



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE – 2494 – TDL / 097**

**Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala  
sinótica e circulações locais**

Iracema Fonseca de A.Cavalcanti

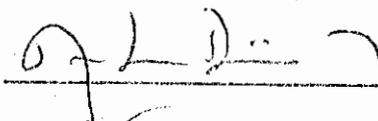
Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada por Vernon E. Kousky, aprovada  
em 05 de fevereiro de 1982.

INPE  
São José dos Campos  
1982

1. Publicação nº <i>INPE-2494-TDL/097</i>	2. Versão	3. Data <i>Julho, 1982</i>	5. Distribuição <input type="checkbox"/> Interna <input checked="" type="checkbox"/> Externa <input type="checkbox"/> Restrita
4. Origem <i>DRH/MET</i>	Programa <i>FRH/MET</i>		
6. Palavras chaves - selecionadas pelo(s) autor(es) <i>LINHAS DE INSTABILIDADE BRISA MARÍTIMA SISTEMAS CONVECTIVOS</i>			
7. C.D.U.: <i>551.553.11</i>			
8. Título <i>UM ESTUDO SOBRE INTERAÇÕES ENTRE SISTEMAS DE CIRCULAÇÃO DE ESCALA SINÓTICA E CIRCULAÇÕES LOCAIS</i>		10. Páginas: <i>133</i>	
9. Autoria <i>Iracema Fonseca de A. Cavalcanti</i>  <i>Iracema F. A. Cavalcanti</i>  Assinatura responsável		11. Última página: <i>D.1</i>	
		12. Revisada por <i>Vernon E. Kousky</i> Vernon E. Kousky	
		13. Autorizada por <i>Nelson de Jesus Parada</i> Nelson de Jesus Parada Diretor	
14. Resumo/Notas <i>Investigam-se as influências dos sistemas de grande escala em dois tipos de circulações locais: brisa marítima e ventos vale-montanha. Verifica-se o desenvolvimento de intensa convecção na parte ascendente da circulação da brisa marítima pela observação, em imagens obtidas por satélites, de uma linha de cumulonimbi na costa norte-nordeste da América do Sul após às 1800 TMG. Verifica-se, pela análise climatológica da ocorrência da linha convectiva associada à brisa marítima, uma mudança em sua localização na costa no mesmo sentido da variação sazonal da ZCIT. Pela análise de divergência média mensal, nota-se que a ZCIT apresenta maior organização e é mais intensa nos meses de inverno (Hemisfério Sul), período em que a frequência de desenvolvimento da linha convectiva é maior. Em certos casos, verifica-se a existência de convergência em baixos níveis associada a zonas frontais. O desenvolvimento de forte atividade convectiva, durante o período noturno, na região do Paraguai, é relacionado com a circulação subsinótica do tipo ventos vale-montanha entre a cordilheira dos Andes e a planície. Propõe-se a hipótese da existência de um jato em baixos níveis, fator importante para gerar convecção, e verifica-se nos casos estudados que o escoamento de grande escala em baixos níveis é propício para o desenvolvimento desse jato. Conclui-se que a presença de sistemas sinóticos, que favorecem movimentos ascendentes, geralmente provocam o aumento da atividade convectiva devido aos sistemas de ventos locais.</i>			
15. Observações <i>Dissertação de Mestrado em Meteorologia, aprovada em 05 de fevereiro de 1982.</i>			

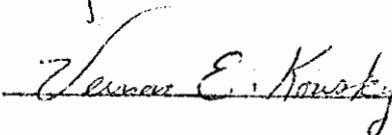
Aprovada pela Banca Examinadora  
em cumprimento a requisito exigido  
para a obtenção do Título de Mestre  
em Meteorologia

Dr. Antonio Divino Moura



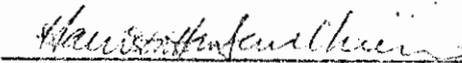
Presidente

Dr. Vernon Edgar Kousky



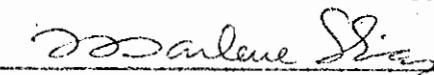
Orientador

Dr. Harrison Chien



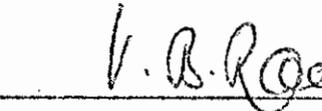
Membro da Banca  
-convidado-

Marlene Elias, MSc.



Membro da Banca

Dr. V. B. Rao



Membro da Banca

Candidata: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

São José dos Campos, 05 de fevereiro de 1982

Aos que crêem na pesquisa e valorizam a Ciência.



## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Pesquisas Espaciais, na pessoa de seu Diretor Dr. Nelson de Jesus Parada, pelos recursos fornecidos durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Dr. Vernon Edgar Kousky pela orientação.

Ao Dr. Antonio Divino Moura pelas sugestões fornecidas.

À Marlene Elias pela revisão do texto na forma final.

Aos pesquisadores do Departamento de Meteorologia do INPE pelo apoio e incentivo.

Aos membros do laboratório fotográfico do Departamento de Meteorologia do INPE pela execução das imagens.

Ao PRONUCLEAR e à FAPESP pelas bolsas concedidas.



#### ABSTRACT

Influences of large scale systems on two types of local circulation, land-sea breeze and mountain-valley wind, are investigated. Convection associated with the sea breeze is verified by observing the formation of a line of cumulonimbi along the north-north-east coast of South America after 1800 TMG in satellite imagery. Climatological analysis of the occurrence of the convective line associated with the sea breeze show a variation in its location along the coast in the same direction as the seasonal variation of the ITCZ. The mean monthly analysis of divergence show that the ITCZ is better organized and more intense in winter (Southern Hemisphere), when the frequency of cumulonimbus development along the coast is high. At times, the convective activity associated with the sea breeze appears to be enhanced by the presence of low level convergence associated with the low latitude penetration of cold fronts. The development of strong convective activity during the night, in the region of Paraguay, is related to the subsynoptic circulation, which develops between the Andes and the lower terrain to the east. The possible existence of a low level nocturnal jet, in the region of Paraguay, is suggested. It's verified that the low level large scale flow produces favorable conditions for the formation of this jet. The presence of synoptic system, favoring rising air motion, generally enhances the convective activity due to local wind system.



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS .....	xi
LISTA DE SIMBOLOS.....	xv
LISTA DE SIGLAS.....	xvii
<u>CAPÍTULO 1 - CARACTERÍSTICAS DAS CIRCULAÇÕES LOCAIS E OBJETIVOS</u> <u>PROPOSTOS</u> .....	1
1.1 - Aspectos gerais .....	1
1.2 - As brisas marítima e terrestre .....	2
1.3 - Fatores importantes na formação de linhas de instabilidade.	10
1.4 - Relação entre impulsos nos alísios e convergência em baixos níveis .....	11
1.5 - Ventos entre vale e montanha .....	11
1.6 - Acoplamento entre a circulação vale-montanha e a circulação de escala sinótica .....	12
1.7 - Os objetivos deste estudo .....	15
<u>CAPÍTULO 2 - METODOLOGIA</u> .....	17
2.1 - Dados .....	17
2.2 - Métodos de Análise .....	18
<u>CAPÍTULO 3 - RESULTADOS: ATIVIDADE CONVECTIVA ASSOCIADA À BRISA</u> <u>MARITÍMA</u> .....	23
3.1 - Análise Climatológica .....	23
3.1.1 - Distribuição mensal e sazonal da linha convectiva .....	24
3.1.2 - As características dos sistemas de escala sinótica para os períodos de ocorrência de atividade convectiva associada à brisa marítima .....	34
3.2 - Análise diagnóstica .....	39
3.2.1 - Análise do campo de vento .....	39
3.2.2 - Análise da divergência e do movimento vertical .....	42
3.3 - Análise de alguns casos específicos de ocorrência de ativi dade convectiva associada à brisa marítima .....	63
3.3.1 - Análises para o dia 23 de março de 1979 .....	64
3.3.2 - Análises para o dia 26 de março de 1979 .....	70
3.3.3 - Análises para o dia 27 de março de 1979 .....	73
3.3.4 - Análises para o dia 19 de agosto de 1979 .....	77
3.4 - Discussão e resumo .....	82

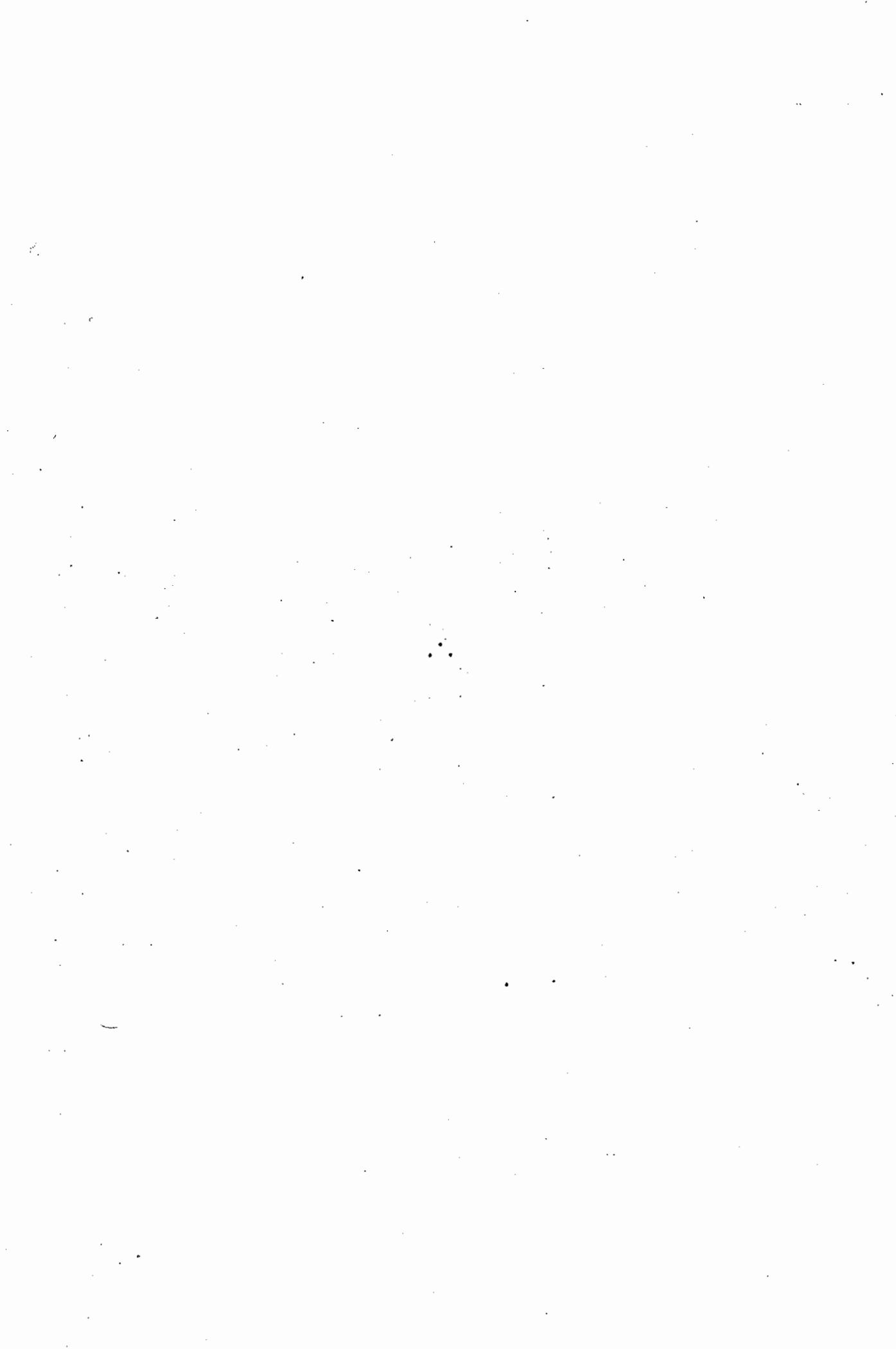
	<u>Pág.</u>
<u>CAPÍTULO 4 - RESULTADOS: ATIVIDADE CONVECTIVA ASSOCIADA À CIRCULAÇÃO DO TIPO VENTOS VALE-MONTANHA</u> .....	85
4.1 - Análise para alguns dias de ocorrência da atividade convectiva na planície.....	89
4.1.1 - Análise para o dia 22 de setembro de 1979 .....	90
4.1.2 - Análise para o dia 4 de outubro de 1979 .....	93
4.1.3 - Análise para o dia 29 de dezembro de 1979 .....	97
4.2 - Discussão .....	101
<u>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÃO</u> .....	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	107
APÊNDICE A - ANÁLISE DE $\omega$ NOS EXTREMOS DE UMA COLUNA ATMOSFÉRICA	
APÊNDICE B - ERROS	
APÊNDICE C - AJUSTAMENTO DE MASSA PARA O CÁLCULO DO MOVIMENTO VERTICAL	
APÊNDICE D - CÁLCULO DE $\bar{\omega}_N$	

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Fração horária de precipitação em Belém (1967-1972) e Soure (1952-1973) .....	6
1.2 - Localização de Belém (B) e Soure (S) .....	6
1.3 - Escoamento médio superficial e isotacas ( $m.s^{-1}$ ) .....	9
1.4 - Isotacas ( $m.s^{-1}$ ) caracterizando o jato em baixos níveis na região de Planície dos Estados Unidos .....	13
3.1 - Localização da linha de cumulonimbi (áreas hachurizadas e nebulosidade da ZCIT (áreas claras indicando nuvens) para o período de janeiro a dezembro) .....	26
3.2 - Frequência mensal (a) e sazonal (b) para o período de 1975-1980 .....	28
3.3 - Frequência mensal de desenvolvimento da linha convectiva para os anos de 1975 a 1980 .....	29
3.4 - Frequência sazonal da linha de atividade convectiva para o período de 1975 a 1980 .....	30
3.5 - Desenvolvimento da linha de cumulonimbi (áreas hachurizadas) entre 1800 TMG e 2100 TMG, e a nebulosidade da ZCIT (áreas claras indicando nuvens) .....	31
3.6 - Frequência da atividade convectiva relacionada à latitude da nebulosidade associada à ZCIT (1975-1980) .....	35
3.7 - Campo de divergência ( $10^{-6} s^{-1}$ ) para janeiro, abril, julho e outubro .....	37
3.8 - Escoamento no nível de 850 mb (1200 TMG) para (a) janeiro; (b) abril; (c) julho e (d) outubro de 1979 .....	40
3.9 - Marcha anual da posição zenital do sol e do cavado equatorial .....	41
3.10 - Isolinhas de divergência ( $10^{-6} s^{-1}$ ) em 850 mb (a) e movimento vertical, $\bar{\omega}_N$ ( $10^{-4} mb.s^{-1}$ )(b), mensais, para o período de janeiro a dezembro de 1979 .....	43
3.11 - Linhas de corrente e isóbaras (mb) ao nível do mar .....	55
3.12 - Imagens de brilho médio mensal .....	57
3.13 - Isolinhas de convergência média mensal zonal ( $10^{-6} s^{-1}$ ) entre $55^{\circ}W$ e $25^{\circ}W$ , para 1979 (850 mb e 1200 TMG) .....	59
3.14 - Isolinhas de convergência média mensal zonal ( $10^{-6} s^{-1}$ ) entre $55^{\circ}W$ a $25^{\circ}W$ , para 1980 (850 mb e 1200 TMG) .....	60
3.15 - Imagem no infravermelho indicando a área isenta de nuvens na região onde atua o ramo subsidente da circulação da brisa marítima .....	62

	<u>Pág.</u>
3.16 - Interação entre zonas de convergência .....	63
3.17 - Campo de nebulosidade para o dia 23 de março de 1979 às 1800 TMG .....	65
3.18 - Isolinhas da média do movimento vertical nos sete níveis ( $\bar{\omega}_N$ ) ( $10^{-4}$ mb/s) para o dia 23 de março de 1979 às 1200 TMG	66
3.19 - Isolinhas de desvio da divergência ( $10^{-6}$ s $^{-1}$ ) em 1000 mb pa ra o dia 23 de março de 1979 às 1200 TMG .....	68
3.20 - Esquema da nebulosidade da linha convectiva associada à bri sa (área hachuriada), o qual mostra a propagação desta li nha para o interior .....	69
3.21 - Campo de nebulosidade para 26 de março de 1979, 1800 TMG ..	71
3.22 - Isolinhas de desvio de divergência ( $10^{-6}$ s $^{-1}$ ) em 1000 mb (a) e 200 mb (b) para o dia 26 de março de 1979 às 1200 TMG ...	72
3.23 - Isolinhas de $\bar{\omega}_N$ ( $10^{-4}$ mb/s) para o dia 26 de março de 1979 às 1200 TMG .....	73
3.24 - Campo de nebulosidade para 27 de março de 1979, 1800 TMG ..	74
3.25 - Isolinhas de $\bar{\omega}_N$ ( $10^{-4}$ mb/s) para o dia 27 de março de 1979 às 1200 TMG .....	75
3.26 - Isolinhas de desvio de divergência ( $10^{-6}$ s $^{-1}$ ) em 1000 mb (a) e 200 mb (b) para o dia 27 de março de 1979 às 1200 TMG ...	76
3.27 - Campo de nebulosidade para o dia 19 de agosto de 1979 às 1800 TMG .....	77
3.28 - Isolinhas de $\bar{\omega}_N$ ( $10^{-4}$ mb/s) para o dia 19 de agosto de 1979 às 1200 TMG .....	78
3.29 - Isolinhas de desvio de divergência ( $10^{-6}$ s $^{-1}$ ) em 850 mb (a) e 250 mb (b) para o dia 19 de agosto de 1979 às 1200 TMG ..	79
3.30 - Isolinhas de desvio de divergência ( $10^{-6}$ s $^{-1}$ ) em 850 mb pa ra o dia 20 de agosto às 00 TMG (1930 HLG do dia 19 de ago sto) .....	80
3.31 - Isolinhas de desvio de divergência ( $10^{-6}$ s $^{-1}$ ) em 250 mb pa ra o dia 20 de agosto às 0000 TMG .....	81
4.1 - Imagens no infravermelho (SMS-2) nos horários 0300, 0600 e 0900 TMG, para o dia 22 de setembro de 1979 .....	86
4.2 - Configuração do relevo e o destaque da região onde ocorre o desenvolvimento da atividade convectiva .....	88
4.3 - Linhas de corrente com (a) convergência (área sombreada) em 850 mb e (b) divergência (área sombreada) em 250 mb para o dia 22 de setembro de 1979, às 0000 TMG .....	91

	<u>Pág.</u>
4.4 - Imagens no infravermelho (SMS-2) nos horários de 0300, 0600 e 0900 TMG para o dia 4 de outubro de 1979 .....	93
4.5 - Linhas de corrente e convergência (área sombreada) para o dia 4 de outubro de 1979, em 850 mb, 0000 TMG .....	95
4.6 - Linhas de corrente e divergência (área sombreada) para o dia 4 de outubro de 1979, em 250 mb, 0000 TMG .....	96
4.7 - Imagens no infravermelho (SMS-2) nos horários de 0300, 0600 e 0900 TMG para o dia 29 de dezembro de 1979 .....	97
4.8 - Linhas de corrente e convergência (área sombreada) para o dia 29 de dezembro de 1979, em 850 mb, 0000 TMG .....	99
4.9 - Linhas de corrente e divergência (área sombreada) para o dia 29 de dezembro de 1979, em 250 mb, 0000 TMG .....	100
C.1 - Esquema para o cálculo da divergência .....	C.1
C.2 - Esquema dos 7 níveis da atmosfera .....	C.3



## LISTA DE SÍMBOLOS

- a - raio da Terra (m)
- g - aceleração da gravidade ( $m \cdot s^{-2}$ )
- $p_i$  - pressão do ar no nível i (mb)
- R - constante para o ar seco ( $mb \cdot m^3 \cdot K^{-1}$ )
- T - temperatura (K)
- u - componente zonal do vento ( $m \cdot s^{-1}$ )
- v - componente meridional do vento ( $m \cdot s^{-1}$ )
- $\omega$  - velocidade vertical em coordenadas de pressão ( $mb \cdot s^{-1}$ )
- $\nabla \cdot \mathbf{V}$  - divergência horizontal do vetor velocidade ( $s^{-1}$ )
- $\psi$  - latitude ( $^\circ$ )
- $\lambda$  - longitude ( $^\circ$ )
- $\Delta z$  - espessura da camada entre dois níveis (m)



## LISTA DE SIGLAS

- DIV - Divergência
- E - Leste
- GARP - Global Atmospheric Research Program
- GATE - GARP Atlantic Tropical Experiment
- GOES - Geostationary Operational Environmental Satellite
- HL - Hora Local
- HLG - Hora Legal (considerando-se a diferença de fuso horário - 1 hora cada 15° de longitude).
- HN - Hemisfério Norte
- HS - Hemisfério Sul
- NE - Nordeste
- NESS - National Earth Satellite Service
- NMC - National Meteorological Center
- NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration
- SE - Sudeste
- SMS - Synchronous Meteorological Satellite
- TMG - Tempo no Meridiano de Greenwich
- ZCIT - Zona de Convergência Intertropical



## CAPÍTULO 1

### CARACTERÍSTICAS DAS CIRCULAÇÕES LOCAIS E OBJETIVOS PROPOSTOS

#### 1.1 - ASPECTOS GERAIS

As brisas marítima e terrestre e ventos vale-montanha têm um efeito marcante no clima da região em que se desenvolvem, seja pelo próprio escoamento do ar característico do local, ou pela precipitação que provocam. Regiões que sofrem a ação desses ventos locais estão, como as demais, sob influência da circulação de grande escala. Assim, tais regiões são submetidas não só a variações atmosféricas diárias como também a outras, cuja escala de tempo é característica da circulação geral. Portanto, espera-se uma interação da circulação de escala sinótica com circulações locais, já que o escoamento é resultado das variações apresentadas pela atmosfera (um fluido em constante modificação).

Enquanto essas circulações regionais têm um caráter semi-permanente, isto é, ocorrem quase todos os dias, apenas mudando de sentido do dia para a noite, podendo variar de intensidade, a circulação de escala sinótica apresenta características que variam durante o ano. sazonalmente é observada uma mudança na configuração do escoamento, bem como nos centros de pressão e na Zona de Convergência Intertropical (Lamb, 1977). Além dessas variações, há deslocamento de massas de ar frio para regiões mais quentes, formando zonas frontais que podem sofrer influências de fatores locais, bem como influir em outros fenômenos de grande escala (Nieuwolt, 1977; Kousky, 1979). A existência de outros distúrbios transientes, tais como cavados extratropicais e baixas frias, também podem causar modificações na atmosfera local (Riehl, 1977; Aragão, 1975; Kousky and Alonso, 1981).

Os fenômenos de grande escala, que possuem dimensão de 1000 a 3000 km, devem sobrepor-se ao escoamento de mesoescala, cuja área média é de  $4 \times 10^5 \text{ km}^2$  (Riehl, 1979), reforçando ou inibindo os efeitos provocados pelas circulações locais, através de uma interação entre os

sistemas. Flohn (1970) afirmou: "Thermally induced circulations can be certainly intensified or weakened by a superimposed large-scale flow, which may produce large-scale vertical motions"<sup>1</sup>.

## 1.2 - AS BRISAS MARÍTIMA E TERRESTRE

As regiões costeiras do norte-nordeste do Brasil sofrem influências da circulação local típica das áreas litorâneas. Essa circulação, da qual fazem parte as brisas marítima e terrestre, ocorre em resposta ao gradiente horizontal de pressão que, por sua vez, é provocado pelo contraste de temperatura diário entre continente e oceano. A brisa do mar forma-se quando há ascensão de ar sobre a superfície terrestre, aquecida durante o dia mais intensamente do que o oceano. Com a elevação das superfícies isobáricas sobre o continente, surge um gradiente horizontal de pressão, que induz um escoamento no sentido oceano-continente. À noite, a circulação inverte-se, dando origem à brisa terrestre. Esse processo pode ser encontrado em vários textos, como Chandler (1972) e Hawkins (1977).

A brisa marítima tem importante atuação nessas regiões tropicais, pois ameniza as altas temperaturas diárias, leva umidade para o interior do continente, influenciando na precipitação e no clima das áreas atingidas. Além disso, é utilizada como meio de transporte, pelos jangadeiros, juntamente com a brisa terrestre. Um dos principais efeitos da circulação local, induzida termicamente nas latitudes tropicais e subtropicais, é a organização de convecção em cumulonimbi, os quais contribuem para a energética da circulação de grande escala, com a liberação de calor latente em altos níveis (Flohn, 1970).

Embora possa transportar aerossóis naturais e antropogênicos, a circulação das brisas marítima e terrestre, em geral, age no senso

---

<sup>1</sup> *Circulações induzidas termicamente podem intensificar-se ou enfraquecer-se com a sobreposição de um escoamento de grande escala, o qual pode, eventualmente, produzir movimentos verticais (traduzido por M.M.Lemes).*

tido de renovar o ar das áreas costeiras. Esse escoamento atua, portanto, contra a estagnação da atmosfera, sendo ao mesmo tempo um mecanismo de transporte. A influência das brisas no transporte de poluentes é considerada por Lyons (1975).

Na costa norte-nordeste do Brasil, verifica-se o desenvolvimento de uma linha de cumulonimbi ao longo da brisa marítima. A atividade a ela associada é responsável por uma quantidade apreciável de precipitação, podendo se propagar como uma linha de instabilidade em direção ao interior do continente (Kousky, 1980). Dessa maneira, além das regiões costeiras, as áreas interiores também são beneficiadas pela precipitação induzida pela brisa do mar.

De acordo com Trewartha (1968), várias características das brisas são dependentes da região em que estas se desenvolvem. A altura que as brisas alcançam varia de acordo com o clima e as condições locais. Nos trópicos e subtropicais a brisa marítima pode chegar a 1 ou 2 km, enquanto a brisa terrestre atinge altura menor. Nas latitudes médias, a velocidade da brisa marítima é de 3 a 5 m/s, alcançando valores de 11 m/s, mas em algumas costas tropicais, ela pode atingir valores maiores. Segundo esse autor, nas latitudes médias e altas, a brisa do mar é geralmente perceptível no verão e outono, mas em regiões tropicais, como por exemplo Jakarta (Java) na Indonésia, existe o fenômeno da brisa durante o ano todo, que ocorre entre 70 e 80% dos dias. A região do cavado equatorial foi indicada por Nieuwolt (1977) como favorável ao desenvolvimento da brisa, em virtude da velocidade baixa dos ventos da circulação geral e das massas de ar instáveis existentes nessa área.

Do lado oeste dos continentes, onde as altas subtropicais atuam, a circulação da brisa é impedida de formar atividade convectiva, pois existe subsidência de grande escala que limita o ramo ascendente. Essa característica foi estudada por Lettau and Lettau (1978), que também mostraram a influência da água fria, devida à corrente marítima de Humboldt, no sentido de diminuir a umidade atmosférica na costa oeste da América do Sul. As regiões da costa oeste que não sofrem influência do

campo de alta pressão, como aquelas situadas no norte do Perú, apresentam um desenvolvimento de nuvens do tipo cumulonimbus pela ação da brisa marítima na presença da Cordilheira dos Andes (Riehl, 1979). Nesse caso, a topografia é um mecanismo forçante que auxilia o levantamento do ar na parte ascendente da circulação da brisa.

O grau de penetração da brisa marítima no continente depende do escoamento de grande escala e pode chegar a mais de 100 km da costa, como inferido por Kousky (1980), na região Norte-Nordeste do Brasil. A brisa terrestre é mais fraca que a marítima e atinge distâncias menores em direção ao mar (Malone, 1951).

De acordo com Trewartha (1968), na península da Flórida (Estados Unidos) o máximo de precipitação é associado à convergência de duas brisas do mar (uma de leste do Atlântico e outra de oeste do Golfo do México). A convergência da brisa marítima na Península da Flórida também foi considerada por Simpson et alii (1980) como um mecanismo forçante para o estabelecimento de nuvens do tipo cumulonimbus que, por processos de aglutinação, formam sistemas maiores. Um máximo de precipitação ocorre durante o dia entre 1330 e 1830 HL, relacionado com a circulação da brisa marítima. As correntes descendentes, ou frente da rajada, foram postuladas por esses autores como o principal mecanismo da aglutinação. Tais correntes, ao se aproximarem, podem forçar a ascensão do ar úmido e quente da atmosfera tropical que se encontra condicionalmente instável. Esse artigo refere-se também a um modelo de mesoescala da Universidade de Virgínia (E.U.A), aplicado para simular a brisa na região, o qual mostrou boa concordância com a localização e o período de ocorrência dos aglutinados de nuvens.

A intensidade da brisa é modificada por fatores locais e pelo escoamento dos ventos dominantes de grande escala. Dentre os fatores locais, que influenciam a intensidade da brisa, estão: forma da linha costeira, topografia, fricção diferencial e vegetação. Alguns desses fatores foram referidos por Nieuwolt (1977). Quando a costa é concava, há difluência da brisa marítima, que reduz a convergência existente quando esta entra no continente. Se a costa for convexa, há confluência, o que aumenta a convergência da brisa marítima e favorece o levantamento

tamento do ar sobre a terra. Uma situação oposta acontece para a brisa terrestre. A topografia provoca levantamento adicional de ar úmido associado à brisa marítima, intensificando a ascensão sobre o continente. O solo vegetado causa uma diminuição do contraste de temperatura terra-mar, com redução da intensidade da brisa. A fricção diferencial entre terra e oceano age no sentido de diminuir a velocidade do vento quando este atinge a terra, estabelecendo uma região de convergência que facilita o levantamento do ar.

