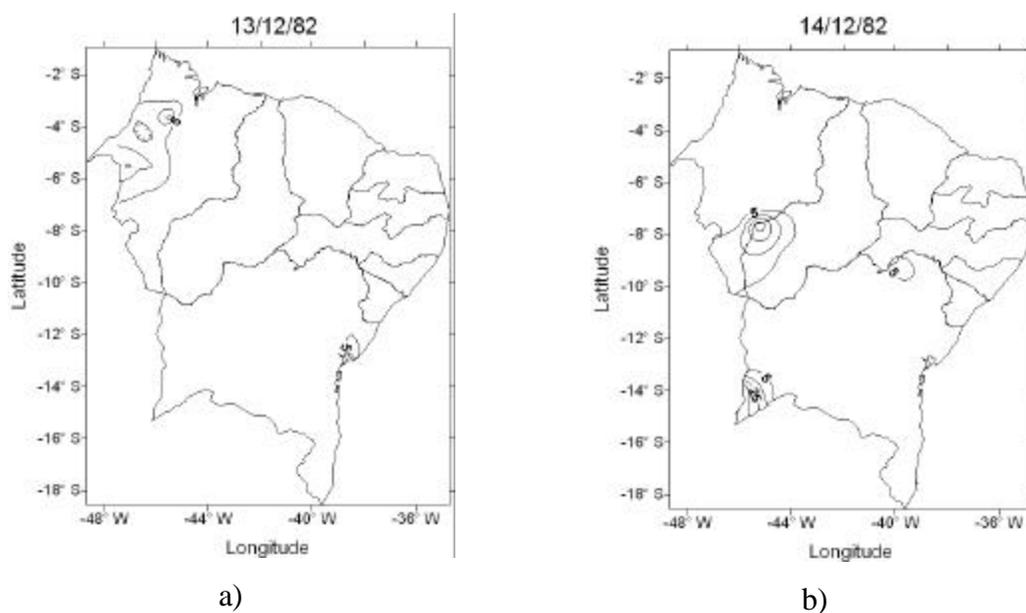
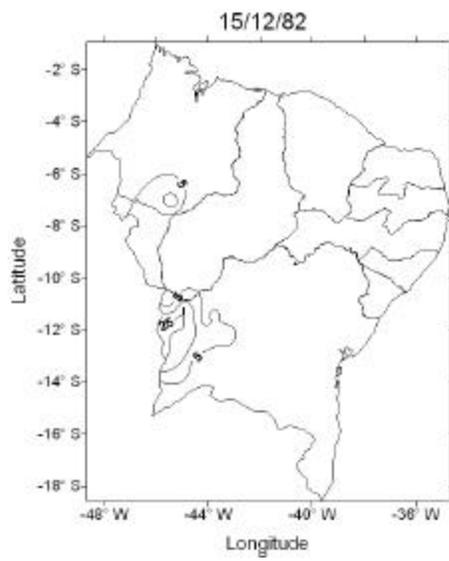
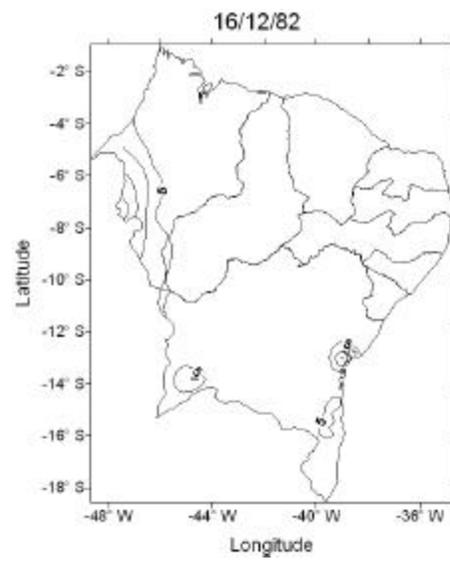


FIGURA 4.32 – Distribuição espacial da precipitação (mm) maior que 5 mm.  
Intervalo de 10 m (continua.)