Com relação aos fatores de grande escala, Kousky (1980) relacionou variações sazonais do escoamento médio com a circulação das brisas marítima e terrestre, através da precipitação a elas associada, para a região Norte-Nordeste do Brasil. Nesse estudo Kousky sugere que podem ser encontradas variações diárias na circulação local, se existirem mudanças diárias nos ventos alísios. As análises realizadas nesse trabalho indicam um máximo noturno de precipitação na região costeira, resultante de uma zona de convergência formada entre a brisa terrestre e os ventos alísios, quando estes sopram para dentro da costa, de janeiro a abril. Essa zona de convergência é eliminada no período de maio a setembro, quando o escoamento médio em baixos níveis é mais paralelo à costa. Com relação à brisa marítima, esta avança continente a dentro e este avanço é mais lento quando não há escoamento em direção à costa, o que concorda com as precipitações observadas em horários posteriores àqueles em que havia influência dos ventos alísios.

A Figura 1.1 (Kousky, 1980) representa a fração horária de precipitação em Belém e Soure, onde se destaca um máximo noturno de precipitação em Soure, associado à convergência entre a brisa terrestre e os alísios, e um máximo à tarde em Belém, associado à brisa marítima. A localização de Belém e Soure é dada na Figura 1.2.

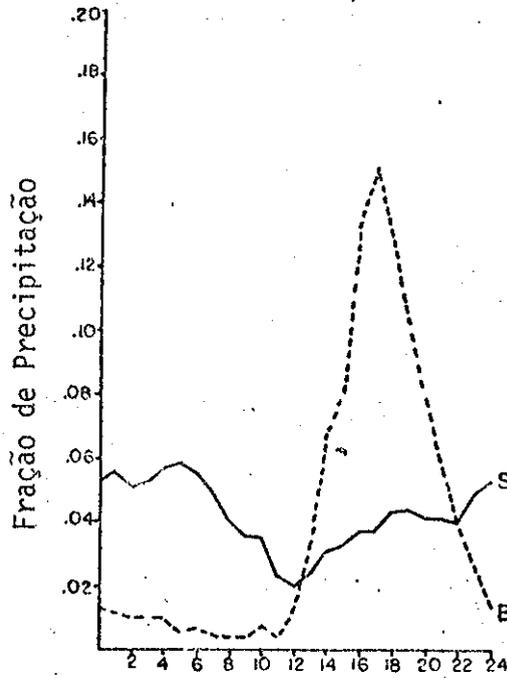


Fig. 1.1 - Fração horária de precipitação em Belém (1967-1972) e Soure (1952-1973).

FONTE: Kousky (1980), p.491.

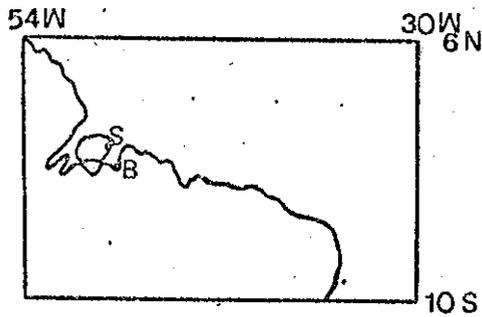


Fig. 1.2 - Localização de Belém (B) e Soure (S).

A brisa marítima apresenta algumas características de uma frente fria, notadas por Prasad et alii (1977): é acompanhada por uma queda de temperatura, aumento da umidade, desvio do vento e variação em sua velocidade. Esses autores mencionam a ação dos ventos dominantes, com relação às estações de verão e inverno, na circulação da brisa do mar na região de Goa (Índia). Enfatizam que o fortalecimento do anticiclone sazonal sobre o noroeste da Índia, na estação de inverno, força o escoamento para fora da costa. Durante o período quente, quando os ventos sinóticos são pouco variáveis ou sopram para dentro da costa, a brisa do mar estabelece-se mais cedo, e durante o tempo frio, quando os ventos dominantes dirigem-se para fora da costa, ela ocorre mais tarde.

A influência dos ventos alísios na brisa marítima também foi estabelecida por Riehl (1979), para Porto Rico, na América Central. Nessa ilha, foi observado que há um aumento gradativo da velocidade do vento durante o dia nas regiões onde a brisa marítima e os ventos alísios sopram no mesmo sentido, como em San Juan. Entretanto, em Mayaguez há retardamento na penetração da brisa marítima continente a dentro, devido à sua contraposição com os alísios. Se os ventos da circulação geral forem fortes e estiverem em sentido contrário à brisa, esta provavelmente não se desenvolverá.

A contribuição dos ventos dominantes para fortes movimentos verticais associados à brisa marítima também foi verificada com auxílio de um modelo numérico por Estoque (1962). Através de um modelo não linear, Franchito (1980) estudou as características da circulação da brisa marítima-terrestre na região Norte-Nordeste do Brasil. Evidenciou a importância do contraste térmico continente-oceano, a influência da topografia e a do escoamento médio. A brisa terrestre mais forte aconteceu em junho, quando o continente, durante a noite, está muito mais frio que o oceano; a brisa marítima mais intensa ocorreu nos meses de fevereiro, outubro e dezembro, quando, durante o dia, o contraste térmico continente-oceano é maior. Mediante a inclusão de topografia, a circulação resultante apresentou-se mais intensa do que no caso sem topografia. A presença de um escoamento médio de -5 m/s causou uma pequena diminuição

na intensidade da brisa, tanto marítima quanto terrestre, pela advecção de ar marítimo sobre o continente, que contribui para a diminuição do contraste térmico continente-oceano.

Na costa norte-nordeste da América do Sul ( $60^{\circ}\text{W}$  a  $35^{\circ}\text{W}$ ), região de interesse no presente estudo, o escoamento médio é estabelecido pelos alísios, que sofrem mudanças sazonais, interagindo com a circulação das brisas marítima e terrestre de acordo com essas mudanças (Kousky, 1980). Pode-se notar nas cartas de Hastenrath e Lamb (1977) que, de dezembro a maio, o escoamento superficial médio junto à costa norte-nordeste da América do Sul é de nordeste entre  $60^{\circ}\text{W}$  e  $50^{\circ}\text{W}$ , de leste e de nordeste entre  $50^{\circ}\text{W}$  e  $40^{\circ}\text{W}$  e de sudeste entre  $40^{\circ}\text{W}$  e  $35^{\circ}\text{W}$ . Em junho o escoamento começa a mudar, e de julho a novembro, o escoamento é de leste entre  $60^{\circ}\text{W}$  e  $50^{\circ}\text{W}$  e de leste e de sudeste entre  $50^{\circ}\text{W}$  e  $35^{\circ}\text{W}$ . A configuração desses escoamentos é apresentada na Figura 1.3 para um mês pertencente a cada estação do ano. Com relação à intensidade dos alísios, os de sudeste são mais fortes de julho a setembro e mais fracos de janeiro a março; enquanto os de nordeste são lentos de outubro a dezembro e mais fortes de janeiro a junho (Lamb, 1977).

Além do escoamento médio interagir com a circulação local, provocando máximos de precipitação em certas áreas costeiras e no interior do continente, o desenvolvimento de cumulonimbi ao longo da brisa do mar está associado com a forte convecção no ramo ascendente da circulação formada (Kousky, 1980). A convecção, de um modo geral, pode resultar do aquecimento de uma superfície e ser controlada pelos sistemas de escala sinótica. Segundo Betts (1974) esse controle é feito através da configuração estática do ambiente de grande escala como, por exemplo, estratificação e cisalhamento vertical do vento, e através dos mecanismos dinâmicos de grande escala que forçam a convecção.

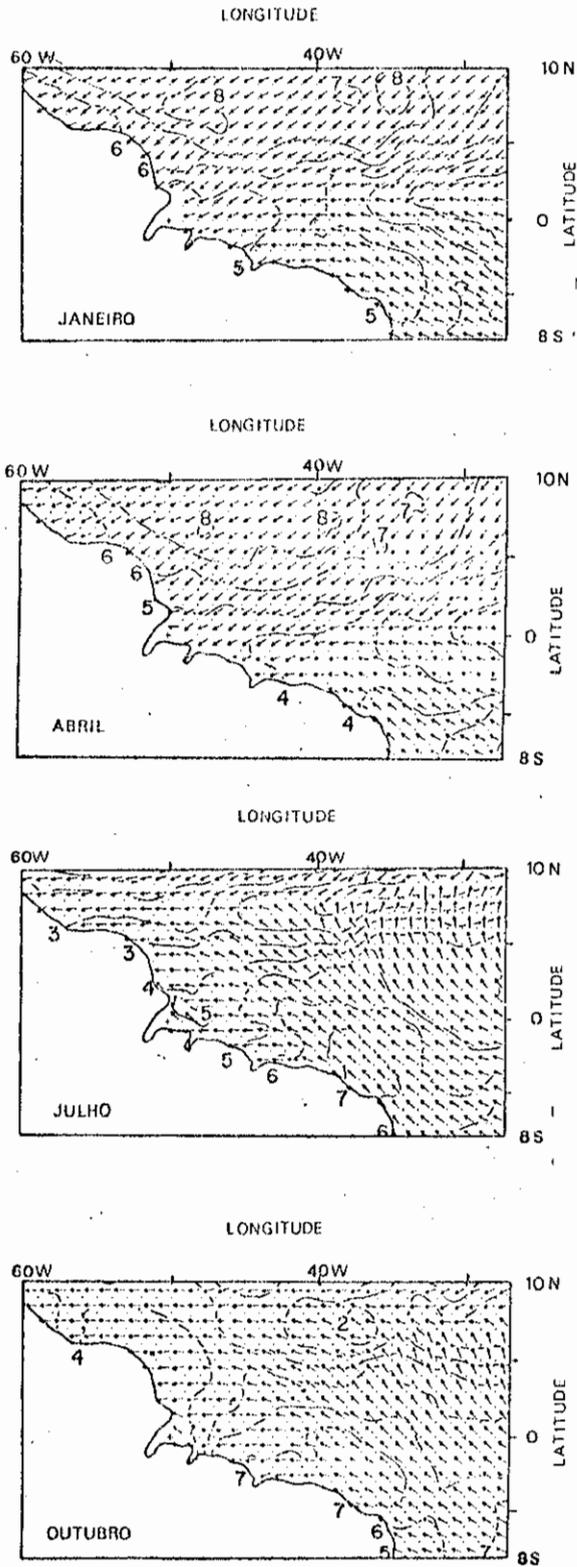


Fig. 1.3 - Escoamento médio superficial e isotacas (m.s<sup>-1</sup>).  
FONTE: Hastenrath and Lamb (1977), cartas 14 a 25.

### 1.3 - FATORES IMPORTANTES NA FORMAÇÃO DE LINHAS DE INSTABILIDADE

Linhas de instabilidade podem se organizar ao longo da brisa do mar, como já foi mencionado. O cisalhamento vertical do vento é considerado um dos principais fatores para o desenvolvimento e manutenção de uma linha de instabilidade, contribuindo para a existência de correntes ascendentes e descendentes dos cumulonimbi (Newton and Newton, 1959; Zipser, 1970; Mansfield, 1977). Um campo hidrodinâmico de pressão é induzido quando o cisalhamento vertical está presente, como destacado por Newton and Newton (1959). Nessa análise, tais autores informam que estimativas quantitativas, baseadas em experimentos, mostram acelerações verticais devidas a esse campo de pressão, com valores da mesma ordem que aqueles associados a forças de flutuabilidade comuns.

Em uma série de simulações realizadas com um modelo numérico, Schlesinger (1973) demonstrou que a intensidade e a duração da circulação nos cumulonimbi eram determinadas através do suprimento de unidade pela camada limite e da intensidade do cisalhamento vertical do vento. A presença de ventos máximos em baixos níveis, como uma condição necessária para o desenvolvimento de uma linha de instabilidade, foi sugerida por Mansfield (1977). Este, verificou uma associação entre esses dois eventos, durante o experimento GATE, e observou também a existência de cisalhamento vertical do vento.

Algumas linhas de instabilidade, formadas na região da Venezuela, foram investigadas por Betts et alii (1976) quanto à modificação que provocam na atmosfera local. Nessa análise, apesar de ser feita referência à importância dos sistemas de grande escala no processo convectivo, não houve verificação de suas influências. A conclusão a que Betts et alii chegaram é que uma linha de instabilidade tropical representa um processo convectivo, de uma espécie altamente organizada, dominado por restrições dinâmicas. Entretanto, as análises realizadas, até o momento, para as linhas de instabilidade não as associam à circulação da brisa.

#### 1.4 - RELAÇÃO ENTRE IMPULSOS NOS ALÍSIOS E CONVERGÊNCIA EM BAIXOS NÍVEIS

Um fator que favorece a convecção é a convergência em baixos níveis. Poderá haver intensificação de convergência na região equatorial, quando os alísios sofrerem impulsos, ou seja, variações na velocidade do vento. Esse fato foi verificado por Reiter (1978), no Pacífico.

No Atlântico, durante o GATE, foi verificado que os alísios de NE e de SE apresentam oscilações em fase. A partir dessas análises, a influência de eventos de latitudes médias e de distúrbios de leste em baixas latitudes, nos impulsos sofridos pelos alísios, foi considerada por Krishnamurti et alii (1975).

Na região da Indochina, perto do Equador, foi verificado que pode haver intensificação de convecção cumulus, em virtude do aumento de convergência em baixos níveis associada a impulsos de ar frio de nordeste (Chang et alii, 1979). A correspondente advecção de ar frio na região também aumentaria o movimento descendente na célula de Hadley, que se fortaleceria, e intensificaria o escoamento ascendente (Chang and Lau, 1980). A intensificação da célula de Hadley devida a impulsos na componente meridional dos alísios, no Pacífico, foi verificada por Reiter (1978), quando observou a concordância entre a existência desses impulsos e a precipitação na região.

#### 1.5 - VENTOS ENTRE VALE E MONTANHA

A circulação existente em uma região de vale e montanha deve-se à diferença de temperatura entre pontos à mesma altura, mas a diferentes distâncias da superfície da terra (Nieuwolt, 1977). Essa circulação pode causar formação de nebulosidade e chuvas no topo da montanha no fim do dia, devido a elevação, nas encostas, do ar aquecido. Durante o período noturno, quando a superfície se resfria, há movimentos descendentes do ar nas encostas e ascensão no centro do vale, o que possibilita a ocorrência de precipitação no final da noite, nesse centro.

A associação da precipitação com os ventos vale-montanha tem sido apresentada em vários estudos, entre os quais estão as análises da variabilidade de precipitação entre diversos locais situados em regiões altas e baixas, realizadas por Ramos (1975) e Kousky (1980). Comparando a precipitação em Petrolina, situada no Vale do Rio São Francisco a uma altitude de 370 m, com regiões localizadas a oeste dessa cidade, cujas altitudes variam de 500 a 1000 m, Ramos (1975) verificou um máximo de precipitação durante o período de 0000 às 0600 HL em Petrolina e um máximo à tarde (1200 às 1800 HL), nas regiões altas. Pela análise da fração horária de precipitação nas regiões Nordeste e Leste do Brasil, Kousky (1980) mostrou a existência de um máximo de precipitação no Vale do Rio São Francisco durante o período de 2100 às 0900 HL e um máximo em terrenos altos, de 0900 às 1500 HL.

#### 1.6 - ACOPLAMENTO ENTRE A CIRCULAÇÃO VALE-MONTANHA E A CIRCULAÇÃO DE ESCALA SINÓTICA

Na região a oeste do continente norte-americano, entre as planícies e as Montanhas Rochosas, é muito grande a ocorrência de tempestades noturnas. Estas são associadas à presença de um jato em baixos níveis, cuja formação, por sua vez, é relacionada com a circulação do tipo ventos vale-montanha (Wexler, 1961; Pitchford and London, 1962; Bonner, 1966; Bonner et alii, 1968; Djurić and Damiani, 1980).

Um mecanismo sugerido por Holton (1967) para o desenvolvimento de tempestades sobre a bacia do Mississippi foi a convergência noturna em baixos níveis, causada pelo escoamento do ar resfriado das encostas ao longo das Montanhas Rochosas, a oeste, e dos Montes Apalaches, a leste.

O jato em baixos níveis influi no desenvolvimento de tempestades através da produção de convergência e movimento ascendente, quando não há confluência ou difluência no escoamento, na região a jusante da área de isotaca máxima (Pitchford and London, 1962; Bonner, 1968). A Figura 1.4 ilustra essa configuração. Considerando-se a não

existência de confluência ou difluência, nota-se que de A a B há diminuição na velocidade do vento, que gera convergência, e de C a A, a velocidade do vento aumenta, gerando divergência. A região mais provável para o desenvolvimento de tempestades é, portanto, de A a B, o que é comprovado por observações (Bonner, 1968). Além disso, o jato em baixos níveis é o mecanismo mais importante para fornecer vapor d'água e calor latente às tempestades de latitudes médias da América do Norte, já que o escoamento é de sul (Djurić and Damiani, 1980).

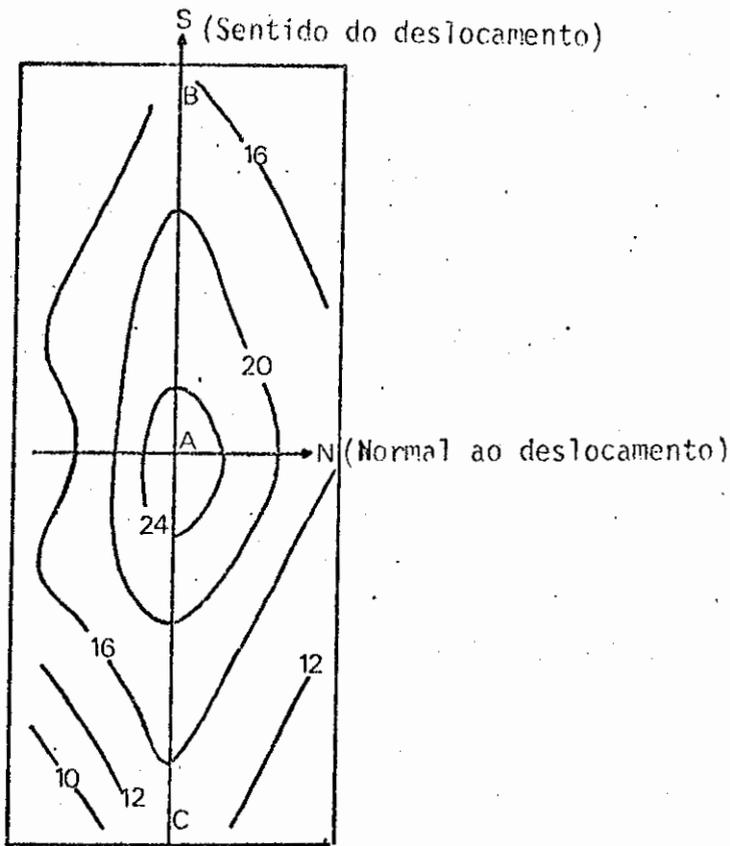


Fig. 1.4 - Isotacas (m.s<sup>-1</sup>) caracterizando o jato em baixos níveis na região de planície dos Estados Unidos.

FONTE: Bonner (1968), p. 844

As seguintes hipóteses foram estabelecidas para o desenvolvimento do jato em baixos níveis: o bloqueio do escoamento de grande escala pelas Montanhas Rochosas; os efeitos inerciais sobre a circulação formada pelas variações do campo de temperatura que ocorrem do dia para a noite e são controlados pela tensão friccional (Bonner and Paegle, 1970; Bonner, 1968).

Os ventos alísios, escoando para oeste, ao encontrar as Montanhas Rochosas curvam-se para norte e, para obedecer à conservação de vorticidade absoluta, giram anticiclonicamente com velocidade supergeostrófica (Wexler, 1961). Por outro lado, o gradiente de temperatura que se estabelece entre as encostas e o centro do vale provoca a formação da circulação secundária já discutida. Submetida a efeitos inerciais, essa circulação contribui para a formação do jato em baixos níveis, como será explicitado posteriormente. A força de fricção influi na configuração horizontal e vertical do jato. Há um forte cisalhamento horizontal devido à presença das Montanhas Rochosas e um cisalhamento vertical devido ao atrito na camada superficial da atmosfera (Hoecker, 1963). A força de fricção na camada superficial é grande durante o dia devido ao aquecimento da superfície, diminuindo à noite com o resfriamento, e assim, o vento torna-se supergeostrófico no período de 1800 às 0900 HL, com um máximo às 0300 HL (Wexler, 1961). Diminuindo a fricção, os efeitos inerciais podem ser melhor sentidos, havendo assim, um acoplamento positivo da circulação de mesoescala noturna com o escoamento dominante para a formação do jato.

O aparecimento do jato em baixos níveis também foi condicionado à existência de uma célula de alta pressão a leste das planícies nos Estados Unidos, que favoreceria um escoamento com grande volume de ar na região, ao ser defletido pelas montanhas (Hoecker, 1963).

Um outro fator que provoca o desenvolvimento de tempestades convectivas é a interação entre jatos de altos e baixos níveis. O jato da troposfera superior traz ar frio e seco para a região, enquanto

o jato em baixos níveis é constituído de ar quente e úmido. Assim, é criada uma desestabilização convectiva na atmosfera. O ajustamento de massa e quantidade de movimento que acompanha essa desestabilização cria condições para o desenvolvimento de tempestades convectivas fortes (Uccellini and Johnson, 1979).

A existência de um jato em baixos níveis também foi comprovada na região oeste do Oceano Índico, próximo à costa leste da África (Hart et alii, 1978), e na Austrália (Marth, 1981). Todos esses estudos indicam a presença de montanhas como um fator necessário para a canalização dos ventos em uma direção, que associada à oscilação inercial apresentada pela circulação secundária, contribui para a formação do jato em baixos níveis.

#### 1.7 - OS OBJETIVOS DESTE ESTUDO

O objetivo principal deste estudo é investigar as influências da circulação de escala sinótica nas circulações locais e as interações entre as duas circulações. As análises dessas interações são realizadas para a região costeira norte-nordeste do Brasil, que muitas vezes apresenta formação de uma linha de cumulonimbi associada à brisa marítima (Kousky, 1980), e para a região de planície do Paraguai, onde uma inspeção em imagens revela a existência de desenvolvimento convectivo durante a noite, que pode estar associada à circulação do tipo ventos vale-montanha. O estudo dos fatores que promovem convecção mais forte no ramo ascendente dessas circulações locais é importante, não só pela precipitação que os sistemas convectivos formados propiciam, como também pelo conhecimento da interação entre as circulações de escala sinótica e as circulações locais.

Com relação à circulação da brisa marítima, os objetivos são:

- a) Verificar os períodos de ocorrência da linha convectiva na costa norte-nordeste da América do Sul e estabelecer sua intensidade, frequência e localização.
- b) Analisar a distribuição sazonal.
- c) Verificar as situações sinóticas presentes durante os períodos selecionados e os processos dinâmicos existente na região de ocorrência.

Através das análises, procura-se obter a configuração ou configurações sinóticas e os processos dinâmicos que se relacionam com a presença da linha convectiva e, a partir disto, verificar quais mecanismos estão envolvidos na interação com a circulação da brisa marítima, causando o desenvolvimento dos cumulonimbi.

Para o caso da circulação do tipo ventos vale-montanha, os objetivos são:

- a) Verificar se a atividade noturna observada na região do Paraguai pode ser relacionada com uma circulação do tipo ventos vale-montanha.
- b) Documentar o acoplamento entre essa circulação local e as situações sinóticas, e identificar as condições que acompanham o crescimento de cumulonimbi na região.

## CAPÍTULO 2

### METODOLOGIA

#### 2.1 - DADOS

Para o estudo proposto são utilizados dados de vento e imagens transmitidas por satélite geostacionário. O período de 1975 a 1978 é analisado através das imagens gravadas em microfilme pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), e os anos de 1979 e 1980, pelas imagens recebidas e processadas no Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE).

Os dados de vento compreendem as componentes u e v extraídas de análises realizadas a partir do vento observado, para os anos de 1979 e 1980<sup>2</sup>. Estas componentes são obtidas para os pontos de grade representados pelas latitudes (em graus positivos e negativos) de 48,1; 44,6; 41,0; 37,1; 33,0; 28,7; 24,2; 19,6; 14,8; 9,9; 5,0; 0; e longitudes em intervalos de 5° (0° a 180° e - 180° a 0°), para sete níveis da atmosfera (1000, 850, 700, 500, 300, 250 e 200 mb). Esses dados, fornecidos pelo "National Center for Atmospheric Research" (NCAR) são oriundos do "National Meteorological Center" (NMC) que os usa como dados de inicialização para previsão numérica do tempo.

Utilizam-se, também, dados de temperatura obtidos de duas fontes: radiossondagem e imagens no infravermelho realçadas. Os dados de temperatura a 850 mb, extraídos de radiossondagem, são registrados para a cidade de Resistência (Argentina), que fica na planície ao sul do Paraguai, a 53 m de altitude. As imagens no infravermelho realçadas são usadas para a determinação da temperatura nas encostas da Cordilheira dos Andes, onde não há radiossondagem. Essas imagens apresentam intervalos

---

<sup>2</sup> Esses anos são escolhidos por serem os mais recentes e pela maior facilidade de relacionar os dados de vento com as imagens disponíveis em forma de fotografia, do que com aquelas gravadas em microfilmes.

de temperatura representados por níveis de cinza e são gravadas na unidade Analisadora de Imagens (UAI) do Departamento de Meteorologia do INPE. A gravação de imagens nesse sistema é feita simultaneamente à recepção dos sinais emitidos por satélite.

## 2.2 - MÉTODOS DE ANÁLISE

Para o estudo da interação entre a brisa marítima e a circulação de escala sinótica, realizam-se uma análise climatológica através das imagens e uma análise diagnóstica com os dados de vento.

Analisando-se as imagens, registram-se as características da linha de cumulonimbi na costa norte-nordeste da América do Sul, e as da atividade convectiva de grande escala, que fornece informações sobre os sistemas sinóticos atuantes nos dias de desenvolvimento. Essas observações são: intensidade, localização e frequência da linha, posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), localização de atividade convectiva no continente, existência e posição de frentes frias nos Hemisférios Sul e Norte.

A intensidade da linha de cumulonimbi refere-se à dimensão das células convectivas que a constituem. Classifica-se, assim, essa linha convectiva em forte, média e fraca. Verifica-se a localização pela longitude e latitude dos extremos da linha convectiva em relação à sua extensão na costa. O número de ocorrências da atividade convectiva associada à brisa marítima, num determinado período, estabelece a frequência da linha:

Com a finalidade de conhecer a dinâmica da atmosfera e os mecanismos físicos envolvidos, faz-se um estudo diagnóstico que compreende a análise do escoamento, do campo de divergência e do movimento vertical. Essas análises estendem-se de  $28,7^{\circ}\text{N}$  a  $28,7^{\circ}\text{S}$  e de  $75^{\circ}\text{W}$  a  $25^{\circ}\text{W}$ , área na qual a região estudada está incluída. Em virtude de variações sazonais no desenvolvimento da linha convectiva, as médias mensais de divergência ajustada em 850 mb, do movimento vertical resultante dos se

te níveis e do escoamento em 850 mb são feitas para o horário de 1200 TMG.

Com o objetivo de melhor caracterizar a variação ocorrida no campo de divergência, calcula-se um desvio deste campo para os dias de ocorrência da atividade convectiva na costa norte-nordeste em relação à média mensal, como se segue:  $DIV_{(dia)} - DIV_{(mensal)}$ . Dessa maneira, retira-se o efeito climatológico desse campo e pode-se observar os desvios dos casos específicos de ocorrência. Verifica-se, assim, outras características diárias de grande escala que podem estar influenciando a convecção no ramo ascendente da brisa.

A influência do cisalhamento vertical do vento na propagação da linha convectiva para o interior é verificada pelo cálculo de  $\Delta u/\Delta z$  e  $\Delta v/\Delta z$ , onde  $\Delta u$  e  $\Delta v$  são variações nas componentes zonal (u) e meridional (v) do vento entre dois níveis, e  $\Delta z$  (espessura da camada entre os níveis) é calculada pela equação hipsométrica:

$$\Delta z = \frac{RT}{g} \ln \frac{p_1}{p_2} \quad (2.1)$$

Os parâmetros envolvidos são:

R: constante para o ar seco,

g: aceleração da gravidade.

$p_1$  e  $p_2$ : pressão em cada nível, sendo  $p_1 > p_2$ ,

T: média da temperatura dos dois níveis considerados.

Calcula-se o movimento vertical,  $\omega$ , pelo método cinemático através da equação da continuidade. Esse método, quando usado com ajustamento de massa para o campo de divergência, apresenta resultados comparáveis àqueles obtidos com a equação  $\omega$  (Smith, 1971). Uma técnica para ajustamento de massa é apresentada por O'Brien (1970), que corrige os valores de divergência, considerando que os erros nesses cálculos são devidos à existência de erros no cálculo do vento. Assim, considerando

que os erros no vento são maiores em níveis mais altos, O'Brien propõe um ajustamento variável em altura. Analisando os erros na estimativa do movimento vertical e usando o método cinemático com ajustamento, Pedder (1981) sugere que, para uma variação realística do erro da divergência com a altura, o esquema de correção de O'Brien oferece pouca vantagem prática sobre o esquema de Lateef (1967). Este, aplica uma correção igual para a divergência, em todos os níveis. Para melhorar a precisão na análise cinemática, Pedder (1981) propõe que outras fontes de erro relacionadas com a estrutura vertical do vento sejam estudadas. Considerando-se essas análises, aplica-se, para a divergência, uma correção igual em todos os níveis.

Faz-se o ajustamento de massa para garantir a sua conservação em uma coluna atmosférica, supondo-se que as velocidades verticais na superfície e no topo da coluna são iguais a zero (Ver Apêndice A). Dessa forma, a conservação de massa requer que a divergência média de cada camada multiplicada pela diferença de pressão desta, integrada entre a superfície e o topo, tenha um resultado nulo. Como isso não ocorre com os dados reais, pois os valores de radiossondagem do vento não são precisos, o que causa erros na distribuição vertical de divergência e convergência, é necessário o ajustamento. Uma análise dos erros é apresentada no Apêndice B.

Detalha-se no Apêndice C o ajustamento de massa, obtendo-se a seguinte equação para o cálculo do movimento vertical:

$$\omega_i = \omega_{i-1} - (\nabla \cdot \mathbf{V})_i^* (p_i - p_{i-1}), \quad (2.2)$$

onde o índice  $i$  refere-se a uma superfície de pressão constante.

Além do cálculo de  $\omega$  em cada nível, calcula-se a média de  $\omega$  nos sete níveis (1000 a 200 mb) para cada ponto de grade. Essa média é representada por  $\bar{\omega}_N$ , e seu cálculo é apresentado no Apêndice D.

O estudo da interação entre a circulação do tipo ventos vale-montanha e a circulação de escala sinótica é realizado através da análise das linhas de corrente para os dias do ano de 1979, em que se

observa o desenvolvimento da atividade convectiva noturna na região de planície a leste da cordilheira dos Andes. Essa observação é feita utilizando-se imagens transmitidas por satélite.

Faz-se uma verificação da diferença entre a temperatura de uma área montanhosa e a temperatura do ar no mesmo nível acima da região de planície. Na região de planície, registra-se a temperatura a 850 mb, para Resistência (Argentina), obtida de radiossondagem das 1200 TMG (730 HL) para alguns dias de novembro de 1981, e calcula-se uma média dessa temperatura.

A distribuição de níveis de cinza nas imagens realçadas é analisada para determinar o intervalo de temperatura em que se encontra uma área na montanha, aproximadamente a 1500 m de altitude e na mesma latitude de Resistência, em horários próximos aos de radiossondagem. Calcula-se também um valor médio de temperatura para os registros feitos em alguns dias de novembro de 1981. O método para obtenção da distribuição de níveis de cinza dentro do intervalo de temperatura estabelecido é dado no Boletim Informativo UAI, preparado por Camilli (1981).



## CAPÍTULO 3

### RESULTADOS: ATIVIDADE CONVECTIVA ASSOCIADA

#### À BRISA MARÍTIMA

##### 3.1 - ANÁLISE CLIMATOLÓGICA

Observando-se as imagens obtidas por satélites, verificam-se as características dos sistemas de grande escala, assim como as da atividade convectiva ao longo da brisa marítima, quando esta atividade ocorre. O período analisado é de 1975 a 1980.

Observa-se que o desenvolvimento da convecção ao longo da costa sofre variação sazonal, tanto na localização como na frequência de aparecimento. Variações na intensidade também existem no decorrer do ano. A Tabela 3.1 fornece algumas características para o período de 1975 a 1980. O número total de ocorrências representa o total acumulado para o período de 1975 a 1980, dos dias em que a atividade convectiva se desenvolveu na costa, num determinado mês. Dividindo-se o número total mensal pelo número de anos analisados, tem-se a média de ocorrências por mês nesse período. Com relação à intensidade (dimensão das células convectivas), a linha convectiva é classificada em forte, média e fraca. A frequência do desenvolvimento convectivo com relação à intensidade indica, portanto, o total acumulado de dias de cada mês (1975 a 1980), nos quais a linha convectiva é forte, média ou fraca. Obtém-se a média dos extremos da linha convectiva pelo cálculo da média mensal da longitude e latitude dos limites (inferior e superior) dessa linha, para o período analisado.

Com a finalidade de estabelecer a relação entre a linha convectiva e a posição da ZCIT registra-se o número de dias de ocorrência da linha, em que a nebulosidade da ZCIT se localizava nas latitudes indicadas na Tabela 3.1, mensalmente para o período de 1975 a 1980. A frequência de atividade convectiva no oceano, próxima à costa, indica o total acumulado de dias por mês (1975 a 1980) em que havia nebulosidade

do tipo convectivo próxima à costa e que não foi caracterizada como pertencente à ZCIT. Esses dias podem incluir também aqueles em que ocorreu nebulosidade associada à ZCIT. A localização da nebulosidade associada à ZCIT, apresentada pelas cartas de Hastenrath e Lamb (1977), também é registrada na Tabela 3.1 para comparação, de acordo com o valor médio das latitudes dessa nebulosidade.

As observações são feitas diariamente, utilizando-se imagens de cobertura de nuvens para o período de 1975 a 1980. A partir disso, identificam-se os dias de ocorrência da atividade convectiva na costa.

### 3.1.1 - DISTRIBUIÇÃO MENSAL E SAZONAL DA LINHA CONVECTIVA

Nota-se que a linha de cumulonimbi na costa ( $10^{\circ}\text{N}$  a  $5^{\circ}\text{S}$ ) nos períodos de verão e outono (HS), desenvolve-se quase sempre a leste de  $55^{\circ}\text{W}$  e ao sul de  $6^{\circ}\text{N}$ , estendendo-se até  $40^{\circ}\text{W}$  e  $3^{\circ}\text{S}$ , enquanto nos períodos de inverno e primavera (HS), a maior parte do desenvolvimento ocorre a oeste de  $50^{\circ}\text{W}$  e ao norte de  $0^{\circ}$ , até  $60^{\circ}\text{W}$  e  $8^{\circ}\text{N}$ , como evidenciado pela média dos extremos (superior e inferior) da linha convectiva na Tabela 3.1. Esquemas referentes a essa característica, para os meses de janeiro e fevereiro de 1980 e março a dezembro de 1979, são mostrados na Figura 3.1.

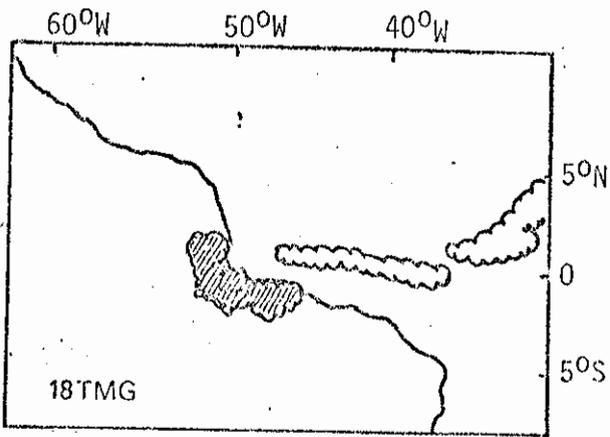
A frequência de aparecimento da atividade convectiva é maior no inverno (HS); como se vê na Tabela 3.1 e no diagrama da Figura 3.2, para o período de 1975 a 1980. As distribuições sazonal e mensal para cada ano desse período são apresentadas nas Figuras 3.3 e 3.4. Ressalta-se, contudo, que nessa época de inverno no Hemisfério Sul a maior parte do desenvolvimento ocorre a oeste de  $50^{\circ}\text{W}$  e ao norte de  $0^{\circ}$ , portanto, no Hemisfério Norte onde é verão.

TABELA 3.1

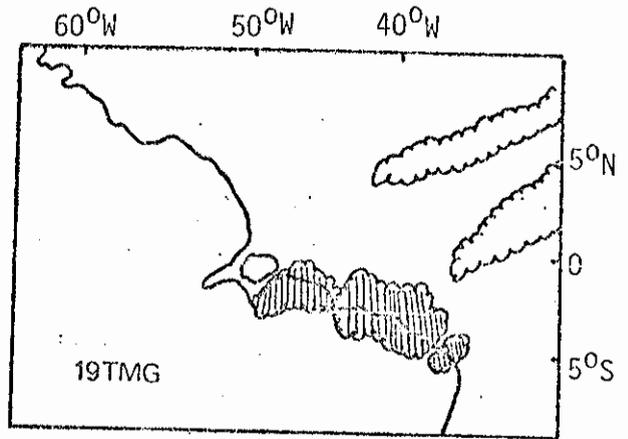
CARACTERÍSTICAS RELACIONADAS À LINHA DE ATIVIDADE CONECTIVA PARA  
O PERÍODO 1975 a 1980

MESES	TOTAL DE OCORRÊNCIAS (DIAS)	MÉDIA DE OCORRÊNCIAS/MÊS	TOTAL DE OCORRÊNCIAS COM RELAÇÃO À INTENSIDADE		MÉDIA DOS EXTREMOS DA LINHA CONECTIVA		FREQUÊNCIA COM RELAÇÃO À NEBULOSIDADE NA REGIÃO DA ZCIT							FREQUÊNCIA DE ATIVIDADE CONECTIVA NO OCEANO PRÓXIMO À COSTA (1)	VALOR MÉDIO DA LATITUDE DE NEBULOSIDADE DA ZCIT POR H.L. (2)		
			FORTE	FRACA	LIMITE SUPERIOR	LIMITE INFERIOR	2°S	0°	2°N	6°N	8°N	10°N	12°N			AUSENTE	
JANEIRO	34	5.7	16	6	51°W-3°N	42°W-3°S	1	13	4	2	-	1	-	-	6	4	4°N
FEVEREIRO	23	3.8	10	1	50°W-0°	40°W-3°S	1	6	5	4	-	-	-	-	7	4	4°N
MARÇO	50	8.3	25	9	52°W-5°N	41°W-3°S	5	21	16	5	-	-	-	-	3	8	2°N
ABRIL	56	9.3	30	9	53°W-5°N	42°W-3°S	9	20	14	6	-	-	-	-	7	10	-
MAIO	63	10.5	29	12	57°W-6°N	45°W-2°S	3	9	12	22	9	-	-	-	8	15	4°N
JUNHO	65	10.8	11	20	59°W-8°N	48°W-1°S	-	-	4	21	21	8	-	-	11	12	6°N
JULHO	71	11.8	19	25	60°W-8°N	49°W-0°	-	-	-	13	33	10	2	-	13	8	8°N
AGOSTO	97	16.2	25	33	60°W-8°N	50°W-0°	-	-	-	11	44	29	1	-	12	6	8°N
SETEMBRO	74	12.3	14	24	60°W-8°N	52°W-5°N	-	-	-	13	21	20	6	-	14	7	8°N
OUTUBRO	43	7.2	6	20	58°W-7°N	51°W-3°N	-	-	-	-	16	19	4	-	4	6	6°N
NOVEMBRO	26	4.3	6	9	59°W-8°N	51°W-3°N	-	-	-	12	7	5	-	-	2	4	8°N
DEZEMBRO	37	6.2	10	12	56°W-6°N	47°W-1°S	-	-	1	2	16	6	4	-	8	1	6°N

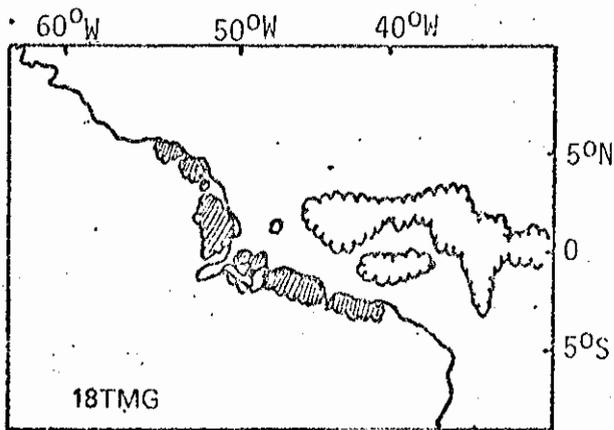
- As frequências referem-se ao número de dias de ocorrência da linha associada à brisa, relacionado com cada característica. (1) Inclui os dias já contados. (2) Cartas de Hastenrath and Lamb (1977).



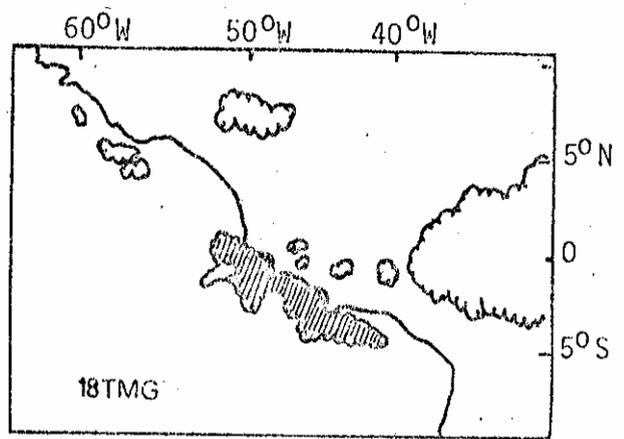
5 de janeiro



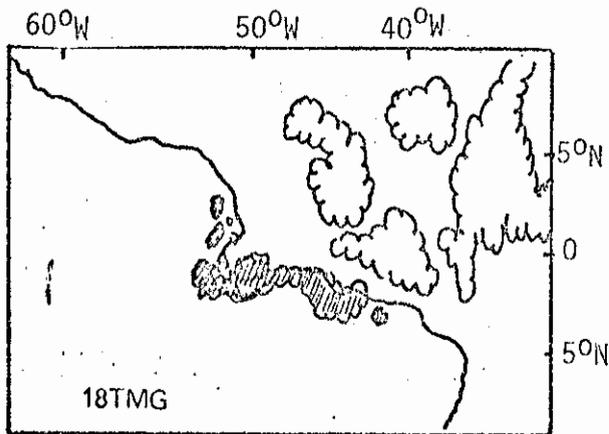
19 de fevereiro



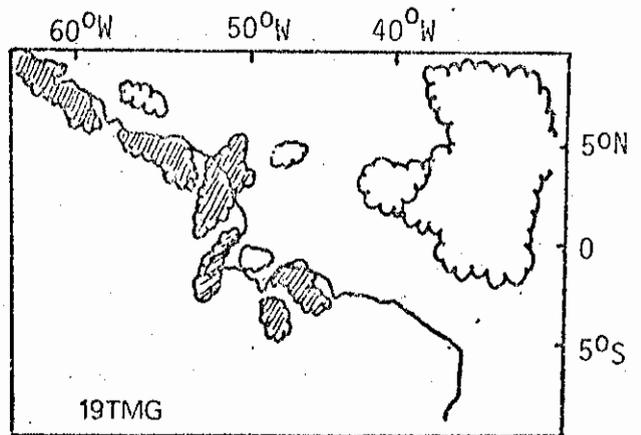
23 de março



18 de abril



23 de maio



2 de junho

Fig. 3.1 - Localização da linha de cumulonimbi (áreas hachurizadas e nebulosidade da ZCIT (áreas claras indicando nuvens) para o período de janeiro a dezembro.

(continua)

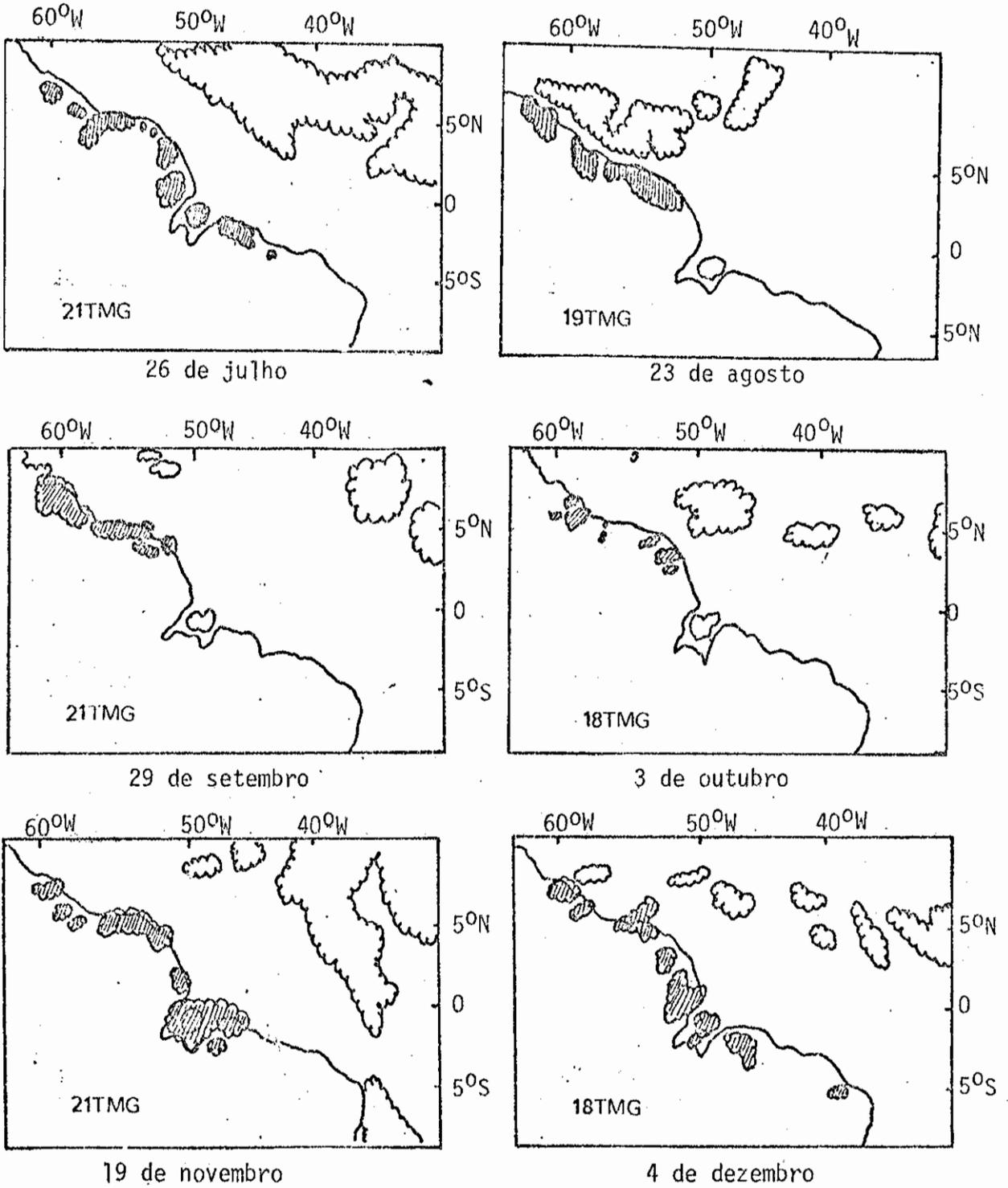


Fig. 3.1 - Conclusão

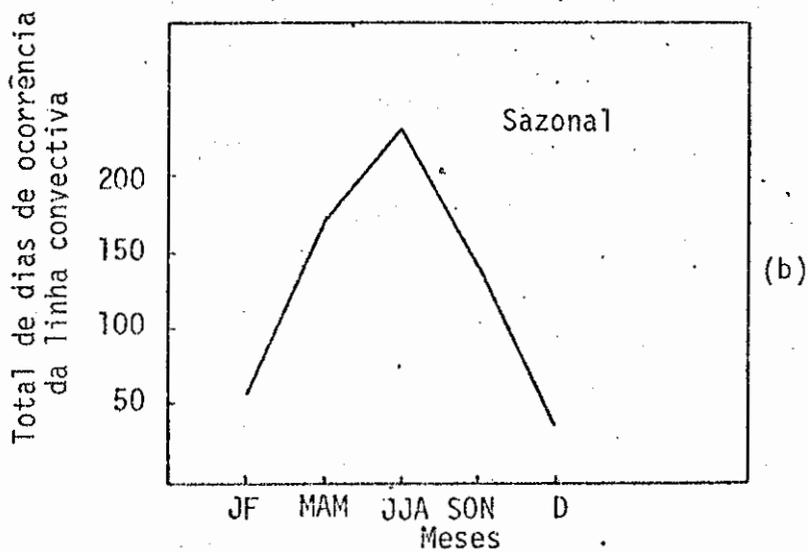
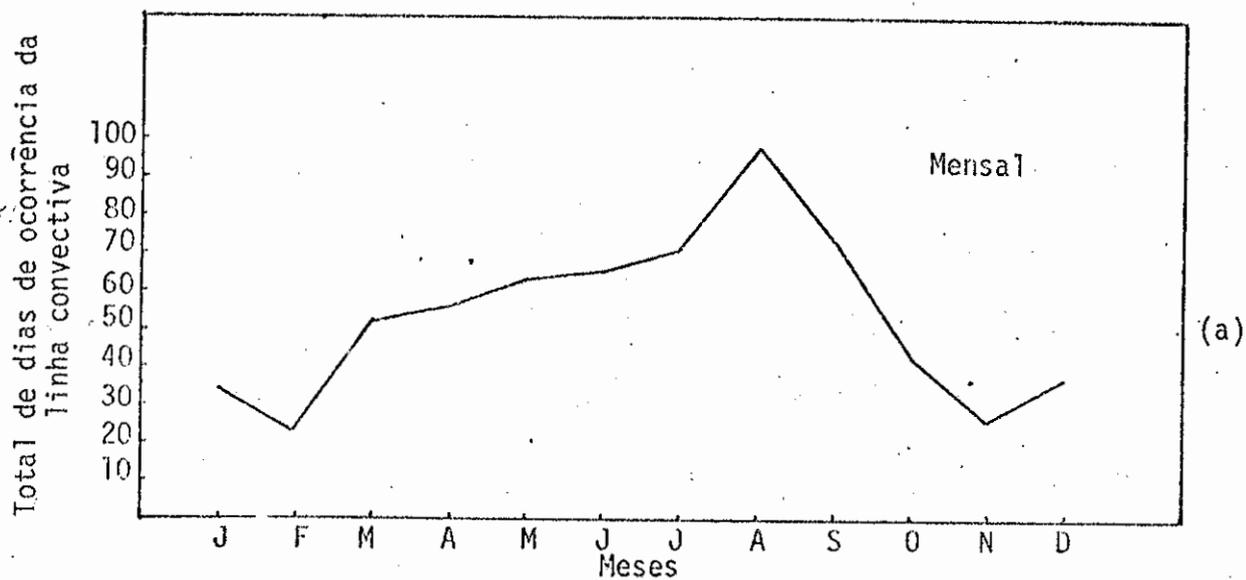


Fig. 3.2 - Frequência mensal (a) e sazonal (b) para o período de 1975-1980.

- Essa frequência refere-se ao total de ocorrências da linha convectiva na costa.

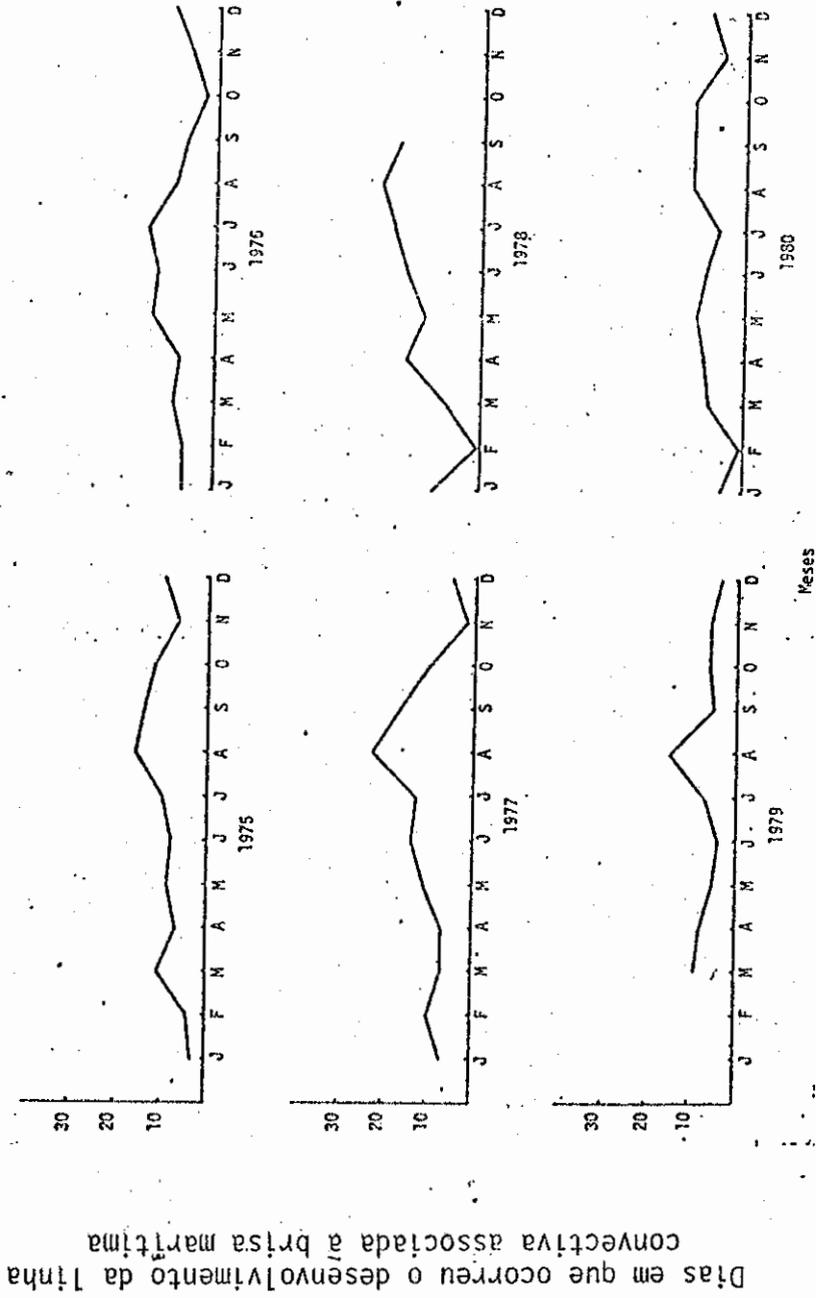


Fig. 3.3 - Frequência mensal de desenvolvimento da linha convectiva para os anos de 1975 a 1980.

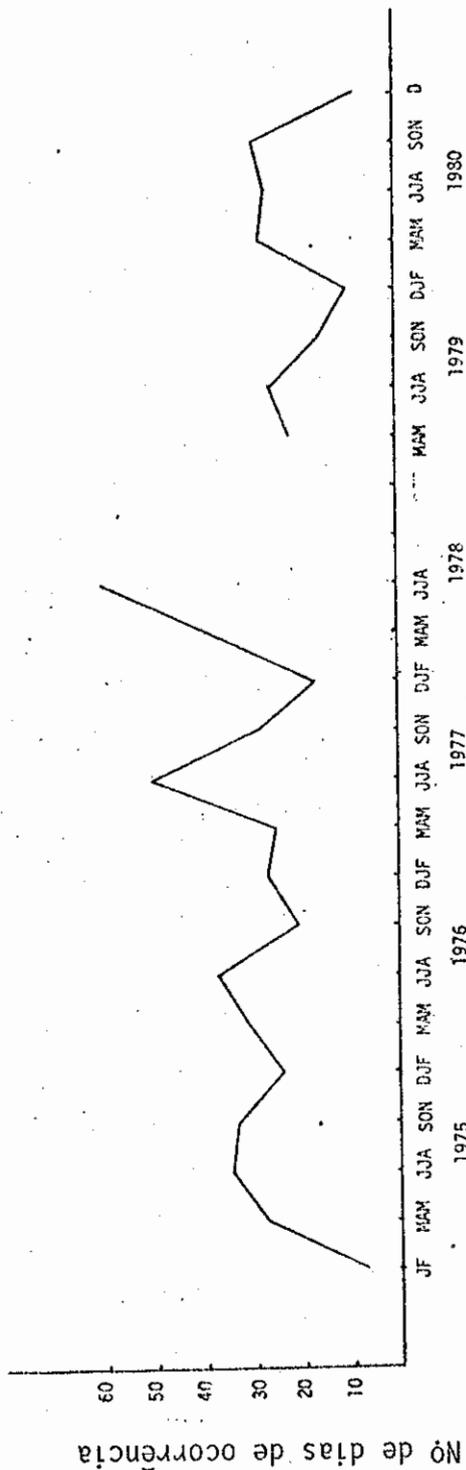


Fig. 3.4 - Frequência sazonal da linha de atividade convectiva para o período de 1975 a 1980.

- Não existem dados disponíveis para o período de setembro de 1979 a fevereiro de 1980.

Quanto à intensidade nos meses de verão e outono (HS), a atividade convectiva dos cumulonimbi já é grande às 1800 TMG (1500 HLG), enquanto nos meses de inverno e primavera (HS), quando os cumulonimbi se formam em longitudes mais a oeste, eles apresentam-se pouco intensos às 1800 TMG (1330 MHG), desenvolvendo-se mais tarde. Isso acontece devido à diferença de fuso horário entre as longitudes mínima e máxima da costa onde ocorre a convecção, havendo uma defasagem no aquecimento das duas regiões. No mês de outubro, nota-se que a maioria das linhas é fraca, desenvolvendo-se pouco, após o horário das 1800 TMG. Essa característica pode ser vista na Tabela 3.1 e também no esquema da Figura 3.5, onde foram selecionados, para cada estação do ano, alguns dias em que havia imagens às 1800 TMG e as 21 TMG (1979 e 1980).