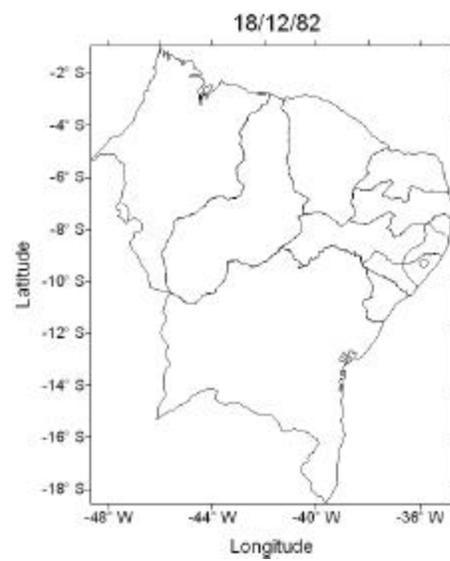
c)



d)



e)



f)

FIGURA 4.32 – Conclusão.

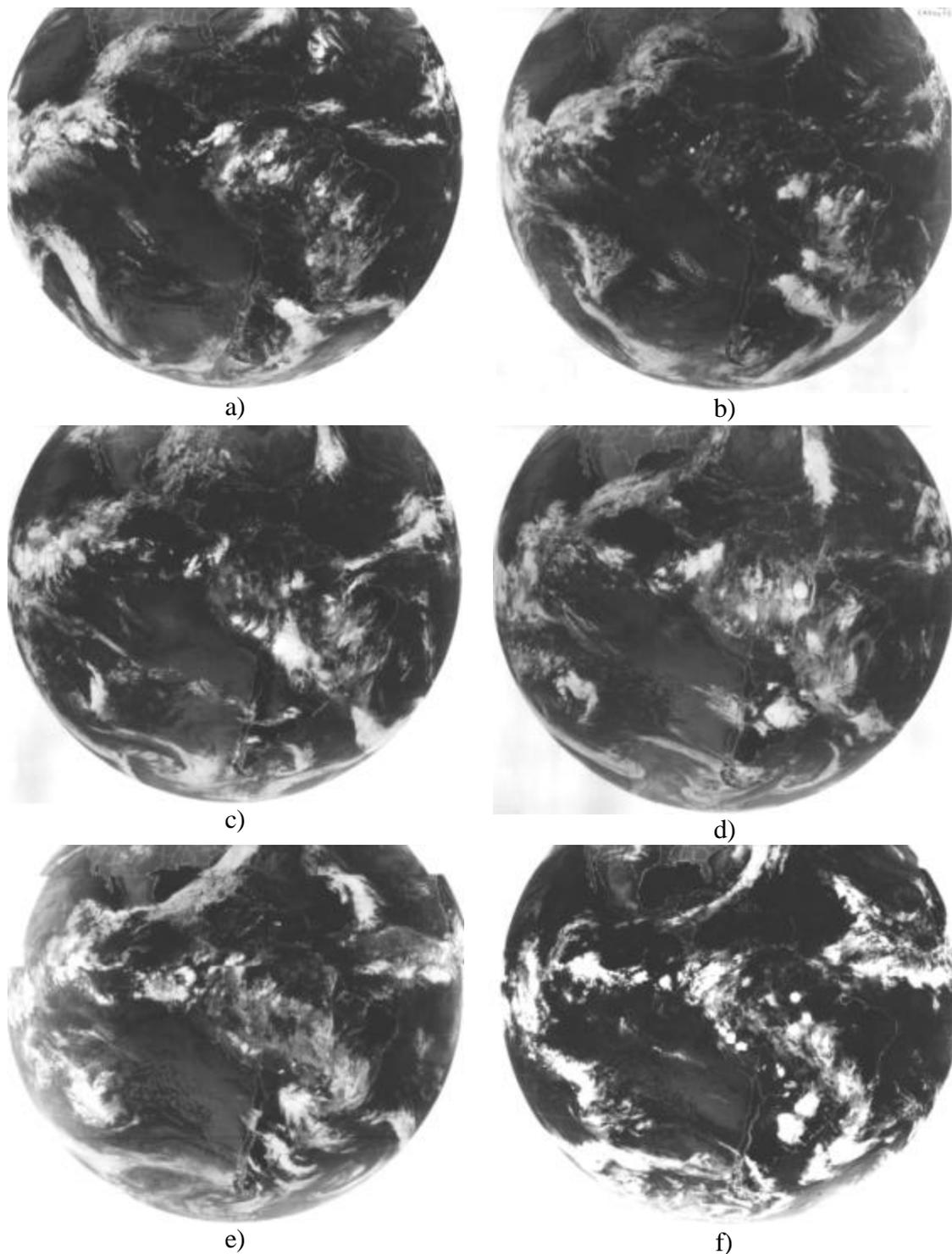


FIGURA 4.33 – Imagem do satélite GOES no canal infravelho às 12 UTC : a) 13/12, b) 14/12, c) 15/12, d) 16/12, e) 17/12 e f) 18/12 de 1982.



## CAPÍTULO 05

### CONCLUSÕES E SUGESTÕES

#### 6.1. Considerações Finais

Neste estudo foi analisada a conexão entre os eventos de intrusões VPI que ocorrem sobre o Atlântico Sul e a precipitação sobre o NEB. Foram feitas correlações entre o número de intrusões que ocorreram sobre o Atlântico Sul e o desvio normalizado da precipitação no NNE, SNE e LNE entre 1980-1998. A precipitação no NNE correlacionou-se negativamente com os eventos de intrusões, sendo FMAM o período com o maior coeficiente de correlação e o mais significativo (nível de significância de 99%). No SNE a correlação foi positiva, e o período JFMA obteve o maior coeficiente de correlação com significância de 95%. No LNE não há relação significativa entre a precipitação e o número de intrusões. A análise da atmosfera superior durante esses anos compreendeu o período de NDJFM, sendo esses meses os mais propícios para a ocorrência dos eventos de intrusões. Verificou-se que esses eventos ocorrem em regiões de “dutos de oeste”, onde o vento zonal equatorial é intenso e de oeste.

Para o NNE observou-se que o número de intrusões foi relativamente alto (baixo) nos anos com desvio negativo (positivo) de precipitação para o período de FMAM. No SNE ocorre o contrário, em anos em que há desvio positivo da precipitação no período JFMA, o número de intrusões foi alto e em anos com desvio negativo, ocorreram poucos eventos ou nenhum. Esses resultados são consistentes com o sinal do coeficiente de correlação.