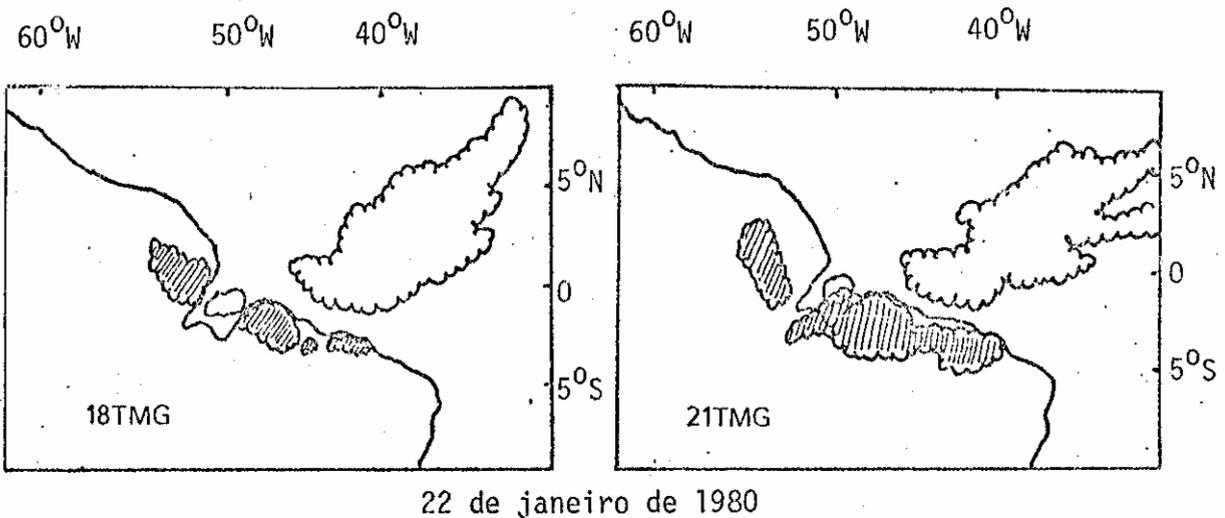
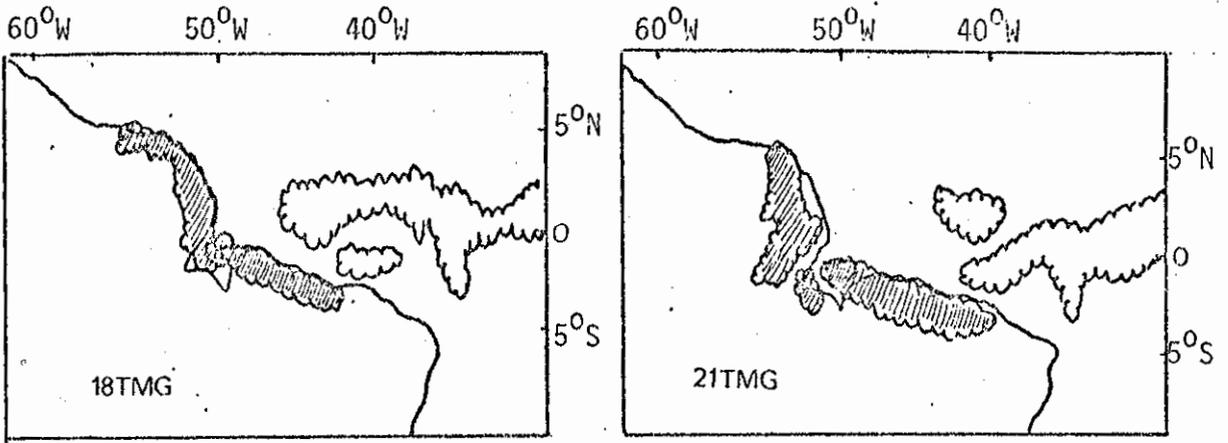
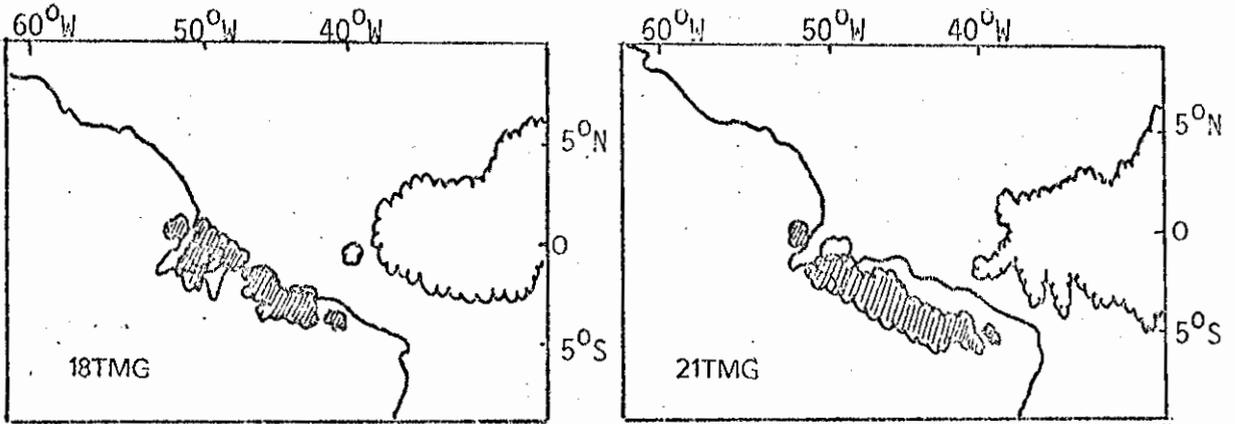


Fig. 3.5 - Desenvolvimento da linha de cumulonimbi (áreas hachuradas) entre 1800 TMG e 2100 TMG, e a nebulosidade da ZCIT (áreas claras indicando nuvens).

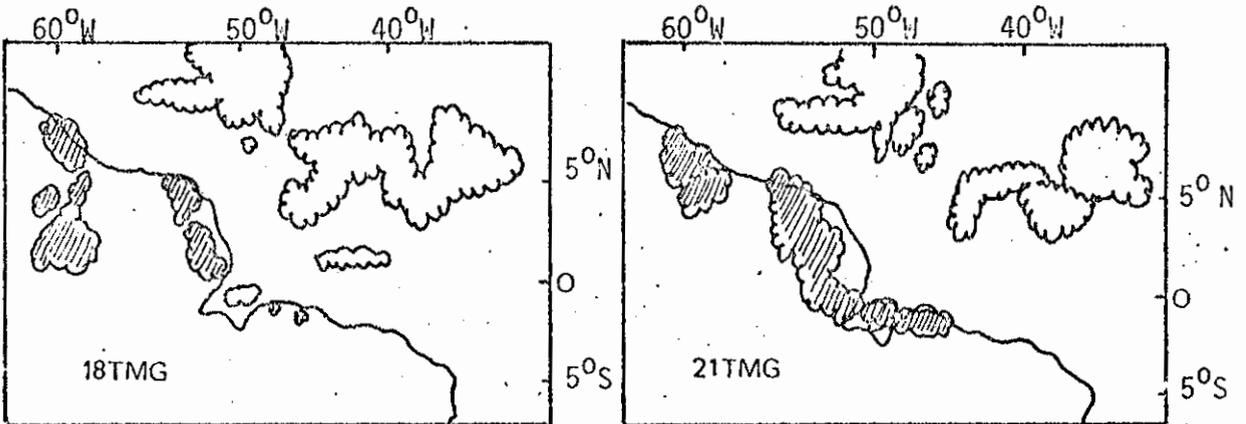
(continua)



23 de março de 1979



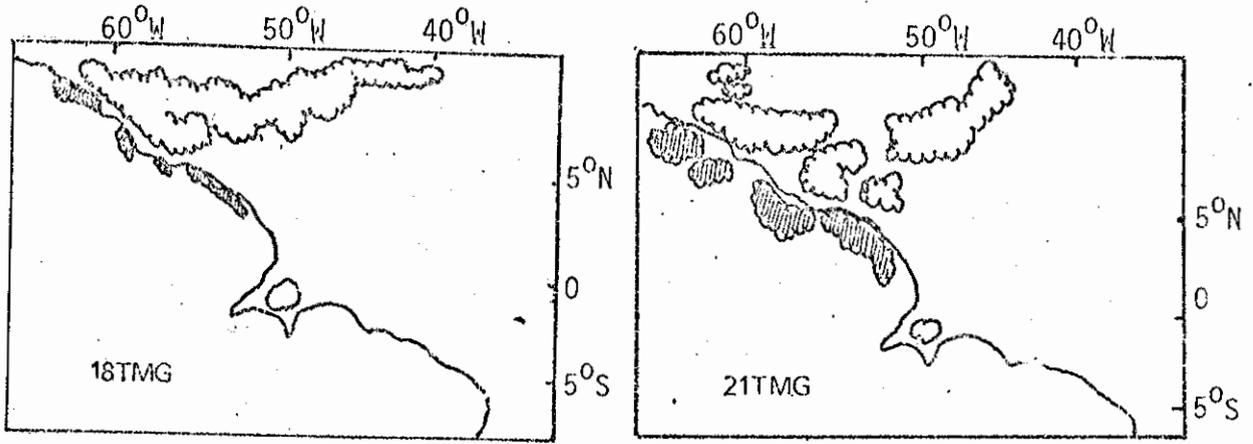
18 de abril de 1979



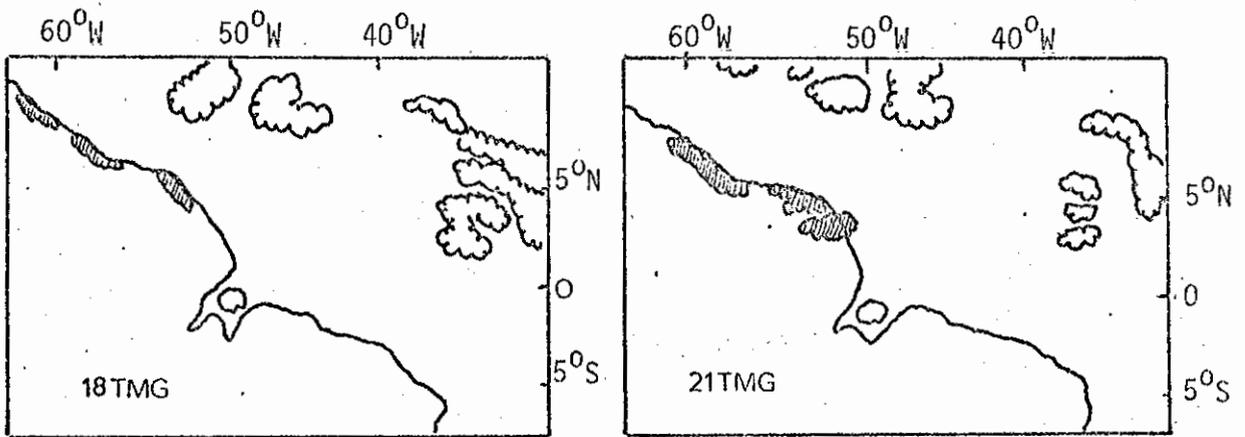
15 de junho de 1979

Fig. 3.5 - Continuação

(continua)



23 de agosto de 1979



10 de outubro de 1979

Fig. 3.5 - Conclusão.

### 3.1.2 - AS CARACTERÍSTICAS DOS SISTEMAS DE ESCALA SINÓTICA PARA OS PERÍODOS DE OCORRÊNCIA DA ATIVIDADE CONVECTIVA ASSOCIADA À BRISA MARÍTIMA

Observa-se que as variações mencionadas com relação à linha convectiva acompanham as variações sazonais dos fenômenos de grande escala. Analisando-se a Tabela 3.1, nota-se que a nebulosidade associada à Zona de Convergência Intertropical aparece com maior frequência ao sul de  $6^{\circ}\text{N}$  de janeiro a maio, e ao norte de  $6^{\circ}\text{N}$  de junho a dezembro. Assim, essa variação latitudinal ocorre no mesmo sentido da mudança de posição da linha convectiva. Na Tabela 3.1 também é registrada a presença de atividades convectivas no oceano, próximas à costa, que não são identificadas como pertencentes a ZCIT. Observa-se que, mesmo na ausência da nebulosidade associada a essa zona de convergência, pode ser verificada a existência de atividade convectiva no oceano, próxima à costa. Isto indica uma região com movimentos ascendentes.

Nas análises realizadas, verifica-se que a proximidade da costa de nebulosidade intensa, associada à ZCIT, relaciona-se com a maior organização da linha de cumulonimbi ao longo da brisa marítima. Nos esquemas das Figuras 3.1 e 3.5 é indicada a nebulosidade desta zona de convergência, onde se pode verificar sua proximidade da costa e sua localização. Na Figura 3.6, evidencia-se a variação na posição das linhas convectivas com a mudança na localização da ZCIT, bem como a frequência com que essas linhas se desenvolvem mensalmente, para o período de 1975 a 1980, de acordo com a Tabela 3.1. Nota-se que os meses de julho e agosto são os meses em que há maior frequência de desenvolvimento dessas linhas e a nebulosidade da ZCIT localiza-se acima de  $6^{\circ}\text{N}$ . Em janeiro e fevereiro a frequência é pequena e a nebulosidade da ZCIT se localiza abaixo de  $6^{\circ}\text{N}$ . Em novembro a frequência também é baixa, sendo que a nebulosidade da ZCIT ocorre acima de  $6^{\circ}\text{N}$ .

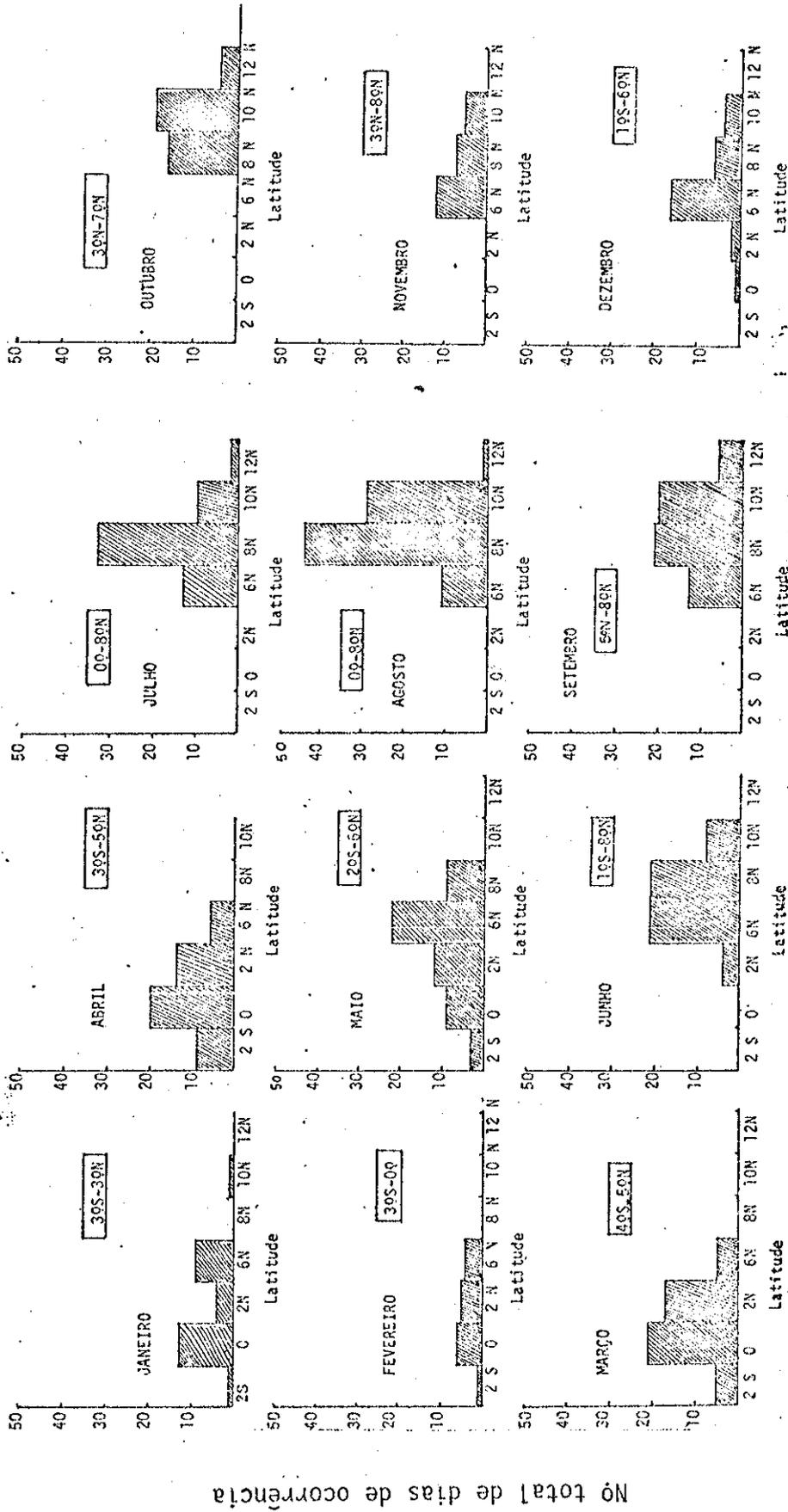


Fig. 3.6 - Frequência da atividade convectiva relacionada à latitude da nebulosidade associada à ZCIT (1975-1980).

- As latitudes dentro do retângulo referem-se aos valores do limite superior e inferior da linha convectiva na costa.

Nota-se uma concordância entre as observações realizadas com relação à mudança na posição da nebulosidade da ZCIT e a variação norte-sul na localização média da nebulosidade apresentada pelas cartas de Hastenrath e Lamb (1977). É também evidente, pelo campo da divergência nessas cartas, o deslocamento da ZCIT durante o ano, como mostrado na Figura 3.7. Vê-se que nos meses de janeiro e abril a região de convergência encontra-se ao redor do equador, e nos meses de julho e outubro esta região fica situada bem ao norte. No mês de julho, observa-se uma região de convergência ao sul do equador, que pode indicar, juntamente com a região de convergência ao norte de  $5^{\circ}\text{N}$ , uma ZCIT dupla (Hubert et alii, 1969, Saha, 1971; Gruber, 1972)

Outras observações dos sistemas de grande escala são feitas para os dias de ocorrência da atividade convectiva associada à brisa marítima. Com relação à atividade convectiva de escala sinótica, nota-se que nos meses de verão (HS) há muita atividade convectiva sobre o continente da América do Sul, e nos meses de inverno (HS), a convecção faz-se notar no Hemisfério Norte e também se concentra na região noroeste do continente da América do Sul. Essas verificações são compatíveis com Snow (1976) e com Kousky and Kagano (1981).

Nota-se pelas imagens que nos meses de janeiro a abril quando há presença da linha convectiva na costa a leste de  $50^{\circ}\text{W}$  e ao sul de  $0^{\circ}$ , pode haver nuvens convectivas espalhadas na região Norte-Nordeste do Brasil, próximas à costa, enquanto de junho a dezembro essa área permanece isenta de convecção. Entretanto, a oeste de  $50^{\circ}\text{W}$  pode existir atividade convectiva no continente próxima à costa, no inverno e na primavera, sendo que a atividade convectiva associada à brisa desenvolve-se a oeste de  $50^{\circ}\text{W}$  e ao norte de  $0^{\circ}$ .

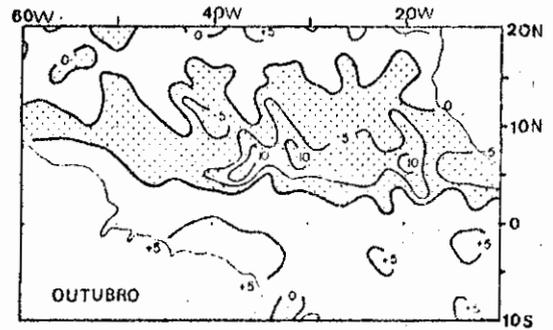
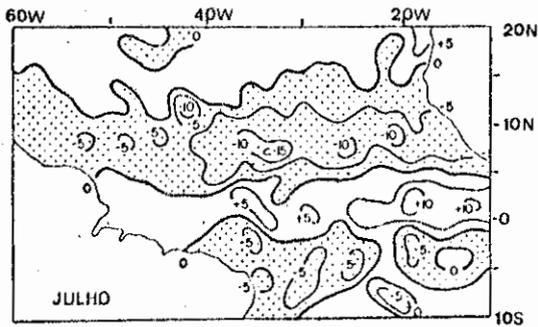
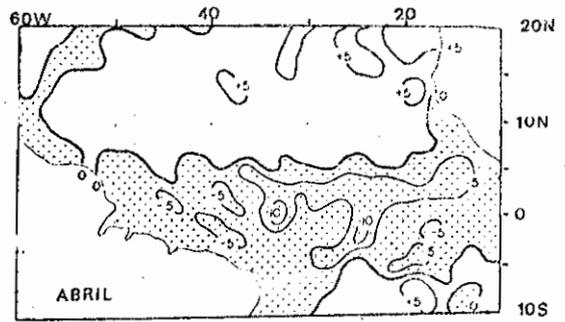
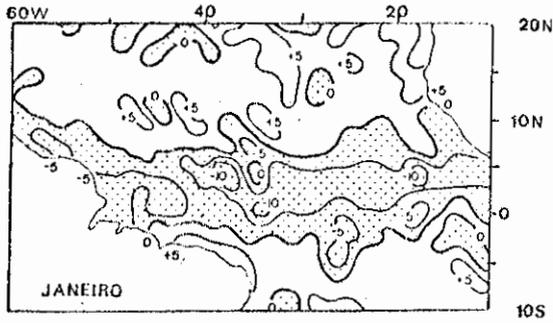


Fig. 3.7 - Campo de divergência ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) para janeiro, abril, julho e outubro.

FONTE: Hastenrath and Lamb (1977), cartas 30 a 41.

Pode-se observar pela Figura 3.2 que na época em que a frequência de desenvolvimento da linha convectiva é mínima (primavera e verão), verifica-se forte atividade convectiva em grande parte do continente Sul-americano. A região costeira pode estar, assim, submetida à ação de subsidência de grande escala, a qual compensaria o movimento ascendente sobre o continente, impedindo o desenvolvimento dos cumulonimbis. A idéia de compensação de movimentos ascendentes e subsidentes foi expressa por Kousky e Molion (1981) em uma análise sobre a convecção no continente. Em janeiro e fevereiro, a frequência mínima de desenvolvimento pode ocorrer em virtude da subsidência na costa norte-nordeste, que compensa o forte movimento ascendente sobre o continente, ou pode estar associada à presença de cobertura de nuvens na região costeira. Isso impede o forte aquecimento do continente, havendo pouco contraste térmico entre terra e oceano e ausência da brisa marítima.

Vê-se na literatura que geralmente a brisa apresenta um desenvolvimento melhor com céu claro, sendo mais forte na estação seca. Porém, Dekate (1968) verificou que, nos meses de inverno, a altura que o ramo ascendente da brisa atingia era pequena e aumentava com a estação chuvosa. Riehl (1979), sugeriu que o processo de precipitação e liberação de calor latente de condensação poderia ser um fator a aumentar essa altura. Embora a região tropical não apresente grandes variações de temperatura durante o ano, existe uma diferença entre os meses de verão e os de inverno em termos de nebulosidade e chuva, como observado nas imagens.

Observa-se, também, nos dias de ocorrência da linha convectiva, a presença de zonas frontais ora próximas, ora afastadas da região, influenciando direta ou indiretamente a convecção, como será explicitado posteriormente.

### 3.2 - ANÁLISE DIAGNÓSTICA

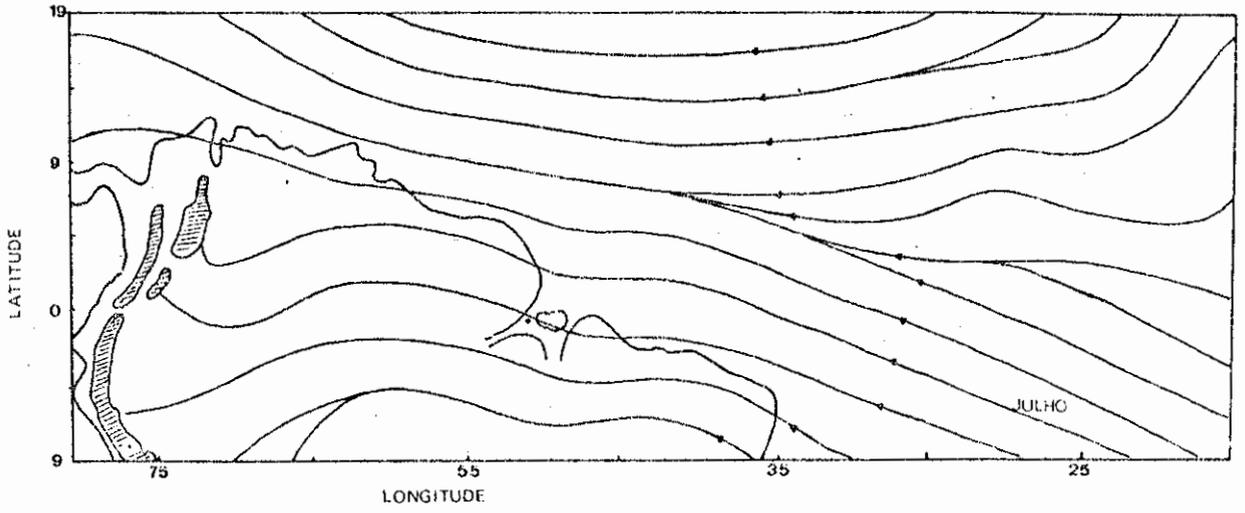
#### 3.2.1 - ANÁLISE DO CAMPO DE VENTO

Com o fim de verificar a variação sazonal da região de confluência dos alísios, faz-se uma análise dos escoamentos mensais para o ano de 1979 no nível de 850 mb, dos quais apresentam-se quatro meses na Figura 3.8. Pode-se observar que de janeiro a junho, o encontro dos alísios acontece entre  $0^{\circ}$  e  $5^{\circ}\text{N}$  e, de julho a dezembro, a região de confluência fica entre  $5^{\circ}\text{N}$  e  $10^{\circ}\text{N}$ . Também é possível observar que nos meses de julho e outubro, os alísios de sudeste prevalecem desde a costa leste até a costa norte, enquanto em janeiro e abril limitam-se à costa nordeste do Brasil. Esses resultados são compatíveis com as cartas de Hastenrath and Lamb (1977) para a média de 60 anos dos ventos em superfície, como pode-se ver pela Figura 1.3.

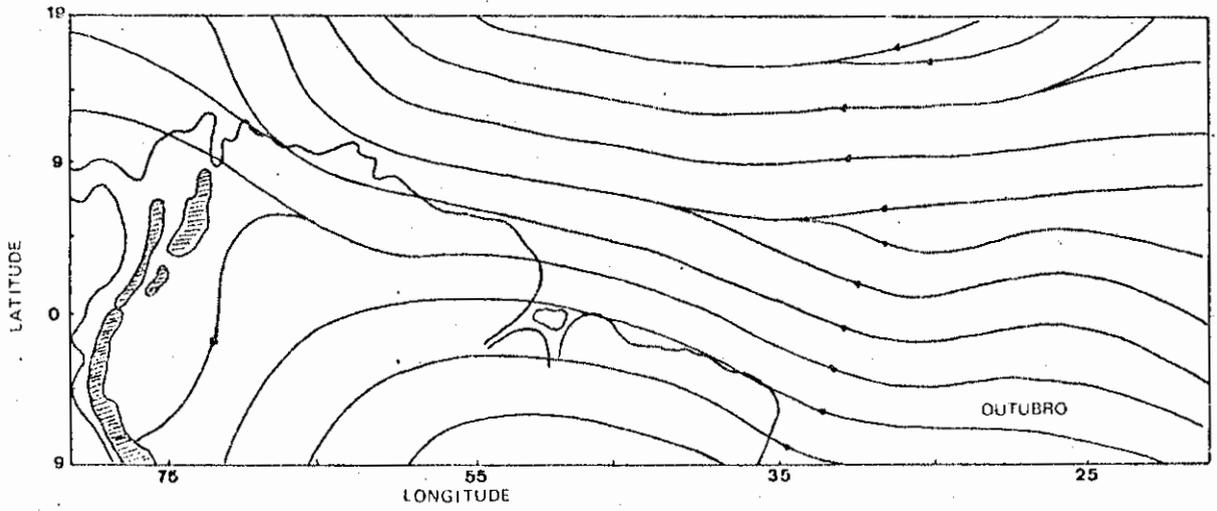
A formação da linha convectiva na costa a oeste de  $50^{\circ}\text{W}$  (junho a dezembro) ocorre quando a zona de confluência dos alísios está mais ao norte. Quando a linha se estabelece na costa a leste de tal longitude (janeiro a maio), a zona de confluência localiza-se mais ao sul. Portanto, a mudança na posição da linha convectiva acompanha também a variação latitudinal da região de confluência.