Os eventos de intrusões que ocorrem sobre o oceano Atlântico Sul apresentam uma variabilidade interanual relacionada com o IOS, ou seja, em anos de El Niño ocorrem vários eventos enquanto que em anos de La Niña o número de eventos é pequeno. Essa variabilidade está relacionada com a mudança do vento zonal. Verifica-se que

durante a fase fria do ENOS o vento zonal equatorial sobre o Atlântico Sul é mais fraco, enquanto que na fase quente, o vento zonal de oeste é mais forte e formam “dutos de oeste”.

Na análise da estrutura dos campos médios de NDJFM verificou-se uma grande variabilidade interanual e espacial da precipitação. A média da componente zonal do vento para esses meses mostra que em anos de El Niño o vento é de oeste e intenso. Na fase quente do ENOS o vento de oeste é superior à média climatológica ( $12 \text{ m s}^{-1}$ ), enquanto que na fase fria o vento é inferior a essa média.

Foram considerados anos com características pluviométricas extremas, sendo o ano de 1985 chuvoso e os anos de 1983 e 1993 secos. O ano de 1985 apresentou desvio positivo de precipitação no NNE e LNE, enquanto que em algumas regiões do SNE o desvio foi negativo. A média da VPI no nível de 350 K para o período de NDJFM sobre oceano adjacente ao NEB apresentou valor de  $-0,5 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ . Os anos de 1993 e 1983 apresentam desvio negativo da precipitação sobre quase todo o NEB. Em 1993, apenas o sudoeste do SNE apresentou desvio positivo e em 1983 no LNE e o extremo sul do Maranhão e da Bahia a anomalia de precipitação foi positiva. O campo médio de VPI mostrou que sobre o NEB há valores de  $-0,5 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$  e sobre o oceano adjacente a VPI é de  $1 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ .

O comportamento da atmosfera em altos níveis foi analisado através dos campos médios (NDJFM) de anomalias de vento, divergência horizontal, vorticidade relativa em 200 hPa e vento zonal em 200 hPa, omega em 500 hPa e ROL. Em 1985 foi observado que o vento zonal de oeste em NDJFM encontra-se mais fraco do que nos anos de 1983 e 1993. Em 1985 a anomalia do vento é mais zonal sobre o NNE e LNE. Verificou-se anomalia de vorticidade anticiclônica e divergência em altos níveis e conseqüentemente, movimento ascendente. Essas condições foram favoráveis para a ocorrência de convecção, comprovadas pelas anomalias negativa de ROL e

positiva de precipitação. Isso mostra a utilidade do monitoramento dos sistemas de intrusões na alta troposfera sobre o NEB.

Os anos de 1993 e 1983 apresentaram vento zonal de oeste forte (superior a  $10 \text{ m s}^{-1}$  próximo ao equador), havendo assim formação de “duto de oeste”, responsável pela quebra da onda de Rossby e conseqüentemente interação entre trópicos e subtropicais. Verificou-se anomalia ciclônica do vento principalmente sobre o LNE e oceano adjacente. Observou-se anomalia de vorticidade ciclônica e convergência em altos níveis, com movimento subsidente sobre o NEB. Essas condições não favorecem a convecção profunda. Os valores de ROL indicaram convecção abaixo do normal e a anomalia de precipitação foi negativa em quase todo o NEB.

Os sistemas de intrusões podem afetar de forma negativa a precipitação sobre o NEB, principalmente o NNE. Verificou-se que anos com maior número de eventos de intrusões, apresentaram fortalecimento do ciclone em altos níveis, provocando movimento subsidente sobre o NEB, inibindo a precipitação. Essas intrusões podem induzir a formação de ciclones e as posições desses sistemas ciclônicos estão associadas com a precipitação sobre o NEB (Silva, 2005). Quando a área ciclônica encontra-se sobre regiões do NEB há ocorrência de inibição da precipitação, pois os mesmos estão associados a regiões de subsidência (Kousky e Gan, 1981). Anos secos sobre o SNE também foram associados à ocorrência de VCAN sobre o NEB (Chaves e Calvalcanti, 2001)

Foram selecionados dois estudos de caso com eventos de intrusões bem definidos, ou seja, alto valor de VPI em 350 K atingindo a latitude  $10^\circ \text{ S}$ , formando assim uma língua. Os casos selecionados ocorreram entre os dias 08 e 13 de dezembro de 1992 (caso 1) e entre 13 e 18 de dezembro de 1982 (caso 2). Nos dois casos houve a formação de uma ondulação nos contornos de VPI, produzindo uma língua relativamente estreita, com orientação noroeste-sudeste e ciclo de vida de 6 dias, típico desse evento. A formação e o decaimento dos sistemas de intrusões que

ocorreram nos dois casos estão de acordo com a formação do “duto de oeste”. No período do desenvolvimento e intensificação do sistema, observa-se uma região sobre o Atlântico com forte vento zonal de oeste em 200 hPa, e na fase de decaimento, a formação de ventos de leste.

Nos dois casos verificou-se que o evento de intrusão formou uma ondulação no campo do vento em 200 hPa sobre o oceano Atlântico influenciando também o NEB. Essa ondulação é caracterizada pela formação de um cavado em altos níveis. No caso 1 e 2, há formação de uma circulação ciclônica fechada no período de desintensificação do sistema de intrusão. Esse cavado forma vortacidade ciclônica sobre o NNE e LNE na maioria dos dias. Essas áreas ciclônicas apresentam convergência em altos níveis e, conseqüentemente, movimento subsidente. Dessa forma há inibição de convecção profunda e da precipitação sobre o NNE e LNE.