A zona de confluência coincide com o cavado equatorial de pressão baixa (Hastenrath and Lamb, 1978), que também sofre variações através das interações com os sistemas de latitudes médias (Namias, 1972; Hastenrath and Heller, 1977; Kousky, 1979).

O deslocamento do cavado equatorial durante o ano é apresentado na Figura 3.9, onde se nota seu posicionamento mais ao sul entre janeiro e março, e mais ao norte entre junho e setembro.

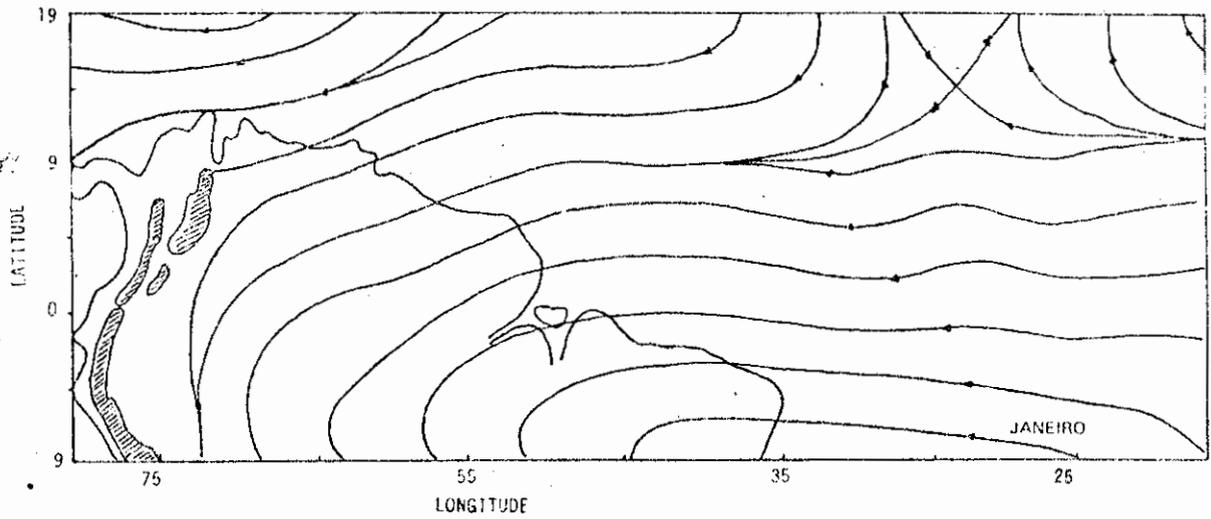


(c)

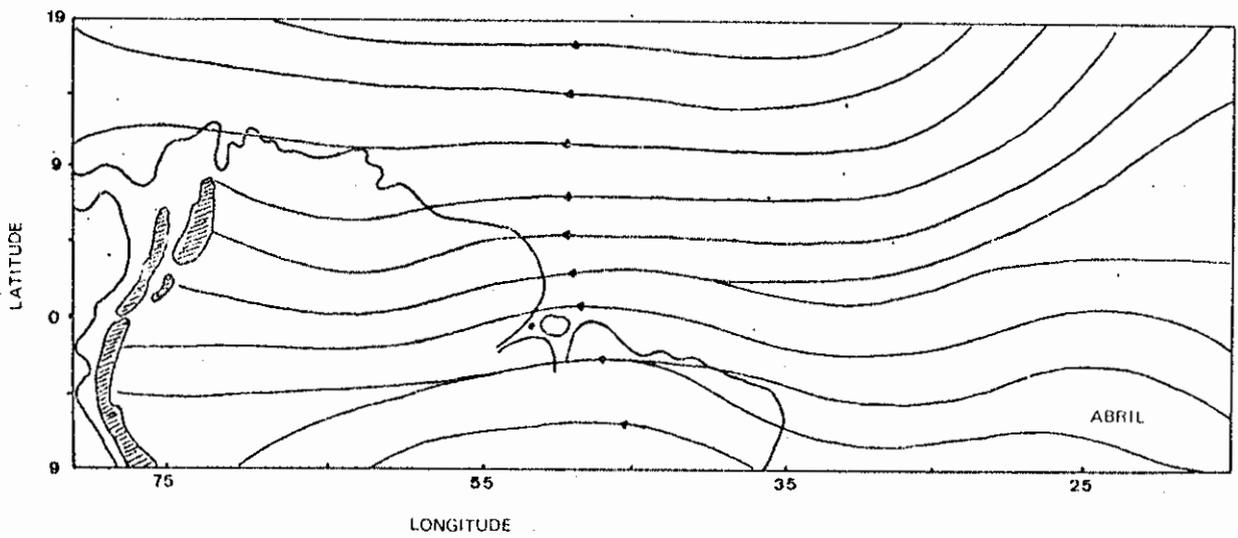


(d)

Fig. 3.8 - Conclusão.



(a)



(b)

Fig. 3.8 - Escoamento no nível de 850 mb (1200 TMG) para (a) janeiro; (b) abril; (c) julho e (d) outubro de 1979.

(continua)

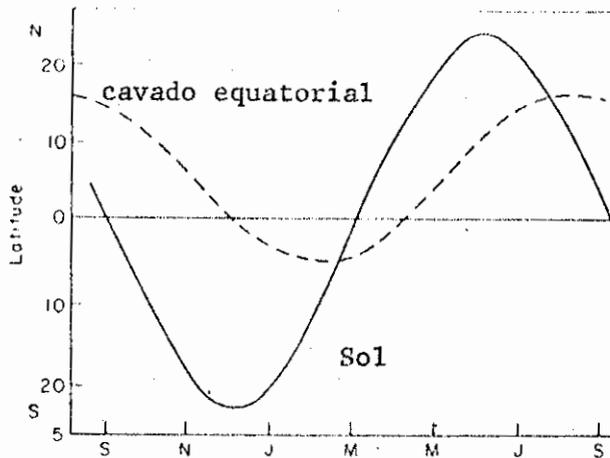


Fig. 3.9 - Marcha anual da posição zenital do sol e do cavado equatorial.

FONTE: Riehl (1979), p. 16

### 3.2.2 - ANÁLISE DA DIVERGÊNCIA E DO MOVIMENTO VERTICAL

Analisa-se os campos da média mensal da divergência ajustada para 850 mb, às 1200 TMG, assim como a média de  $\omega$  dos sete níveis para o ano de 1979, mostrados na Figura 3.10. A divergência mensal em 200 mb também foi analisada, com obtenção de regiões de divergência onde havia convergência em baixos níveis (estas análises não são aqui apresentadas).

Vê-se que as médias mensais são consistentes com a atividade convectiva visualizada nas imagens, havendo convergência em baixos níveis e movimento ascendente dominante sobre o continente nos meses de verão, sendo substituídos por divergência em baixos níveis e subsidência por ocasião dos meses de inverno. Entre o verão e inverno nota-se que a região de convergência (850 mb) e movimento ascendente vai se estabelecendo cada vez mais ao norte, para depois, na primavera, começar a aparecer novamente sobre o continente.

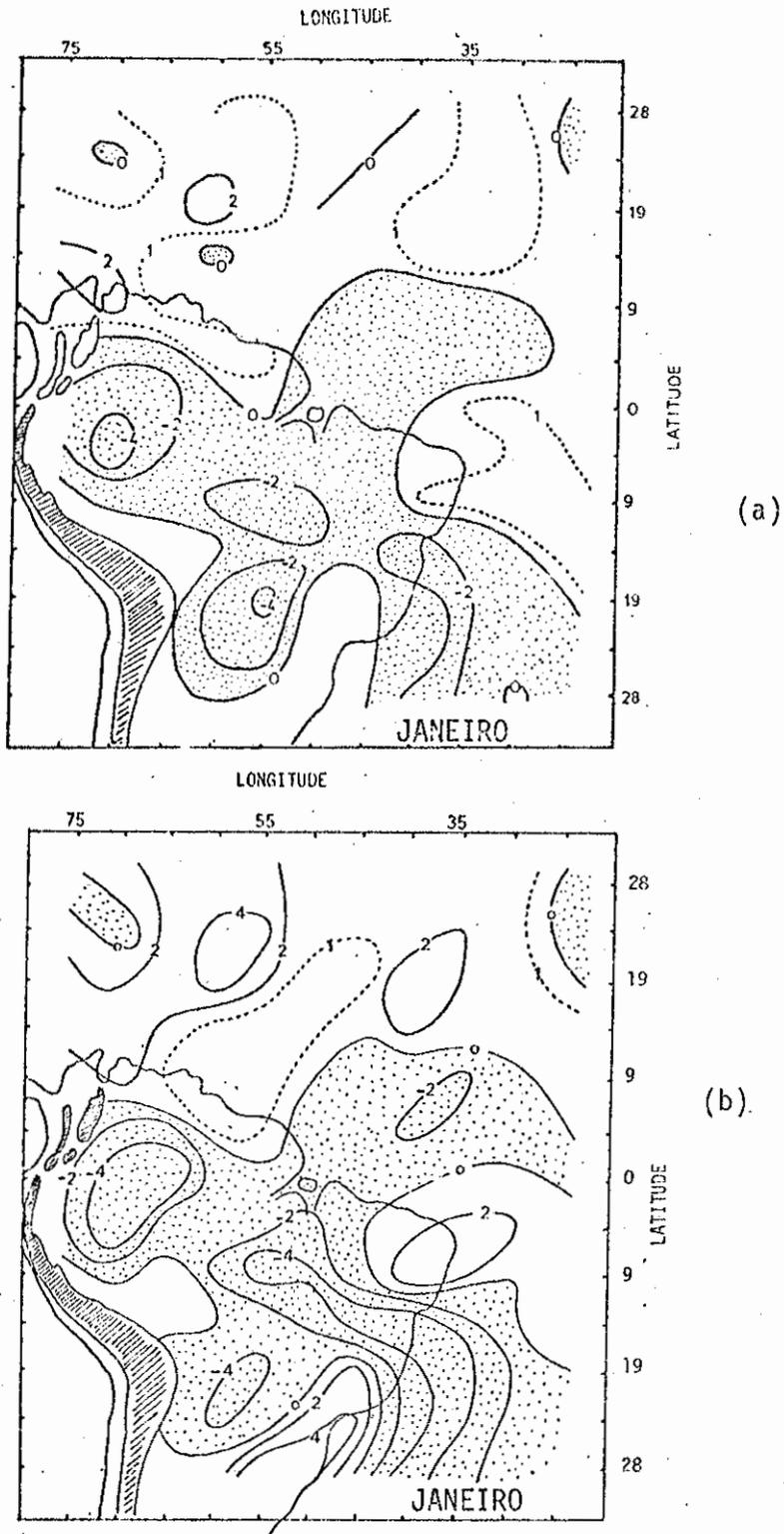


Fig. 3.10 - Isolinhas de divergência ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) em 850 mb (a) e movimento vertical,  $\omega_N$  ( $10^{-4} \text{ mb.s}^{-1}$ ) (b), mensais, para o período de janeiro a dezembro de 1979.

- As áreas pontilhadas referem-se à convergência e ao movimento ascendente.

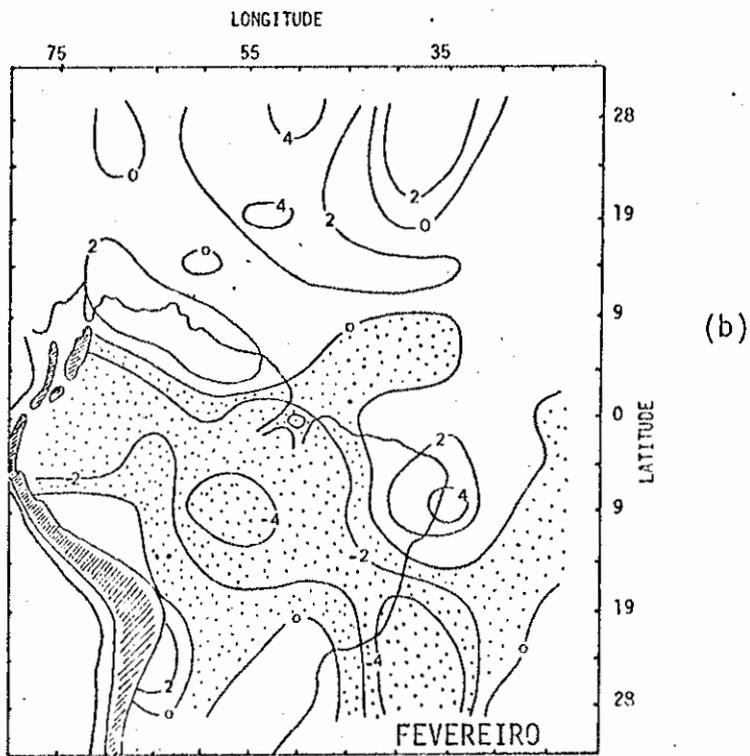
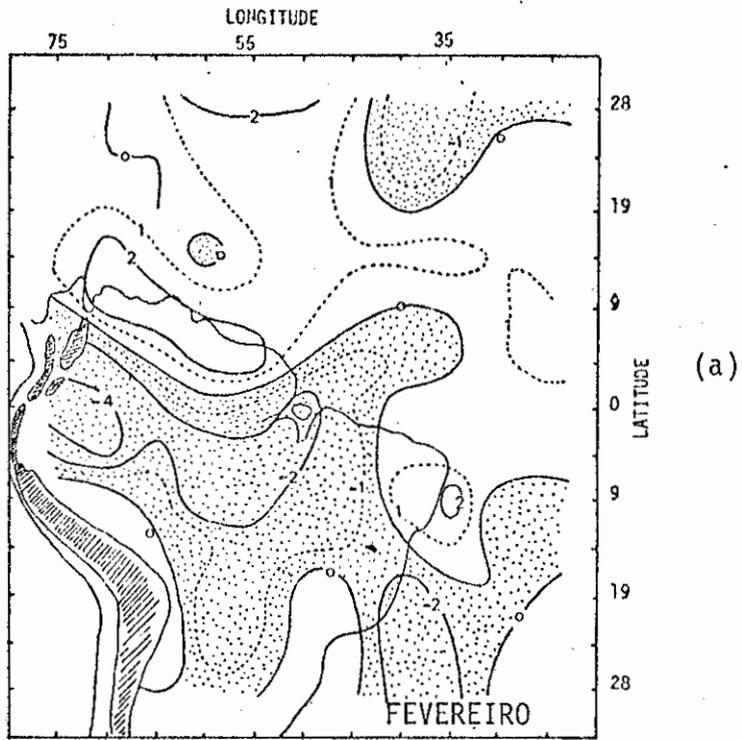


Fig. 3.10 - Continuação

(continua)

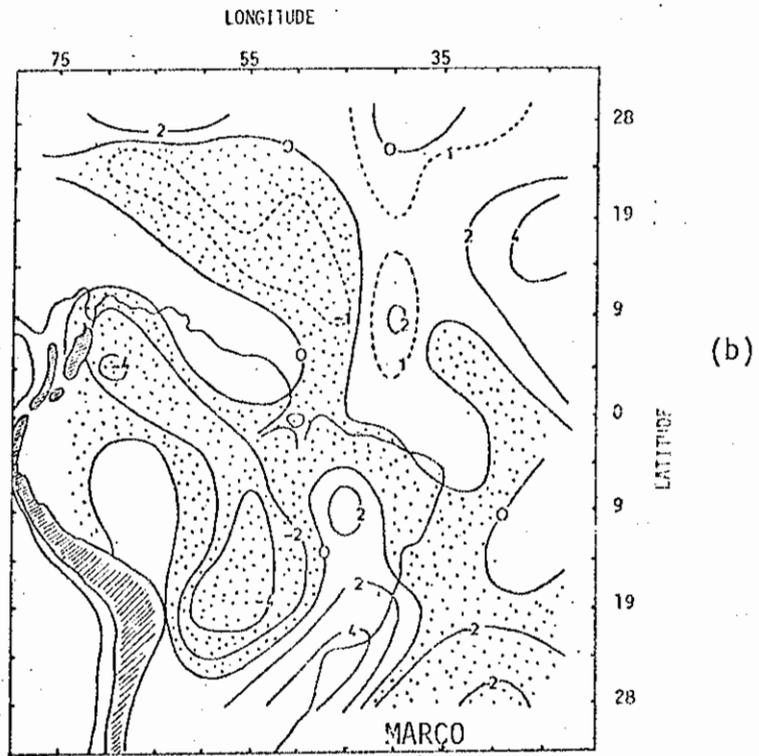
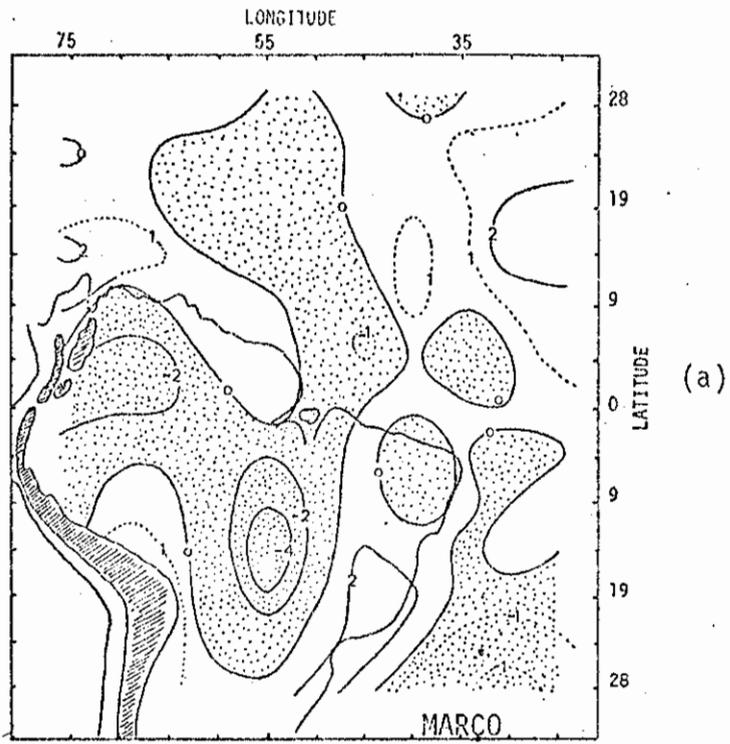


Fig. 3.10 - Continuação

(continua)

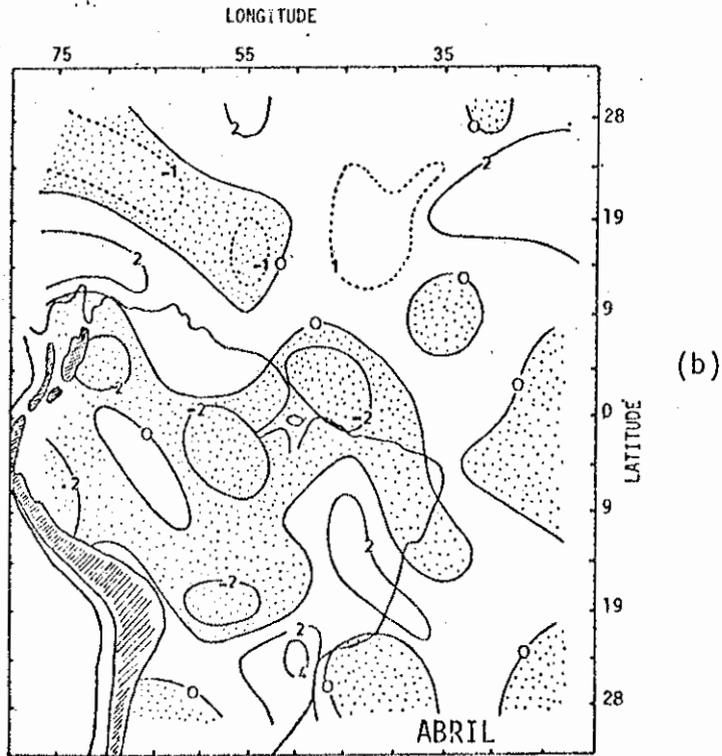
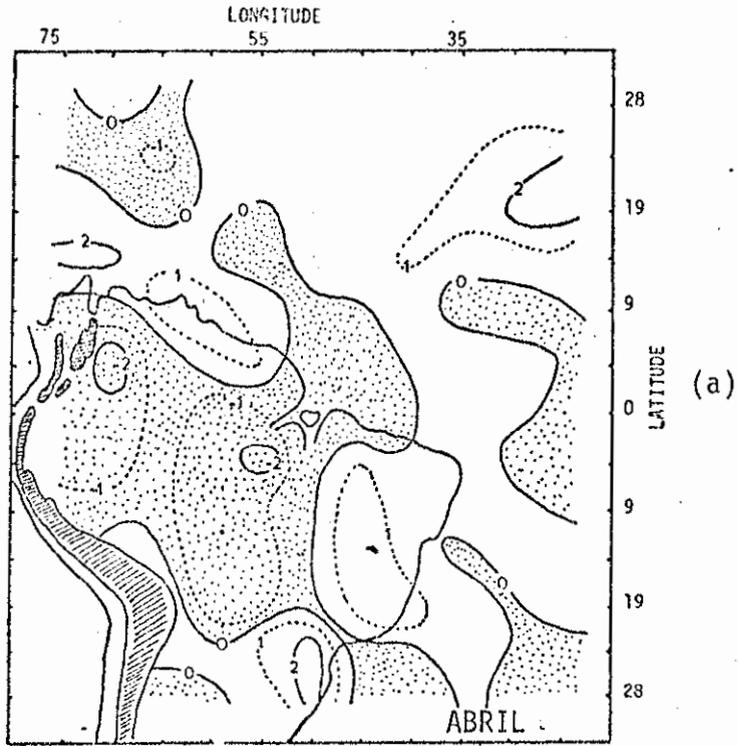


Fig. 3.10 - Continuação

(continua)

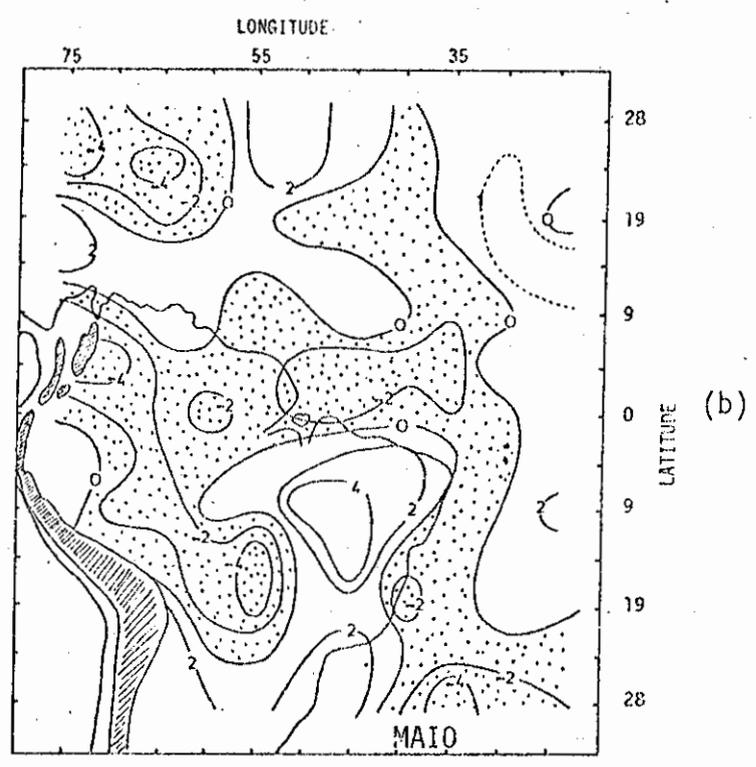
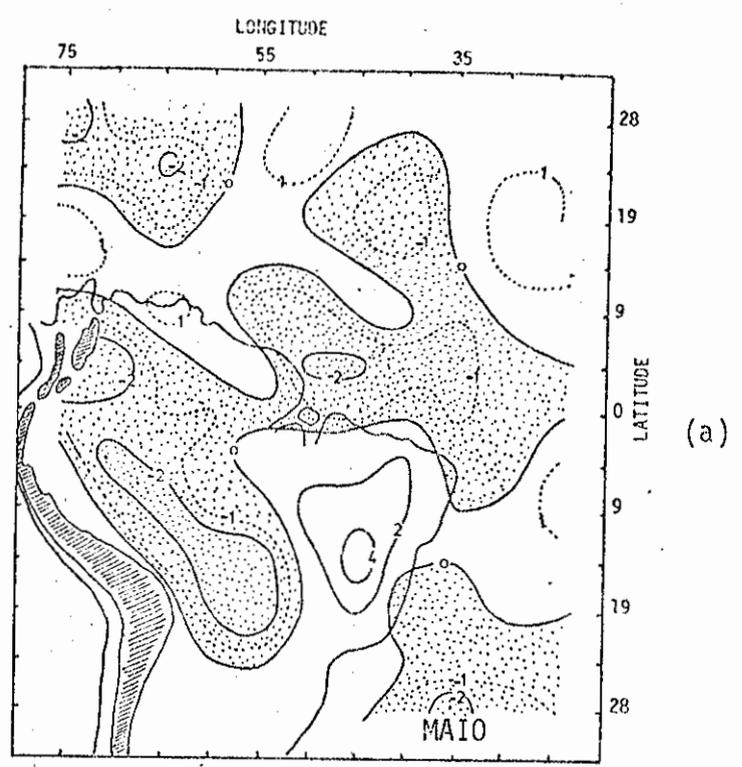


Fig. 3.10 - Continuação

(continua)

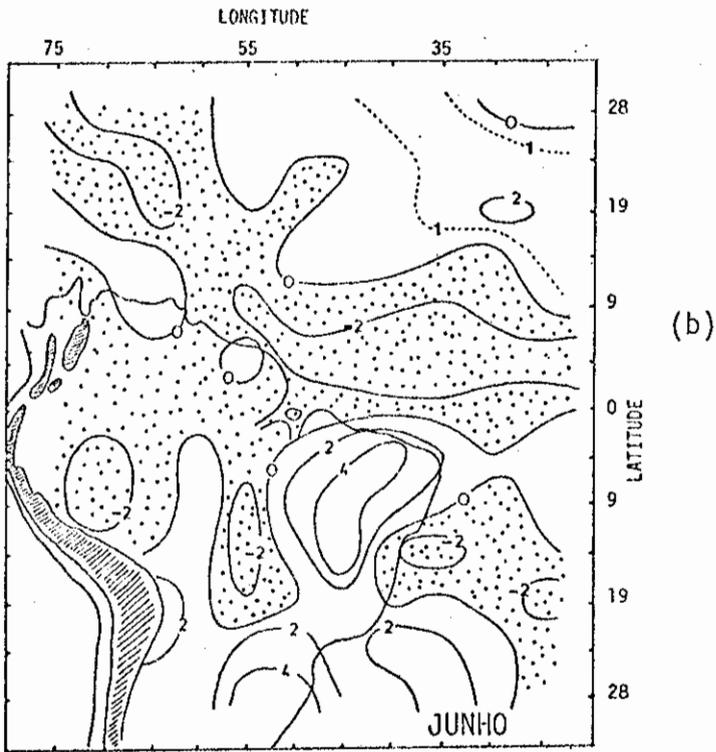
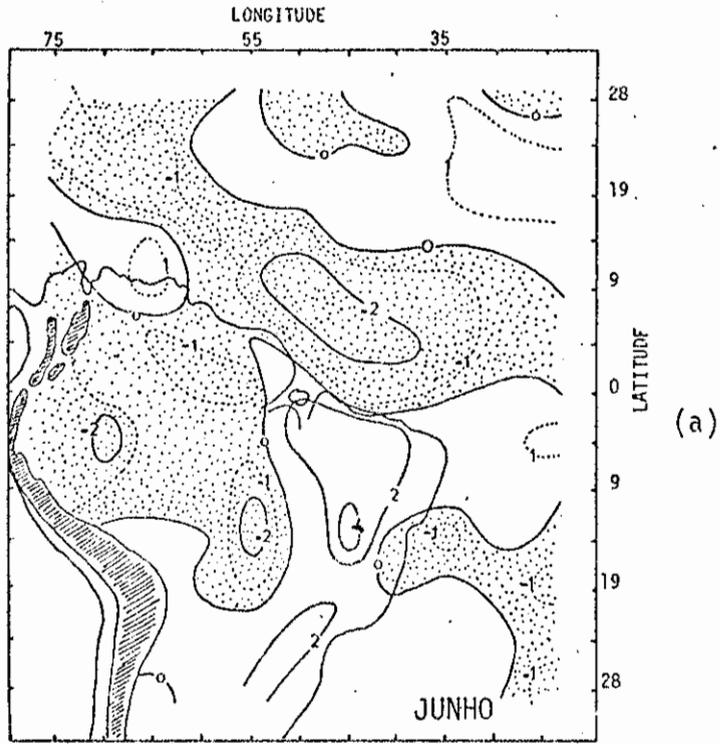


Fig. 3.10 - Continuação

(continua)