## **6.2.Sugestões para Futuros Trabalhos**

- 1 – Verificar se o modelo climático CPTEC/COLA reproduz as características dos eventos de intrusões em suas simulações;
- 2 – Examinar o transporte de vortacidade, momentum e umidade nos eventos de intrusões;
- 3 – Formar uma climatologia das intrusões na simulação do modelo CPTEC/COLA.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves, J. M. B.; Repelli, C. A. A variabilidade pluviométrica no setor norte do nordeste e os eventos El-Niño-Oscilação Sul (ENOS). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 7, n 2, p. 583-592, dez. 1992.

Alves, J. B.; Souza, E. B.; Repellie, C. A.; Ferreira, N. S. Um estudo da variabilidade pluviométrica no setor leste do nordeste brasileiro e a influencia do fenômeno El Niño/Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 12, n. 2, p. 25-39, dez. 1997.

Barbosa, T. F.; Correia, M. F. Sistemas convectivos intensos no semi-árido brasileiro: o controle da grande escala. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 3, p. 395-410, dez. 2005.

Bernardet, L. R.; Silva Dias, M. A. F. Diagnóstico da estrutura vertical da troposfera associada a sistemas de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v 4, n. 2, p. 365-377, jun./dez.1989.

Bjerkenes, J. A. Large-scale atmospheric response to the 1965-66 Pacific equatorial warming. **Journal of Physical Oceanography**, v. 2, n. 3, p. 212-217, July 1972.

Chaves, R. R.; Cavalcanti, I. F. A. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 10, p. 2614-2626, Oct. 2001.

Chou, C. S. **Análise de distúrbios de leste sobre o oceano Atlântico Tropical Sul**. 1990. 111 p. (INPE-5222-TDL/437). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

Espinoza, E. Distúrbios Ondulatórios de leste na Região Tropical. **Climanálise Especial**, São José dos campos, 1996. Disponível no endereço eletrônico: <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/18.html>>. Acesso em: 23 de jul 2005.

Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quartely Journal Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, Jan. 1977.

Hastenrath, S.; Greischar, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D3, p. 5093-5102, Mar. 1993.

Horinouchi, T.; Sassi, F.; Boville, B. Synoptic-scale Rossby waves and geographic distribution of lateral transport routes between the tropics and the extratropics in the lower stratosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D21, p. 26579-26592, Nov. 2000.

Holton, J. R. **Introduction to dynamic meteorology**. 3° Ed. San Diego, CA. Academic, 1992. 511 p, (International Geophysics series, V. 48).

Kagano, M. T. **Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem (1968-1976) de Manaus e Belém** 1979. 103 p. (INPE-1559-TDL/013). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1979.

Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; White, G.; Woollen, J.; Zhu, Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K. C.; Ropelewsky, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D. The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, Mar. 1996.

Kayano, M. T.; Kousky, V. E. Intraseasonal (30-60) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. **Tellus**, v. 51A, n. 3, p. 373-386, May 1999.

Kidson, J. W. Principal modes of Southern Hemisphere low frequency variability obtained from NCEP/NCAR reanalysis. **Journal of Climate**, v. 12, n. 9, p. 2808-2830, Sept. 1999.

Kiladis, G. N; Weickmann, K. M. Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. **Monthly Weather Review**, v.120, n. 9, p. 1900 – 1923, Sept. 1992a.

\_\_\_\_\_. Extratropical forcing of tropical Pacific convection during northern winter. **Monthly Weather Review**, v.120, n. 9, p. 1924 –1938, Set. 1992b.

Kiladis, G. N. Observations of Rossby waves linked to convection over the eastern tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, n. 3, p. 321 – 339, Feb. 1998.

Kistler, R.; Kalnay, E.; Collins, W.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Kanamitsu, M.; Kousky, V.; van den Dool, H.; Jenne, R.; Fiorino, M. The NCEP/NCAR 50 year reanalysis: monthly means cd-rom and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 247-267, Feb. 2001.