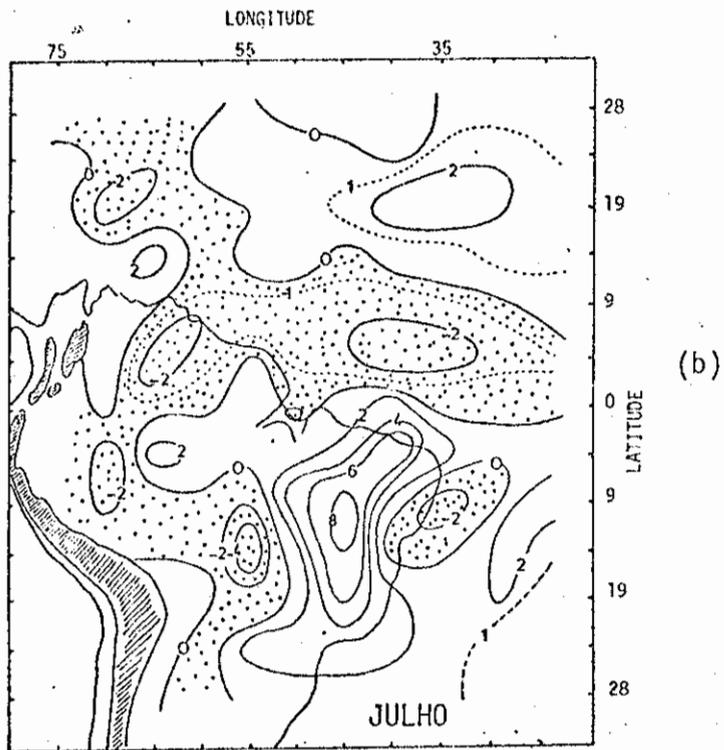
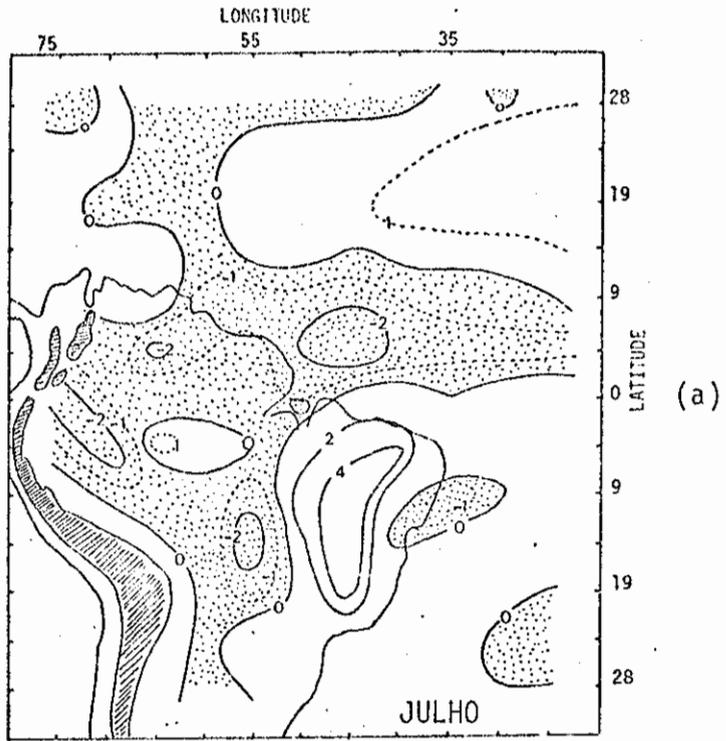


Fig. 3.10 - Continuação

(continua)

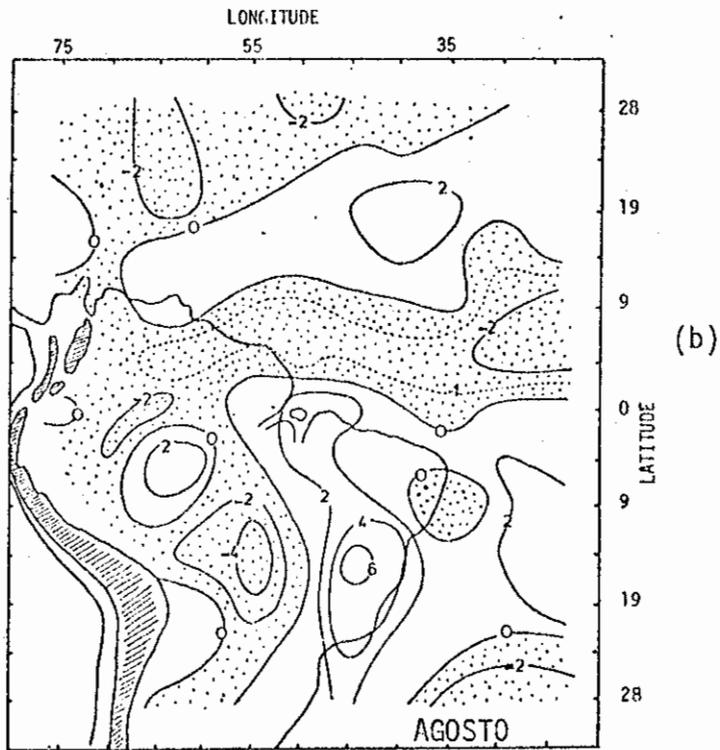
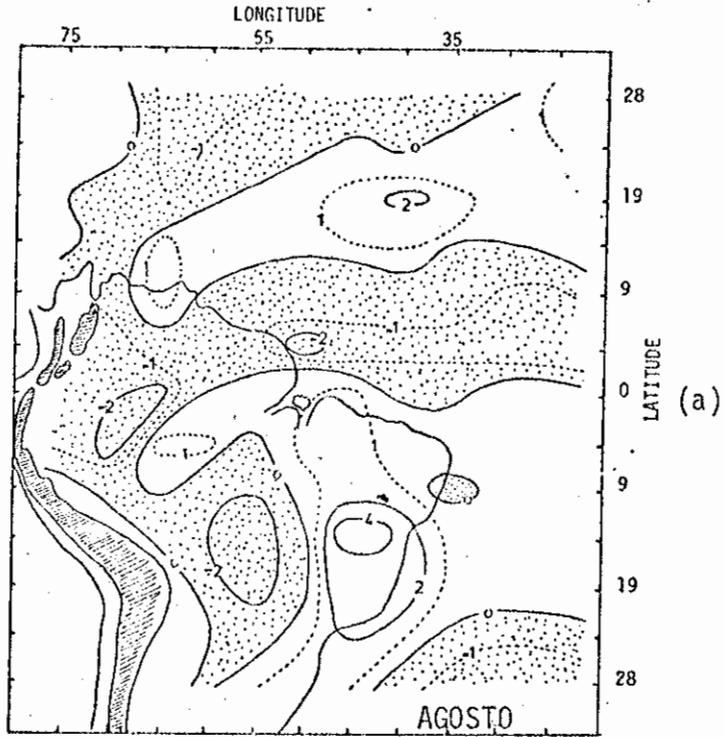


Fig. 3.10 - Continuação

(continua)

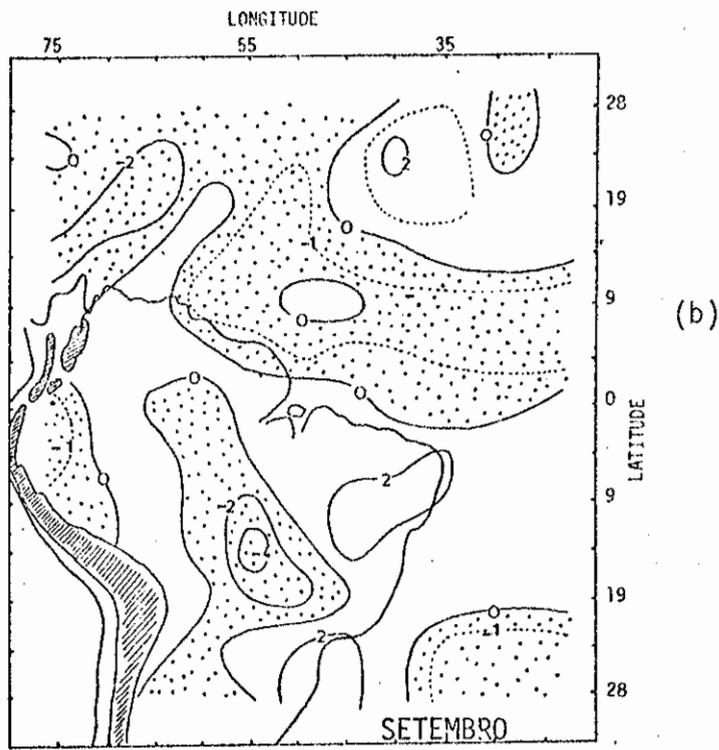
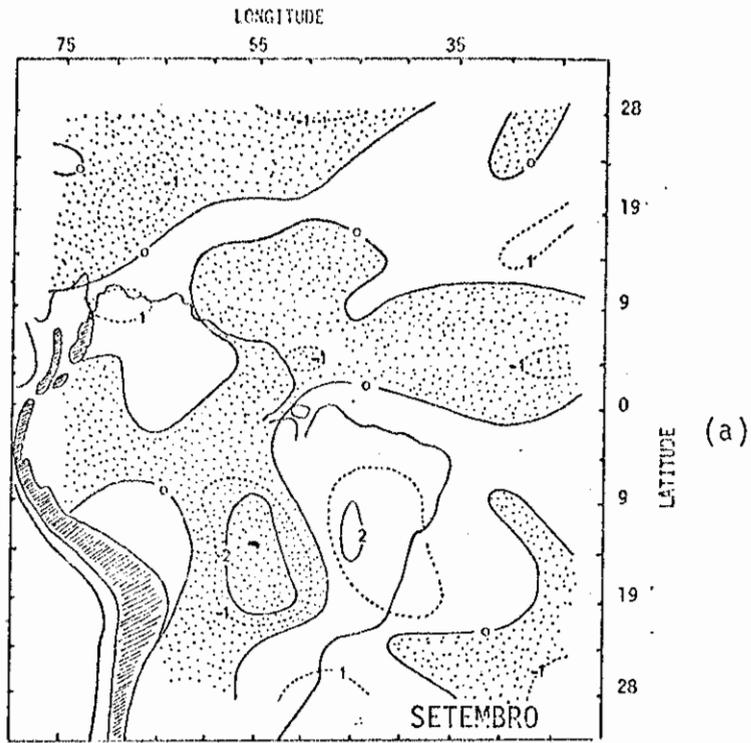


Fig. 3.10 - Continuação

(continua)

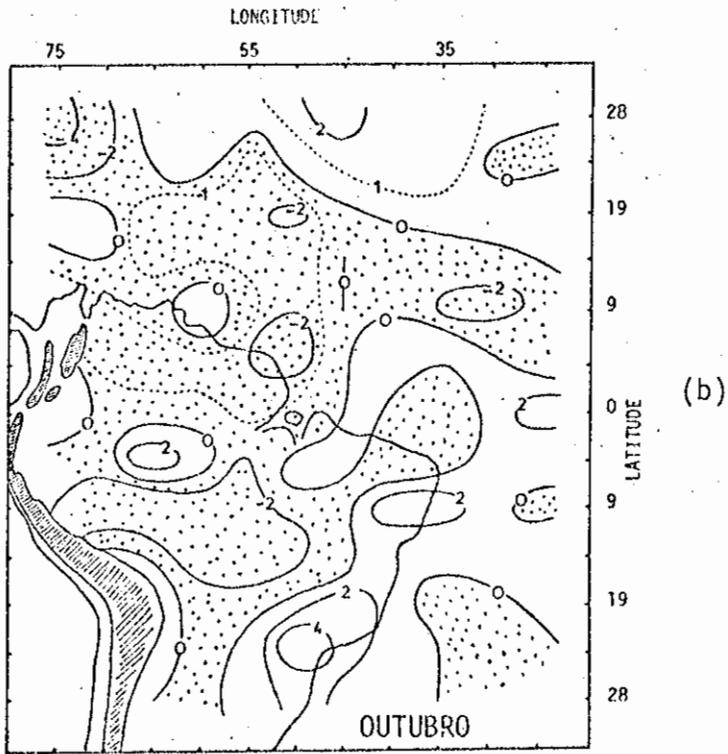
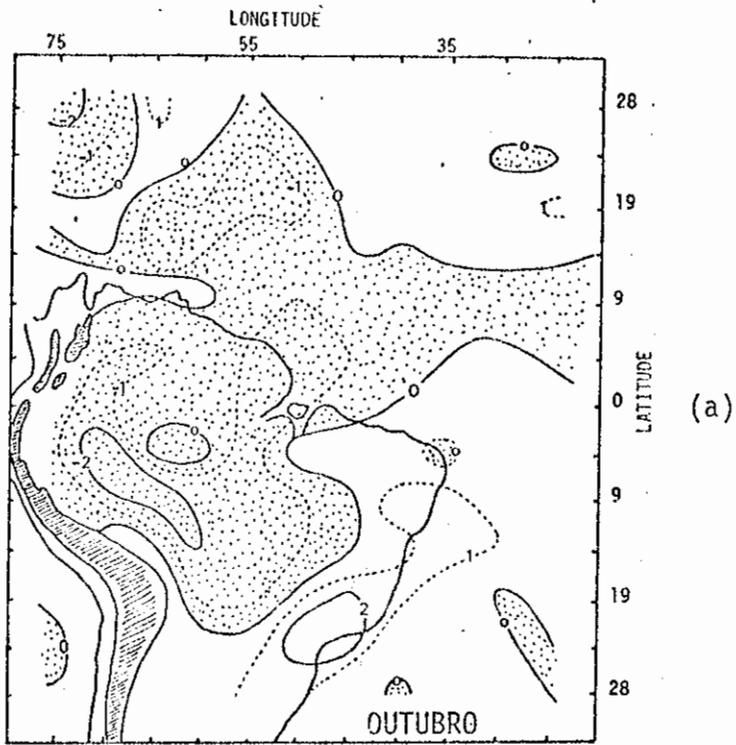


Fig. 3.10 - Continuação

(continua)

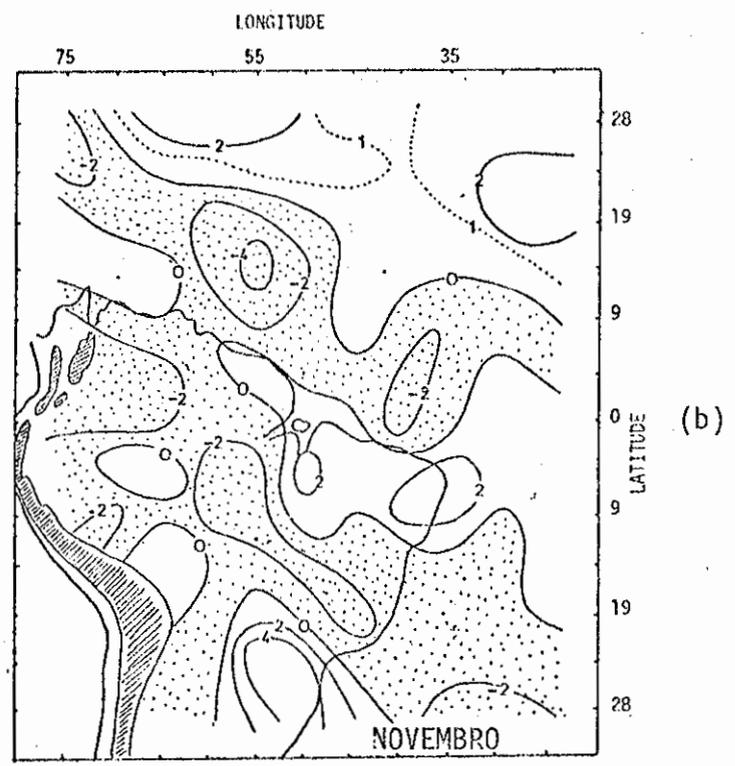
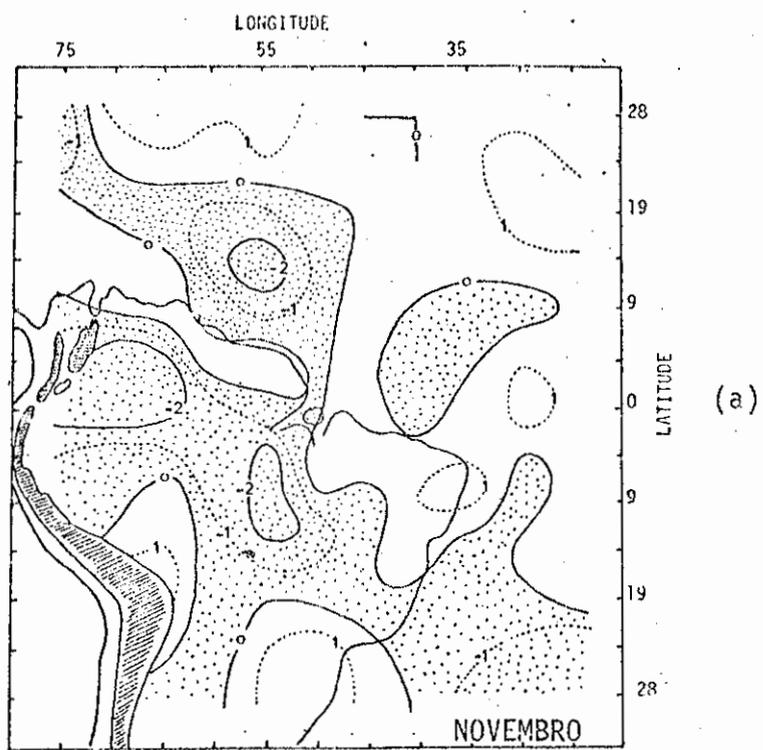


Fig. 3.10 - Continuação  
(continua)

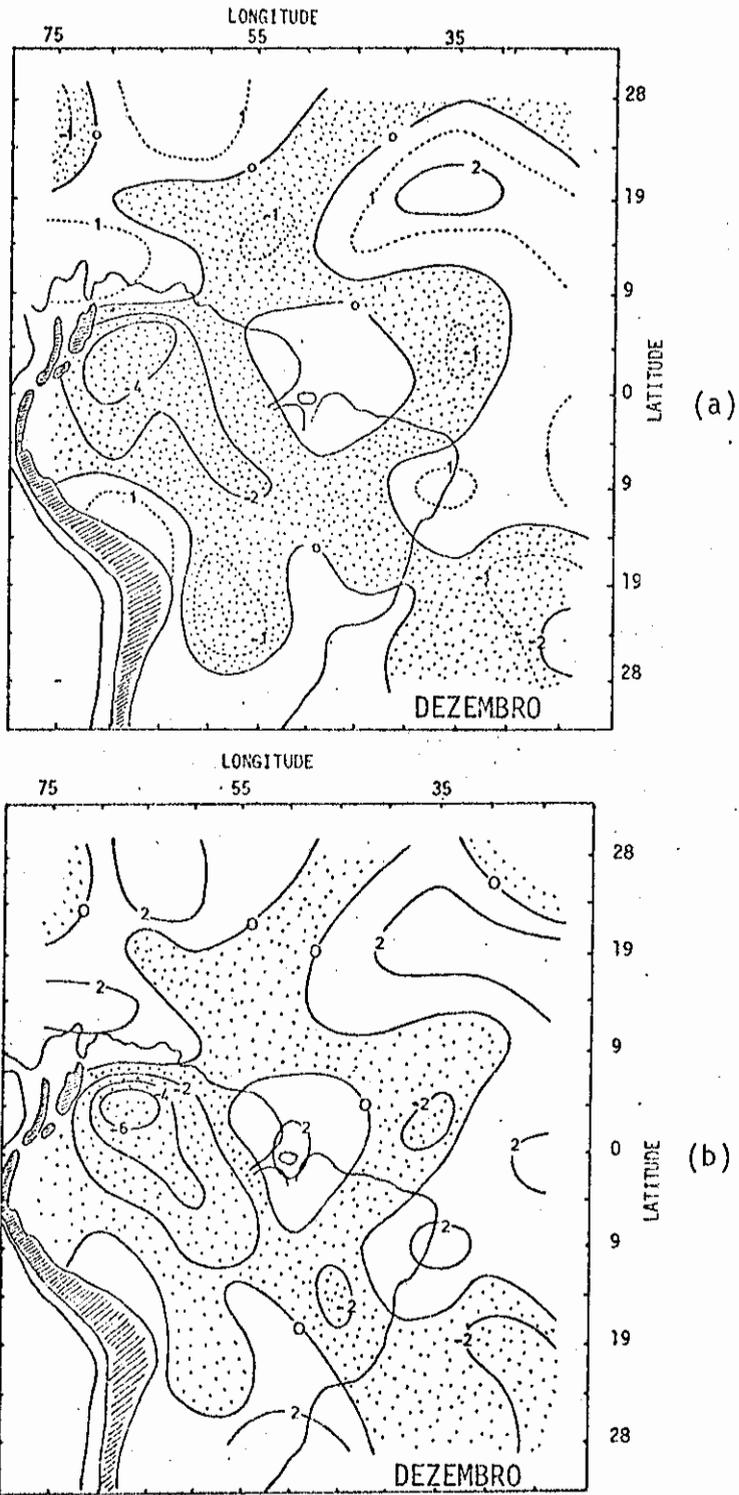


Fig. 3.10 - Conclusão.

A atividade convectiva no verão ocorre pela presença de um sistema com pressão baixa e convergência em baixos níveis e com alta pressão e divergência em altos níveis (Schwerdtfeger, 1976; Virji, 1981). Estas são estabelecidas pela existência de uma circulação direta provocada pelo aquecimento da superfície continental e também pela liberação de calor latente (Kousky e Molion, 1981). Verificando-se o campo de pressão na superfície (Figura 3.11), nota-se que, em janeiro, a posição da baixa sobre a América do Sul, relativa às altas de pressão subtropicais do Hemisfério Sul, favorece a convergência de massa para dentro do continente, aumentando a convecção. Em julho, a atividade convectiva mais forte situa-se na região noroeste da América do Sul, e infere-se, pela Figura 3.6, que o gradiente de pressão se estabelece entre a baixa pressão desta região e a alta subtropical do Hemisfério Norte, o que implica maior convergência na parte norte da América do Sul.

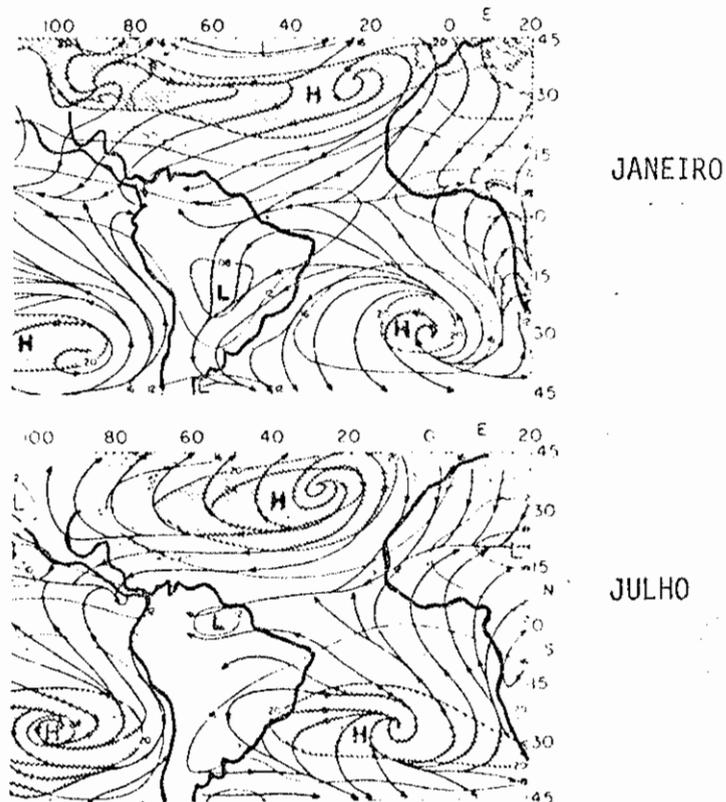


Fig. 3.11 - Linhas de corrente e isóbaras (mb) ao nível do mar.  
- H (pressão alta), L (pressão baixa).  
FONTE: Riehl (1979), p. 13.

Também há razoável concordância entre as médias mensais de divergência e a região de nebulosidade apresentada pelo brilho médio mensal (imagens no visível) de Miller and Feddes (1971), como se observa na Figura 3.12. Essas imagens revelam a presença da linha convectiva na costa norte-nordeste da América do Sul, pois correspondem a um horário do período vespertino.

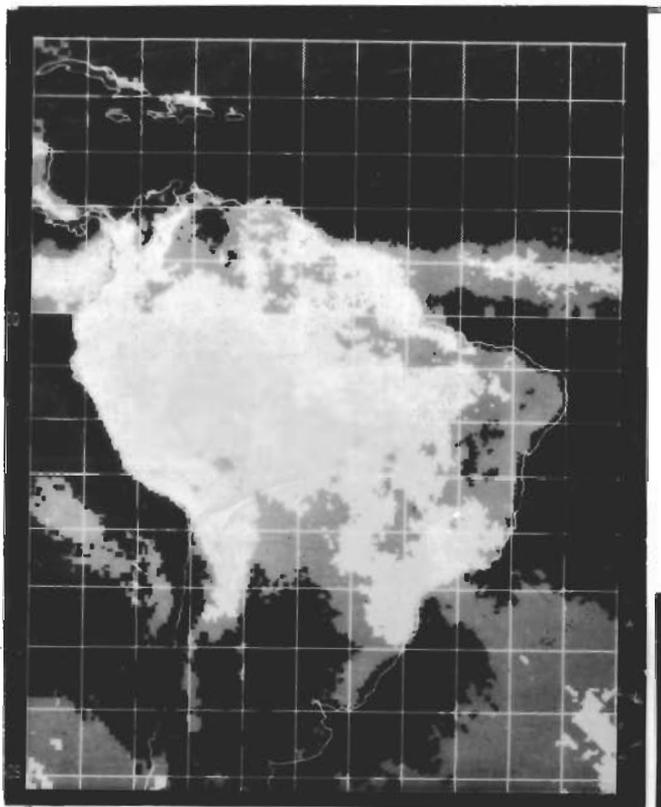
Verifica-se pela Figura 3.10, que a área onde ocorre o desenvolvimento convectivo encontra-se inserida em uma região de movimento ascendente, no período de inverno (HS). Do verão até a primavera há uma mudança da região de convergência e movimento ascendente na costa, para o norte.

A partir da divergência média mensal, calcula-se a média zonal dessa divergência entre as longitudes de  $55^{\circ}\text{W}$  e  $25^{\circ}\text{W}$  para as latitudes de  $19,6^{\circ}\text{N}$  a  $19,6^{\circ}\text{S}$  (1979 e 1980), cujo resultado é apresentado, para o período de janeiro a dezembro, nas Figuras 3.13 e 3.14.

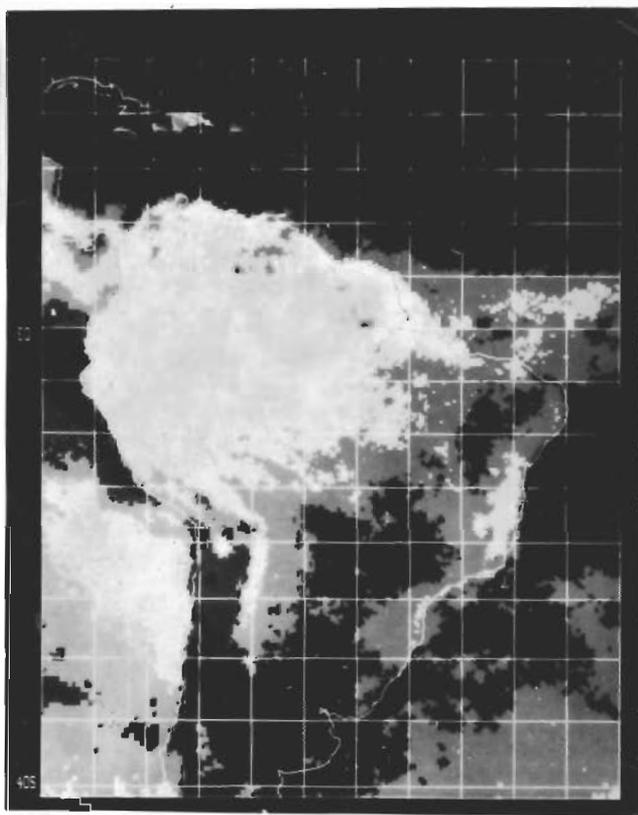
Na configuração da divergência média zonal, observa-se uma região de convergência, indicando a ZCIT, que se desloca para o norte com o início do inverno (HS). Nota-se que nessa época de inverno (HS) a intensidade da convergência é mais forte, tendo maior organização. Nesse período, a linha de cumulonimbi também se desenvolve mais ao norte e com maior frequência.

Em novembro, dezembro, janeiro e fevereiro, a ZCIT não se apresenta bem definida. Evidencia-se, nesses meses, uma região de convergência abaixo de  $5^{\circ}\text{S}$ , indicando a atividade convectiva que se verifica no continente e se estende para o oceano Atlântico. Nessa época, as frentes frias do sul deslocam-se para norte, mostrando coerência com a região de convergência a leste. O desenvolvimento da linha convectiva, no período de janeiro a fevereiro, ocorre mais ao sul na região estudada. Nos meses de outubro, novembro e dezembro não há desenvolvimento dos cumulonimbi na costa norte-nordeste do Brasil, sendo que estes se formam na costa das Guianas e da Venezuela com fraca intensidade. Nesses meses, enquanto a convergência se intensifica sobre o continente (mais acentua

da em 1980), nota-se o simultâneo enfraquecimento ou mesmo a eliminação da Zona de Convergência Intertropical entre  $55^{\circ}\text{W}$  e  $25^{\circ}\text{W}$ .



JANEIRO

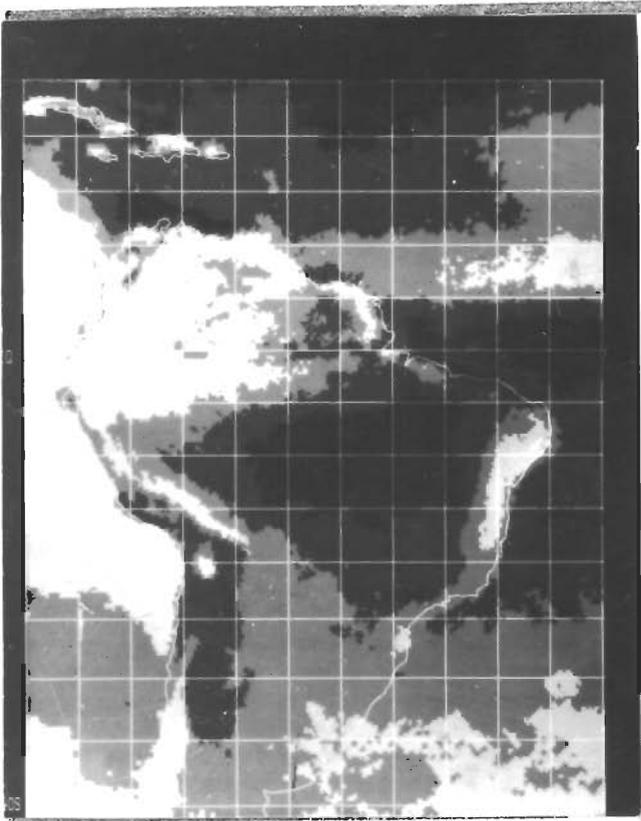


ABRIL

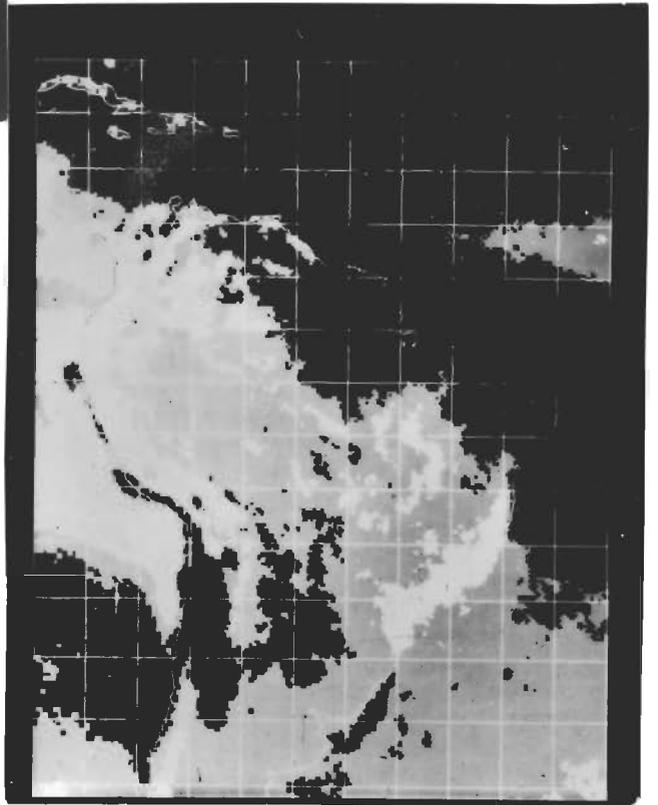
Fig. 3.12 - Imagens de brilho médio mensal.

FONTE: Miller and Feddes (1971), p.210, 214, 218 e 222.

(continua)



JULHO



OUTUBRO

Fig. 3.12 - Conclusão

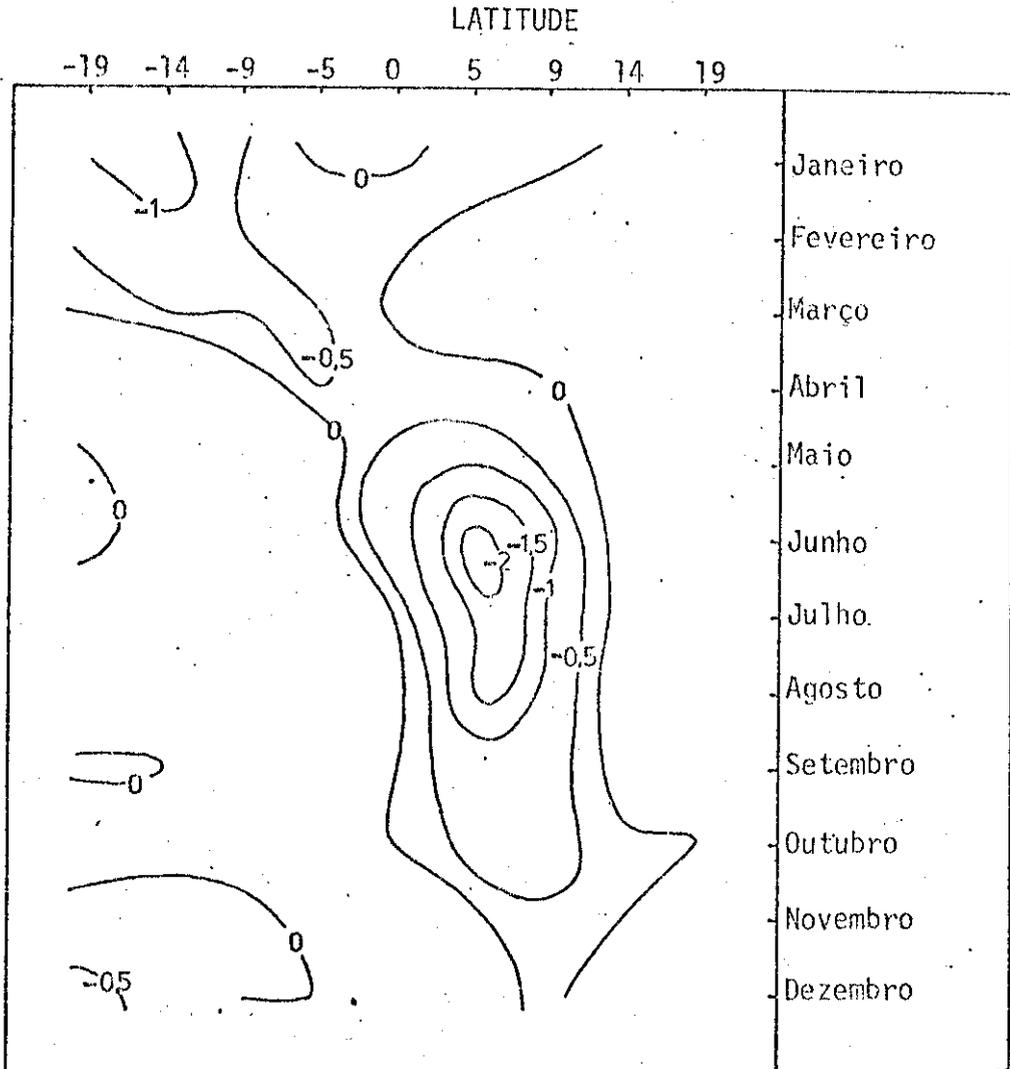


Fig. 3.13 - Isolinhas de convergência média mensal zonal ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) entre  $55^{\circ}\text{W}$  e  $25^{\circ}\text{W}$ , para 1979 (850 mb e 1200 TMG).

Convém notar pela Figura 3.14 que em março de 1980 existe uma região de convergência de  $0^{\circ}$  a  $5^{\circ}$ N, embora na configuração de março de 1979 (Figura 3.13) não seja observada tal região, mesmo com a frequência de desenvolvimento da linha na costa sendo aproximadamente igual. Nas imagens, nota-se também que em março de 1980 há uma maior organização de nebulosidade na ZCIT do que em 1979.

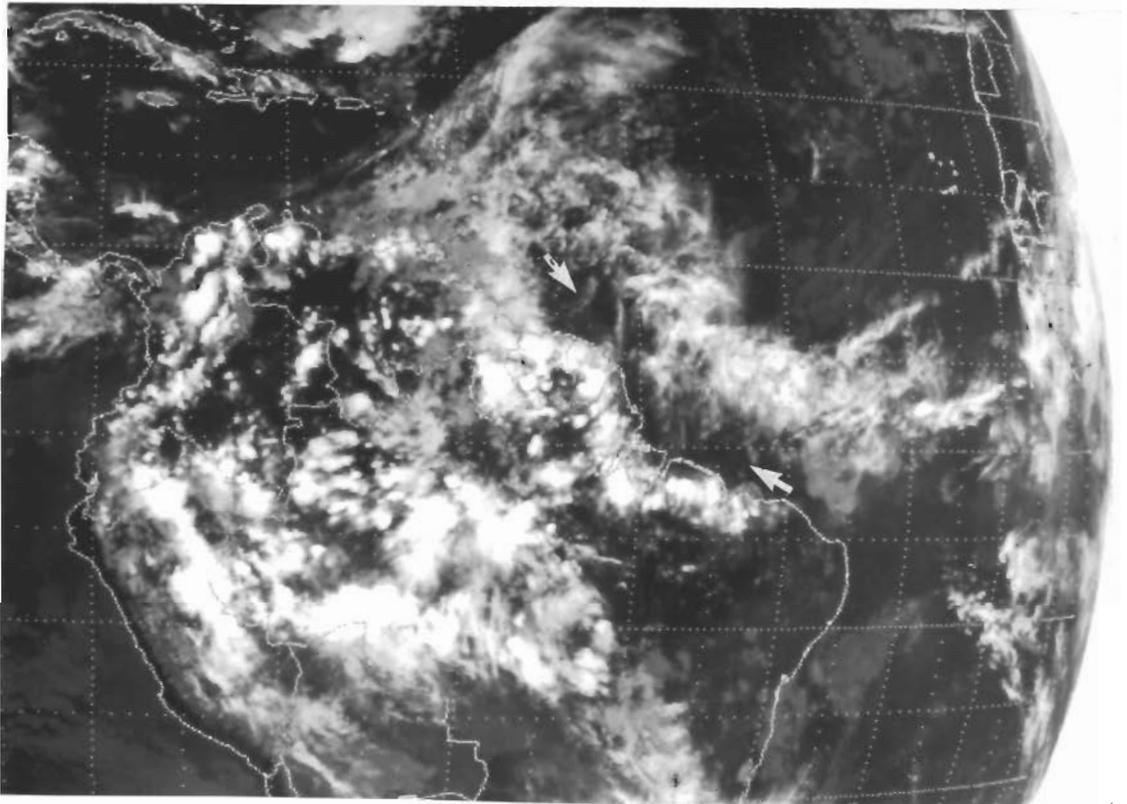
De maneira geral, observa-se que durante o período em que a atividade convectiva associada à brisa marítima é menos frequente (de novembro a abril), a Zona de Convergência sobre o Atlântico está difusa e, no período em que a atividade é mais frequente (maio a setembro), a ZCIT mostra-se bem distinta.

A Zona de Convergência Intertropical nas cartas de Hastenrath e Lamb (1977) não apresenta essa variação sazonal quanto à intensidade e organização. Observa-se na Figura 3.7 que apenas há variação sazonal na sua localização, situando-se mais ao norte ou mais ao sul. Deve ser lembrado, porém, que essas cartas apresentam resultados médios de 60 anos, enquanto neste estudo de divergência mensal analisa-se apenas dois anos. Assim, podem existir algumas características específicas para cada ano que não são notadas na média.

Da análise de divergência mensal, nota-se que os sistemas de grande escala influenciam a circulação local, provocando movimentos ascendentes ou subsidentes que favorecem ou inibem a ascensão do ar em uma escala menor. A nebulosidade da ZCIT indica a existência de uma região com forte movimento ascendente, que se estende até a costa, influenciando na circulação da brisa marítima e aumentando a convecção em seu ramo ascendente. O ramo descendente desta circulação, por sua vez, influencia na ZCIT, impedindo o desenvolvimento de nuvens sobre a região oceânica costeira, pela subsidência de mesoescala, como pode ser verificado na imagem da Figura 3.15. Nos meses em que não há desenvolvimento da linha convectiva na costa norte-nordeste do Brasil (entre  $0^{\circ}$  e  $5^{\circ}$ S), ou a ZCIT está deslocada para sua posição ao norte, ficando afastada dessa costa, (inverno no HS), ou há forte convergência na parte oeste do continente

(primavera no HS). Portanto, para compensar a ascensão de grande escala associada à convergência, pode haver subsidência na costa norte-nordeste do Brasil que impede a convecção.

O esquema da Figura 3.16 mostra como pode ocorrer, na primavera, a interação entre zonas de convergência, provocando subsidência na região Nordeste do Brasil. Essa interação foi sugerida por Oliveira (1981), quando, através da análise do brilho médio, notou a existência de regiões que poderiam indicar movimento ascendente e descendente, o que caracteriza uma circulação do tipo Walker.



SMS-2 29/abril/81 - 2100 TMG

Fig. 3.15 - Imagem no infravermelho indicando a área isenta de nuvens na região onde atua o ramo subsidente da circulação da brisa marítima.

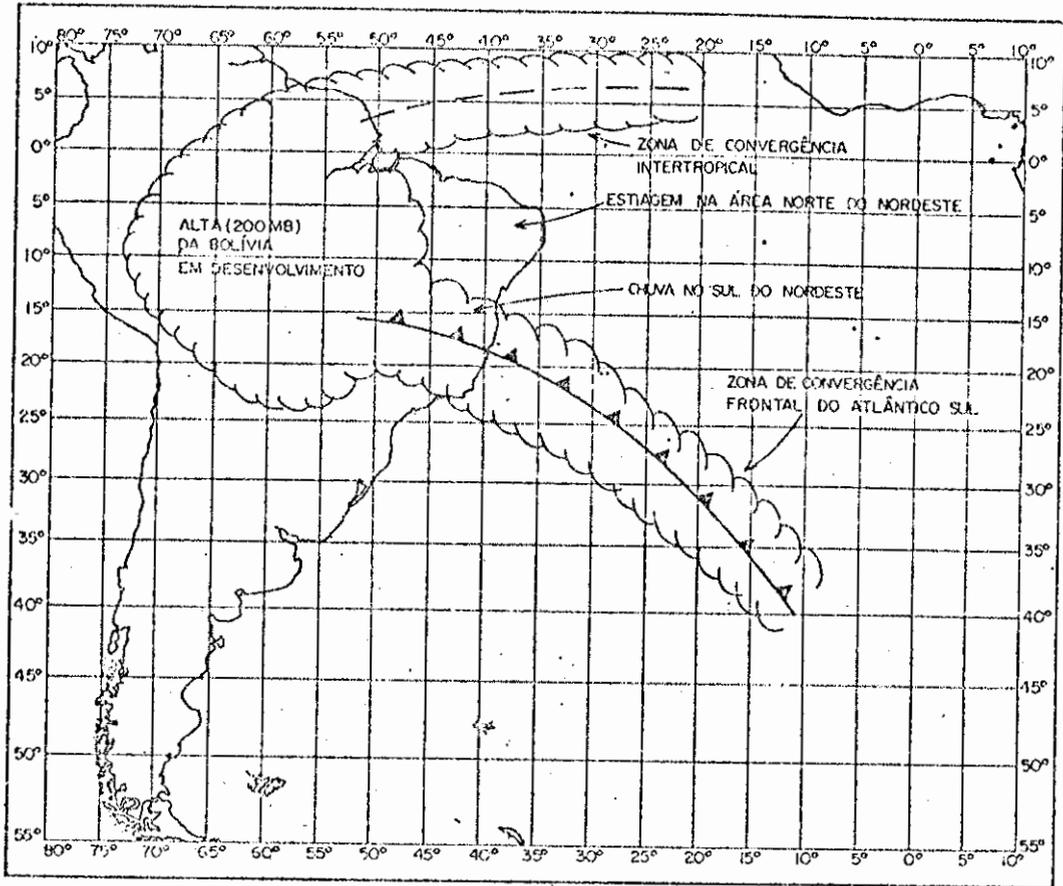


Fig. 3.16 - Interação entre zonas de convergência.

FONTE: Oliveira (1981), p. 45.

Neste estudo, nota-se, na primavera (HS) dos anos de 1979 e 1980, a ausência da Zona de Convergência Intertropical e forte convecção no continente. Este fato pode ser devido à ação da subsidência de grande escala, que atinge uma região maior e engloba a área onde haveria convergência em baixos níveis.

### 3.3 - ANÁLISE DE ALGUNS CASOS ESPECÍFICOS DE OCORRÊNCIA DE ATIVIDADE CONVECTIVA ASSOCIADA À BRISA MARÍTIMA

Com o objetivo de bem caracterizar os mecanismos dinâmicos envolvidos no desenvolvimento da linha convectiva associada à brisa marítima, são realizadas muitas análises e, dentre os casos de ocorrência

cia para o ano de 1979 apenas alguns dias são apresentados para o período em que a linha convectiva se desenvolve ao sul de  $6^{\circ}\text{N}$  (março), e um dia em que a maior parte do desenvolvimento convectivo na costa se localiza ao norte de  $0^{\circ}$  (agosto). Como os dados são fornecidos de 5 em  $5^{\circ}$ , somente os sistemas de grande escala são bem caracterizados pelos campos de divergência e movimento vertical, o que é verificado nos dias selecionados. Para cada dia são apresentados os campos da nebulosidade relacionada com atividade convectiva, a resultante do movimento vertical dos sete níveis ( $\omega_N$ ) e o desvio de divergência em relação à média mensal.

Nas análises dos desvios de divergência, estes correspondem a variações diárias ocorridas em relação à divergência média mensal. Desvios negativos podem representar convergência maior do que a convergência mensal, ou divergência menor do que a divergência mensal. Nos casos analisados, a maior parte dos desvios negativos encontra-se em regiões onde há convergência nas análises diárias de divergência, e os desvios positivos onde há divergência nas análises diárias. Destacam-se, assim, as áreas de máximas convergência e divergência.

### 3.3.1 - ANÁLISES PARA O DIA 23 DE MARÇO DE 1979

No esquema da Figura 3.17 pode-se observar que a linha de cumulonimbi e a nebulosidade associada à ZCIT apresentam-se bem organizadas, sendo que esta última estende-se de  $0^{\circ}$  a  $5^{\circ}\text{N}$ , próxima à costa. Nota-se a presença de uma forte atividade convectiva no Hemisfério Norte, unindo-se a um sistema frontal ao norte, enquanto no Hemisfério Sul há um sistema frontal no oceano que apresenta uma ligação com a nebulosidade sobre o continente.

O campo de movimento vertical (Figura 3.18) apresenta regiões de movimento ascendente que coincidem com as regiões de nebulosidade indicadas na imagem.

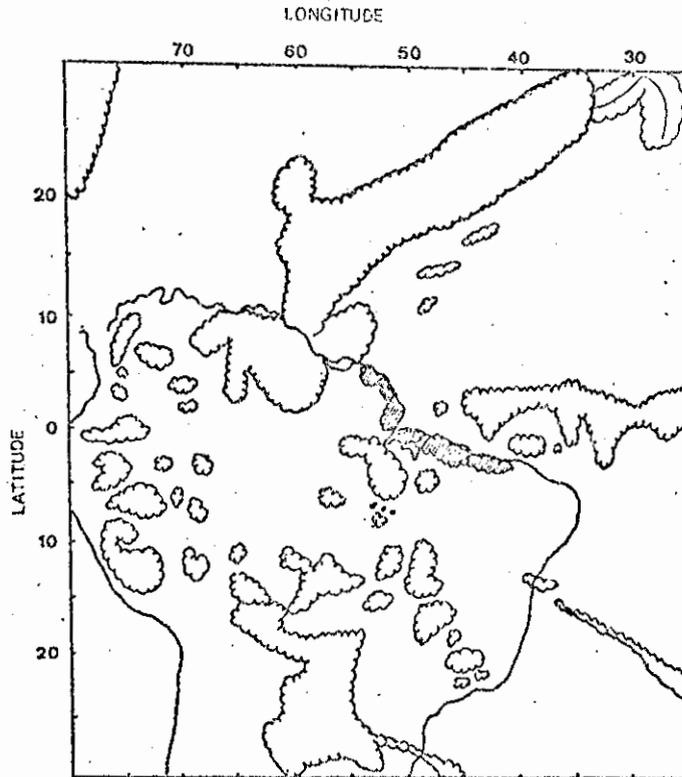


Fig. 3.17 - Campo de nebulosidade para o dia 23 de março de 1979 às 1800 TMG.

- A área hachuriada refere-se à linha de cumulonimbi associada à brisa, e as áreas claras desenhadas como nuvem indicam regiões de atividade convectiva.

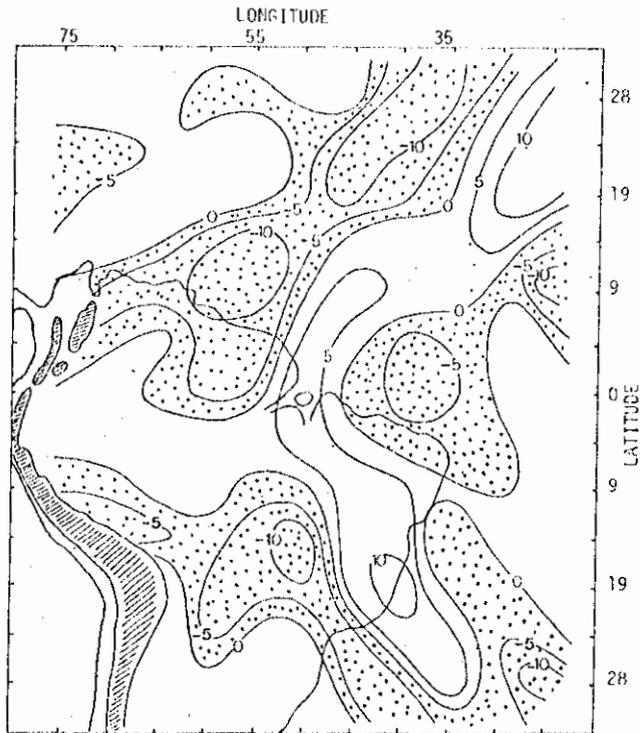


Fig. 3.18 - Isolinhas da média do movimento vertical nos sete níveis ( $\bar{\omega}_N$ ) ( $10^{-4}$  mb/s) para o dia 23 de março de 1979 às 1200 TMG.  
- As áreas pontilhadas representam movimento ascendente.

A Figura 3.19 apresenta o desvio da divergência para 1000 mb (1200 TMG). Nota-se que há um desvio negativo em toda a costa e regiões com altos valores próximos a ela. Esse desvio negativo em baixos níveis pode representar uma região favorável para a ascensão do ar na circulação da brisa, que assim pode formar os cumulonimbi na costa. Olhando a configuração geral do desvio, nota-se que no dia 23 de março há uma região de desvio positivo de divergência no Atlântico Norte, limitada por duas regiões de desvio negativo. A região de desvio negativo, que se encontra a oeste dela, está associada com a nebulosidade no oceano e com a zona frontal no extremo nordeste do esquema de nebulosidade. A existência da região de desvio positivo, no oceano, pode representar uma intensificação da alta subtropical. Esta intensificação, relacionada com a presença da frente observada, refletir-se-ia na ocorrência de fortalecimento dos alísios de nordeste, às vezes referidos como impulsos nos alísios. Como mencionado na introdução, impulsos nos alísios podem ser responsáveis pelo aumento de convergência em baixos níveis na região equatorial. Com esses impulsos, a variação de velocidade dos alísios torna-se maior entre regiões próximas à alta subtropical e regiões próximas ao equador, pois nestas últimas a velocidade dos ventos é pequena, havendo aí um aumento na convergência. Portanto, esse pode ser um processo pelo qual se estabelece a região de desvios negativos de divergência na costa norte-nordeste da América do Sul, também observada pela organização de nebulosidade da ZCIT próxima à região costeira. No Hemisfério Sul observam-se, também, regiões de desvio negativo de convergência nas áreas de atividade convectiva no continente Sul-americano.

Pode-se observar pela Figura 3.20 que a linha de cumulonimbi propaga-se para o interior do continente até 0300 TMG do dia seguinte. Conforme mencionado no Capítulo 1, um possível mecanismo para a propagação das linhas de instabilidade é a ação do cisalhamento vertical do vento (Mansfield, 1977; Newton and Newton, 1959; Schlesinger, 1973), que fornece condições para que novos cumulonimbi se formem à medida em que haja precipitação dos antigos. Uma vez formada, a linha de atividade convectiva realimenta-se através das correntes descendentes que forçam a ascensão do ar adjacente.

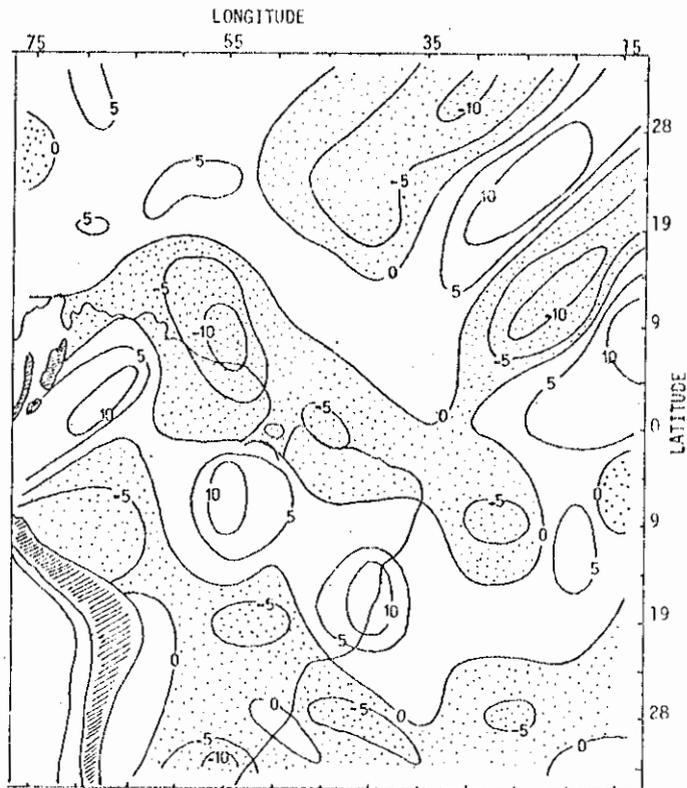
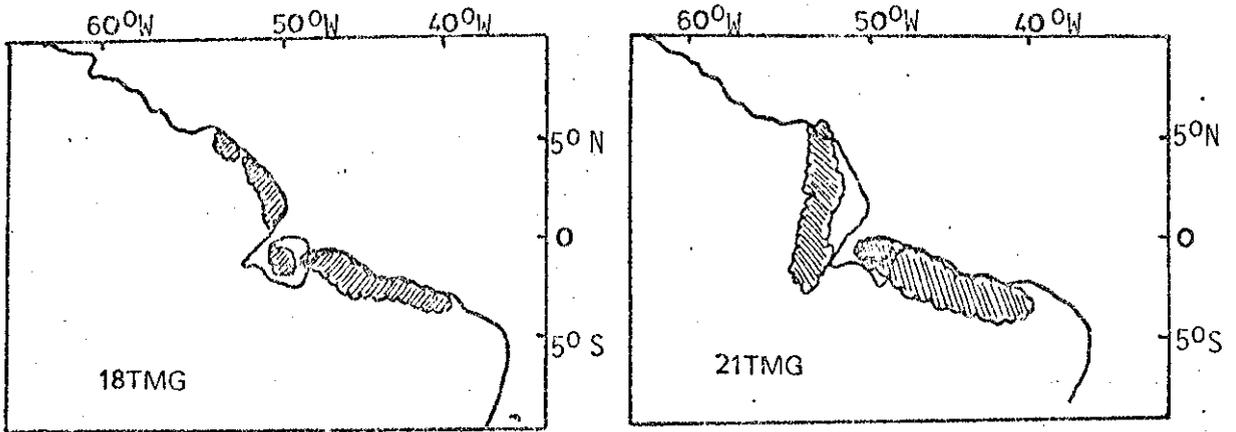
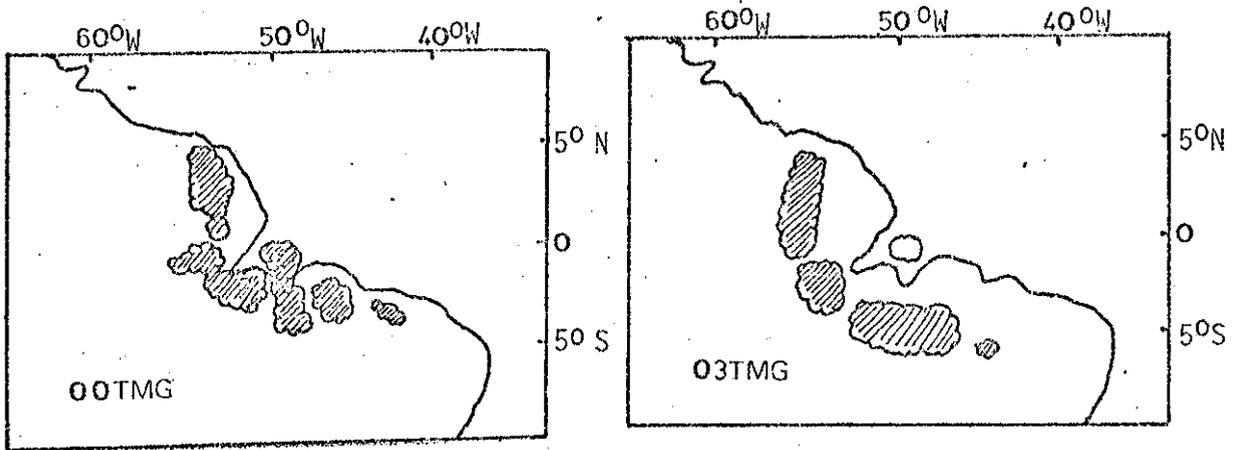


Fig. 3.19 - Isolinhas de desvio da divergência ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) em 1000 mb para o dia 23 de março de 1979 às 1200 TMG.