Kousky, V. E.; Chu, P. S. Fluctuations in annual rainfall for north-east Brazil. **Journal Meteorology Society Japan**, v. 56, n. 5, p. 457-465, Oct. 1978.

Kousky, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v 107, n. 9, p. 1140-1153, Sept. 1979.

Kousky, V. E.; Gan, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538-551, Dec. 1981.

Kousky, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 4, n. 2, p. 217-231, Dec. 1988.

Kousky, V. E.; Kayano, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the south American sector. **Journal of Climate**, v. 7, n. 7, p. 1131-1143, July 1994.

Lima, M. C. **Variabilidade da precipitação no litoral leste da região Nordeste do Brasil**. 1991. 222 p. (INPE – 5283-TDI/453). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1991.

Madden, R. A.; Julian, P. R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 5, p. 702-708, July, 1971.

Marques, V. S.; Rao, V. B; Molion, L. C. B. Interannual and seasonal variation in the structure and energetics of the atmosphere over Northeast Brazil. **Tellus**, v. 35A, n. 2, p. 136-148, Mar. 1983.

Marques, R. F. C. Oscilação intrasazonal e sua energética sobre o nordeste do Brasil e oceano Atlântico adjacente. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 1-14, abr., 2005.

Mattos, L. F. **Frontogênese na América do Sul e precursores de friagem no estado de São Paulo**. 2003. 213 p. (INPE-11519-TDI/957). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2003.

McIntyre, M. E.; Palmer, T. N. Breaking planetary waves in the stratosphere. **Nature**, v. 305, n. 5935, p. 593-600, Oct. 1983.

Mo, K. C.; Wang, X.; Kistler, R.; Kanamitsu, M.; Kalnay, E. Impact of satellite data on the CDAS reanalysis system. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 124-139, Jan. 1995.

Molion, L. C. B.; Bernardo, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, jun. 2002.

Mota, G. V. **Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no Nordeste Brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 1997.

Moura, A. D.; Shukla, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiment with a general circulation model. **Journal Atmospheric Society**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, Dec.1981.

Nobre, P.; Melo, A. B. C. Variabilidade climática intrasazonal sobre o Nordeste do Brasil em 1998-200. **Climanálise**, São José dos campos, 2001. Disponível em: <[http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/artigos/artigo\\_variabilidade\\_dez01.pdf](http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/artigos/artigo_variabilidade_dez01.pdf)>. Acesso em: 20 julho 2005.

Nobre, P.; Shukla, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, Oct. 1996.

Oliveira, A. S. **Interações entre Sistemas Frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. 1986. 115 p. (INPE-4008-TDL/239). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1986.

Oliveira, L. L. **Zonas de convergência no Atlântico Sul e suas influências no regime de precipitação no Nordeste do Brasil**. 1982. 115 p. (INPE-2307-TDL/074). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982.

Philander, S. G. H. **El Niño, La Niña and the Southern Oscillation**. San Diego, CA: Academic, 1990. 293 p., (International Geophysics Series, 46).

Postel, G. A.; Hitchman, M. H. A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 3, p. 359-373, Feb., 1999.

Ramirez, M. C. V.; Kayano, M. T.; Ferreira, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v. 12, n. 2, p. 75-88, Apr. 1999.

Rao, V. B.; Satyamurty, P.; Brito, J. I. B. On the 1983 drought in North-East Brazil. **Journal of Climatology**, v. 06, n. 1, p. 43-51, Jan/Feb 1986.

Rao, V. B.; Hada, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81-90, 1990.

Rao, V. B.; Lima, M. C.; Franchito, S. H. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 6, n. 9, p. 1754-1763, Sept. 1993.

Rao, V. B.; Hada, K.; Herdies, D. L. On the severe drought of 1993 in north-east Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 15, n. 6, p. 697-704, June 1995.

Rao, V. B.; Sá, L. D. A.; Franchito, S. H.; Hada, K. Interannual variations of rainfall and corn yields in Northeast Brazil. **Agricultural and Forecast Meteorology**, v. 85, n. 1-2, p. 63-74, June 1997.

Rao, V. B.; Chapa, S. R.; Franchito, S. H. Decadal variation of atmosphere-ocean interaction in the Tropical Atlantic and its relationship to the northeast Brazil rainfall. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 77, n. 1, p. 63-75, Feb. 1999.

Rao, V. B.; Chapa, S. R.; Fernandez, J. P. R.; Franchito, S. H. A diagnosis of rainfall over South America during the 1997/98 El Niño event. Part II: Roles of water vapor transport and stationary waves. **Journal of Climate**, v15, n. 5, p. 512-521, Mar. 2002.

Repelli, C. A.; Souza, E. B.; Quadro, M. F. L.; Alves, J. M. B.; Sakamoto, M. S. O episódio de chuvas intensas no nordeste brasileiro no final de março/1997: Influência da Oscilação 30-60 dias. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 1, p. 09-18, jun. 1998.

Satyamurty, P; Nobre, C. A.; Silva Dias, P. L. South America. **Meteorological Monographs**, v. 27, n. 49, p. 119-139, 1998.

Scott, R. K.; Cammas, J. P. Wave breaking and mixing at the subtropical tropopause. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 15, p. 2347 – 2361, Aug., 2002.

Silva, L. A. **A influência do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) sobre a precipitação do Nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas**. 2005. 110 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. 2005.

Souza, E. B. **Variabilidade pluviométrica intrasazonal sobre Amazônia Oriental e nordeste brasileiro durante o outono austral: mecanismos atmosféricos de baixa frequência**. 131 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo. 2003.

Souza, E. B.; Alves, J. M. B.; Nobre, P. Anomalias de precipitação nos setores norte e leste do Nordeste Brasileiro em associação aos eventos do padrão de dipolo observados na bacia do Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 2, p. 45-55, dez. 1998.

Strang, D. M. G. D. **Análise climatológica das normais pluviométricas do Nordeste do Brasil**. 29 p. São José dos Campos: Centro Técnico Aeroespacial (CTA), 1972. (IAE-M-02/72).

Tomas, R. A.; Webster, P. J. Horizontal and vertical structure of cross-equatorial wave propagation. **Journal of the Atmosphere Sciences** v. 51, n. 11, p. 1417 – 1430, Feb. 1994.

Trenberth, K. R.; Stepaniak, D. P. A pathological problem with NCEP reanalysis in the stratosphere. **Journal of Climate**, v. 15, n. 6, p. 690-695, Mar. 2002.

Uvo, C. R. B; Nobre, C. A. A. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. **Climanálise**, v. 4, n.07, p. 34-40, jul. 1989.

\_\_\_\_\_. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte II: A influência dos ventos e TSM do Atlântico Tropical. **Climanálise**, v. 4, n.10, p. 39-47, out. 1989.

Walker, G. T., Bliss, E. W. World Weather VI. **Memorial Royal Meteorological Society**, v. 4, p. 119-139, 1937.

Waugh, D. W; L. M. Polvani. Climatology of intrusions into the tropical upper troposphere. **Geophysical Research. Letter**, v. 27, n. 23, p. 3857-3860, Dec. 2000.

Waugh, D. W; Funatsu, B. M. Intrusions into the tropical upper troposphere: Three-dimensional structure and accompanying ozone and OLR distributions. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 60, n. 4, p. 637 – 653, Feb. 2003.

Waugh, D. W. Impact of potential vorticity intrusions on subtropical upper tropospheric humidity. **Journal of Geophysical Research**, vol 110, n. D 11, p. 1-7, June 2005.

Webster, P. J.; Holton, J. R. Cross-equatorial response to middle-latitude forcing in a zonally varying basic state. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 4, p. 722-733, Apr. 1982.

Yamazaki, Y.; Rao, V. B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean.  
**Journal of the Meteorology Society Japan**, v. 55, n. 2, p. 205-207, Apr. 1977.

# 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](#)