- As áreas pontilhadas representam desvios negativos.



23 de março de 1979



24 de março de 1979

Fig. 3.20 - Esquema da nebulosidade da linha convectiva associada à brisa (área hachuriada), o qual mostra a propagação desta linha para o interior.

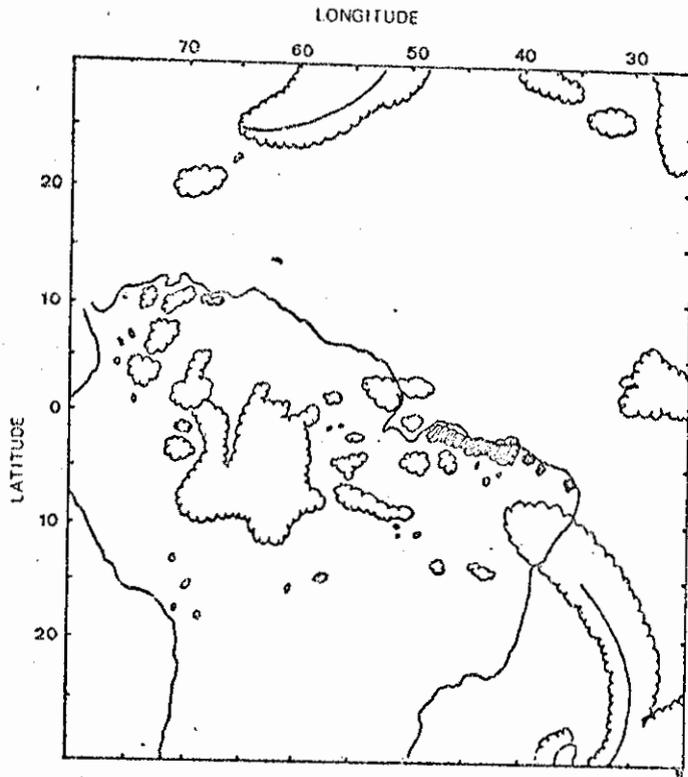


Fig. 3.21 - Campo de nebulosidade para 26 de março de 1979, 1800 TMG.

- A área hachuriada indica a atividade convectiva associada à brisa marítima.

O movimento vertical, representado na Figura 3.23, relaciona-se com a nebulosidade convectiva; notar que a região onde há desenvolvimento dos cumulonimbi apresenta movimento ascendente, que se estende para a região onde está situada a zona frontal.

A análise do cisalhamento, calculado com os dados do NMC, não fornece evidências de sua influência. Talvez isto ocorra devido à grande distância entre os valores disponíveis nos pontos de grade (aproximadamente 500 km).

Um outro possível mecanismo para a propagação de linhas de instabilidade, formadas nas regiões costeiras, foi sugerido por Sun and Orlansky (1981a e b). Estes, fazendo análises numéricas, sugeriram que a instabilidade associada a ondas de gravidade de mesoescala, provocadas pela circulação da brisa do mar, poderia ser o mecanismo de organização e propagação de bandas de nuvens na costa tropical da América do Sul.

### 3.3.2 - ANÁLISES PARA O DIA 26 DE MARÇO DE 1979

Nesse dia, há desenvolvimento da linha de cumulonimbi, na presença de uma frente fria a leste-nordeste do continente (Figura 3.21). A divergência em altos níveis, que se verifica no extremo norte desta frente (confirmada a seguir no desvio da divergência em 200 mb, na Figura 3.22), pode ser responsável pela forte convecção na parte ascendente da circulação da brisa. Outra influência da frente pode ser a sua presença próxima ao equador, que causa uma diminuição da pressão, e favorece o deslocamento do cavado equatorial para o sul, como sugerido por Kousky (1979).

No campo do desvio da divergência em 1000 mb (Figura 3.22), nota-se a região de desvio negativo, que evidencia a convergência associada à frente, estendendo-se para a costa norte-nordeste do Brasil. Nesse caso, a zona frontal age diretamente na região costeira, podendo ser responsável pelo desenvolvimento de convecção associado à circulação da brisa. No nível de 200 mb (Figura 3.22) observa-se um desvio positivo, acentuado, na região onde se localiza a frente.

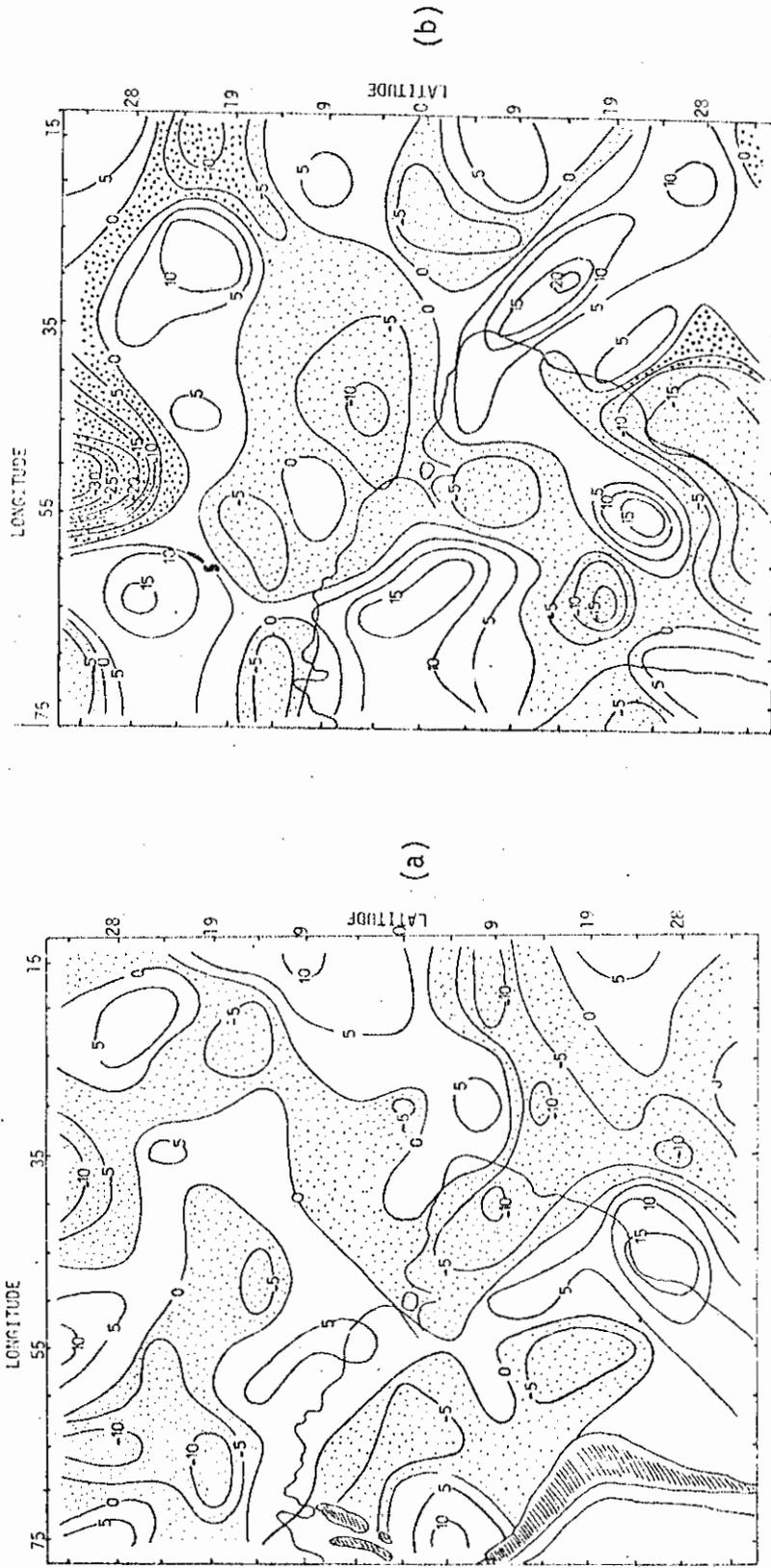


Fig. 3.22 - Isolinhas de desvio de divergência ( $10^{-6} s^{-1}$ ) em 1000 mb (a) e 200 mb (b) para o dia 26 de março de 1979 às 1200 TMG.  
- As áreas pontilhadas representam desvios negativos.

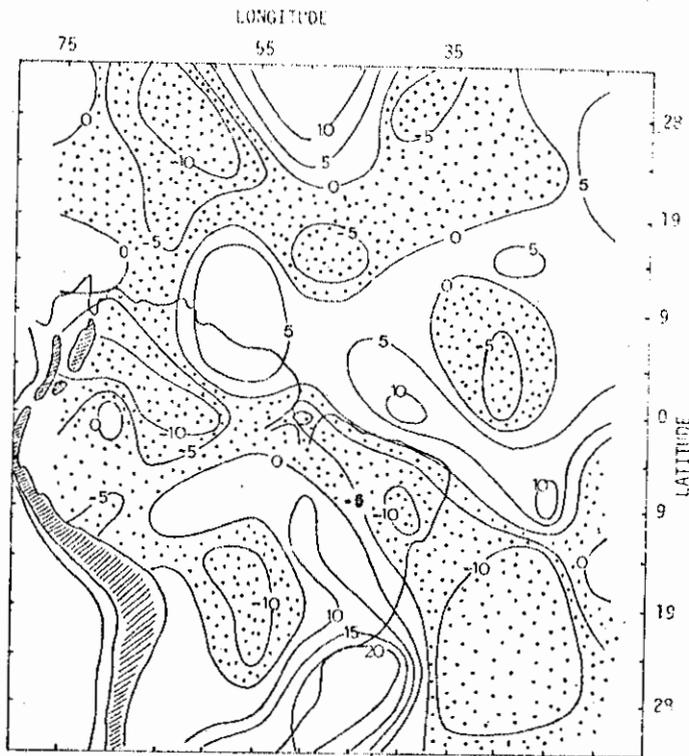


Fig. 3.23 - Isolinhas de  $\bar{\omega}_N$  ( $10^{-4}$  mb/s) para o dia 26 de março de 1979 às 1200 TMG.

- As áreas pontilhadas representam movimentos ascendentes.

### 3.3.3 - ANÁLISES PARA O DIA 27 DE MARÇO DE 1979

Nota-se pela Figura 3.24 que no dia 27 de março de 1979 a frente que estava situada junto à costa nordeste no dia anterior, começa a afastar-se. Neste dia, há formação de atividade convectiva na região centro-leste do continente, sendo que no dia anterior havia forte convecção na parte centro-noroeste da América do Sul, quando a frente estava mais próxima do continente. O deslocamento aparente, para leste, da atividade convectiva máxima sobre o continente, com o avanço de uma frente fria, foi mostrado por Kousky and Ferreira (1981), que também observaram o deslocamento para leste da área de máxima correlação de pressão entre uma estação situada no extremo sul e outras estações do Brasil. Pode-se notar, através da Figura 3.24, que os cumulonimbi no extremo direito da costa norte-nordeste do Brasil estão mais desenvolvidos em relação àqueles do dia anterior, possivelmente devido ao deslocamento de pressão baixa para leste.

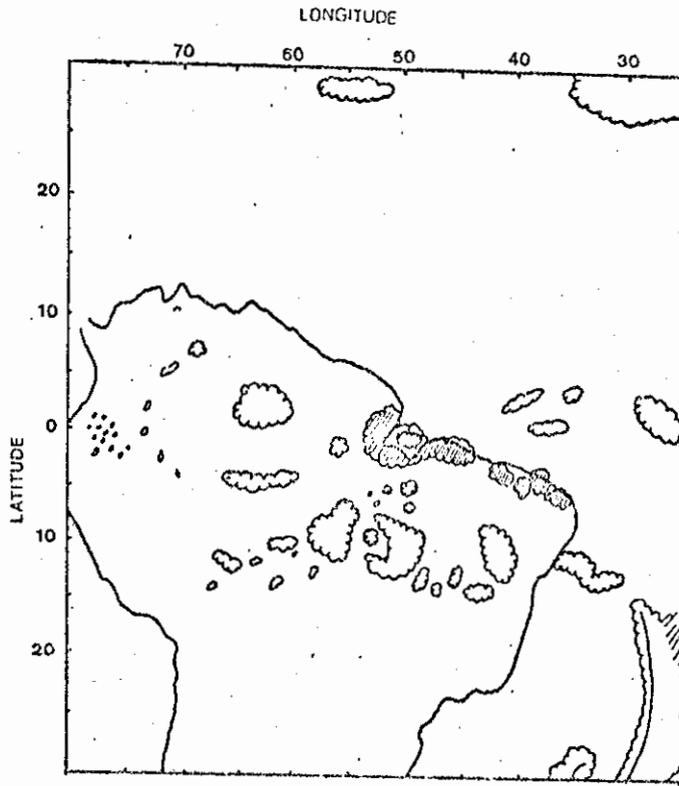


Fig. 3.24 - Campo de nebulosidade para 27 de março de 1979, 1800 TMG.  
- A área hachuriada indica a atividade convectiva associada à brisa marítima.

Comparando a Figura 3.23 com a Figura 3.25, observa-se um deslocamento de máximos valores de  $\bar{\omega}_N$  para leste, enquanto a região de convergência, que indica a frente, também se desloca para leste.

Embora a região de desvio negativo de divergência em baixos níveis, que representa a frente, esteja mais distante (Figura 3.26), nesse dia observa-se, na costa norte-nordeste do Brasil, forte desvio positivo em altos níveis (Figura 3.26).

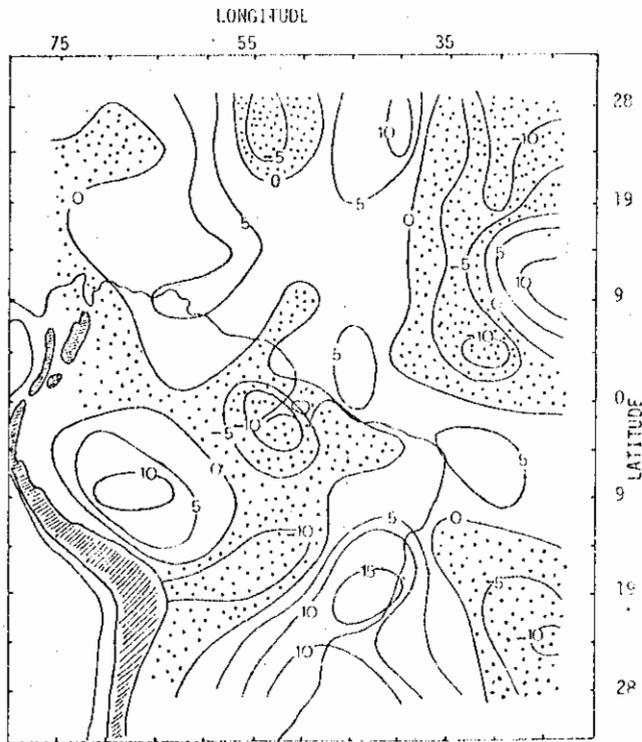


Fig. 3.25 - Isolinhas de  $\bar{\omega}_N$  ( $10^{-4}$  mb/s) para o dia 27 de março de 1979 às 1200 TMG.

- As áreas pontilhadas representam movimento ascendente.

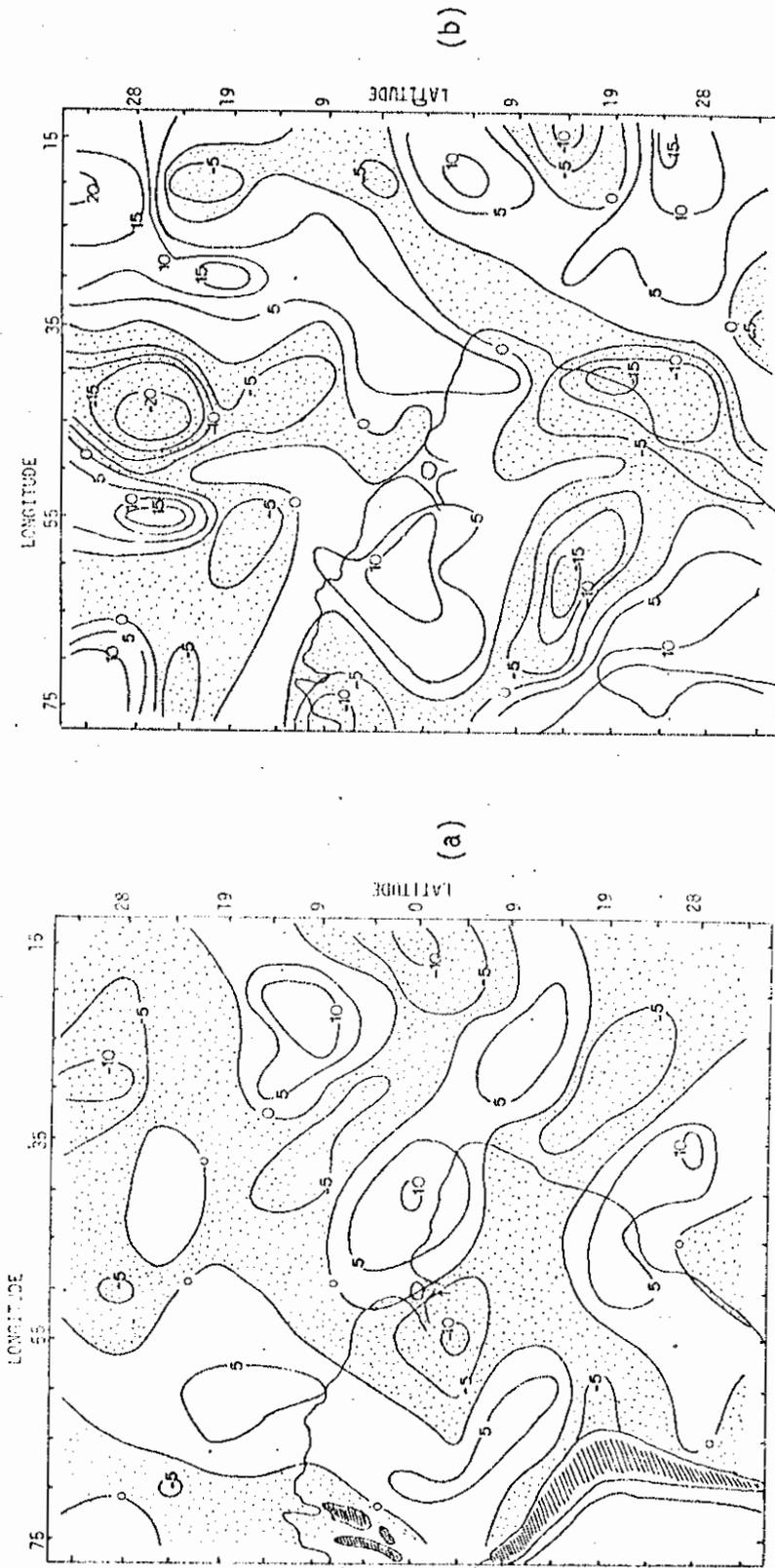


Fig. 3.26 - Isolinhas de desvio de divergência ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) em 1000 mb (a) e 200 mb (b) para o dia 27 de março de 1979 às 1200 TMG.

- As áreas pontilhadas representam desvios negativos de divergência.

### 3.3.4 - ANÁLISES PARA O DIA 19 DE AGOSTO DE 1979

Através da imagem esquematizada na Figura 3.27, observa-se nos dois hemisférios a existência de zonas frontais e a presença de nebulosidade da ZCIT ao norte de  $5^{\circ}\text{N}$ .

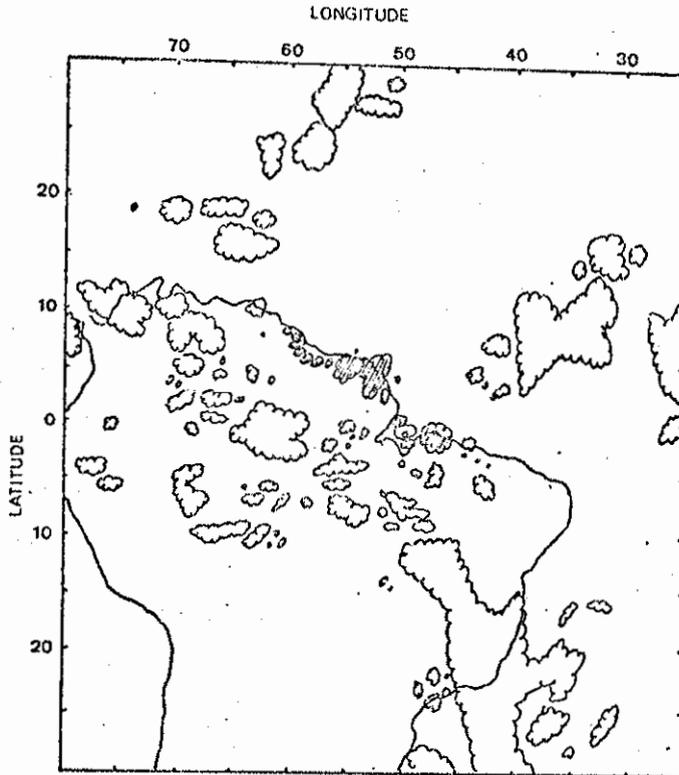


Fig. 3.27 - Campo de nebulosidade para o dia 19 de agosto de 1979 às 1800 TMG.

- A área hachuriada indica a atividade convectiva associada à brisa marítima.

Na Figura 3.28, observa-se que as regiões de movimento ascendente caracterizam algumas áreas de nebulosidade de grande escala. Na área do desenvolvimento, entretanto, aparece uma área de movimento subsidente. Neste caso, as configurações do desvio de divergência apresentam variações na costa norte-nordeste da América do Sul, entre 1200 TMG do dia 19 e 0000 TMG do dia 20, isto é, de 0730 HLG às 1930 HLG do dia 19. Essas alterações de desvio positivo para desvio negativo em bai

xos níveis e o oposto para altos níveis parecem relacionar-se com o desenvolvimento convectivo na costa.

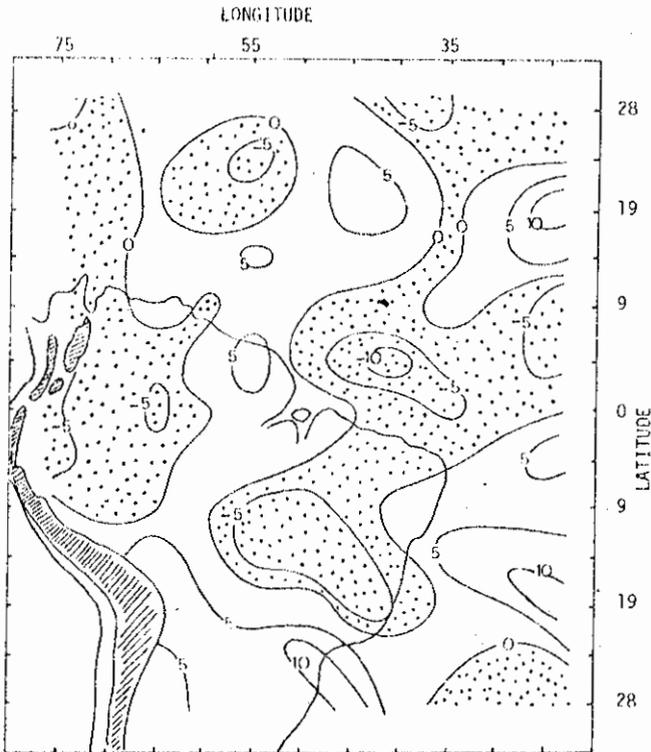


Fig. 3.28 - Isolinas de  $\bar{\omega}_N$  ( $10^{-4}$  mb/s) para o dia 19 de agosto de 1979 às 1200 TMG.

- As áreas pontilhadas representam movimento ascendente.

No dia 19 de agosto (1200 TMG) há um desvio positivo de divergência em 850 mb na região do desenvolvimento da atividade convectiva na costa (Figura 3.29a), enquanto em altos níveis (Figura 3.29b) a área costeira está entre uma região de desvio negativo e outra de desvio positivo. Nota-se pela Figura 3.29, que há a leste desta área, uma região de desvio negativo em baixos níveis e desvio positivo em altos níveis.

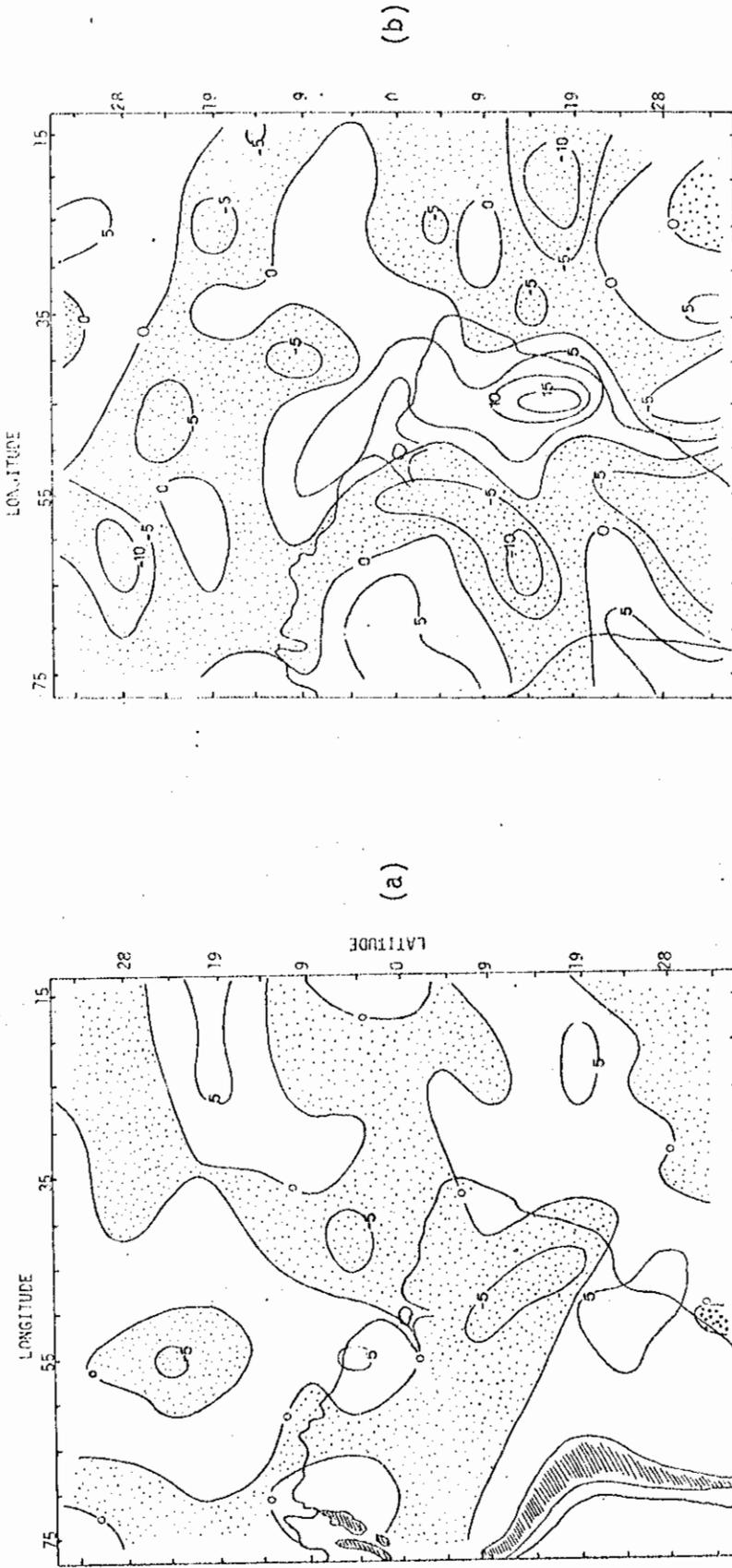


Fig. 3.29 - Isolinhas de desvio de divergência ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) em 850 mb (a) e 250 mb (b) para o dia 19 de agosto de 1979 às 1200 TMG.

- As áreas pontilhadas representam desvios negativos.

Às 0000 TMG do dia 20 de agosto (1930 HLG do dia 19 de agosto) há um desvio negativo em baixos níveis (Figura 3.30), onde havia desvio positivo no dia anterior (Figura 3.29a) e, em altos níveis (Figura 3.31), um desvio positivo, onde existia um desvio negativo (Figura 3.29b). Verifica-se, assim, uma mudança no campo do desvio de divergência, que pode ter influenciado a circulação da brisa, ou ser o resultado desta circulação, que é associada aos cumulonimbi na costa. Como os dados utilizados são fornecidos apenas a cada 500 km, a última hipótese é pouco provável.

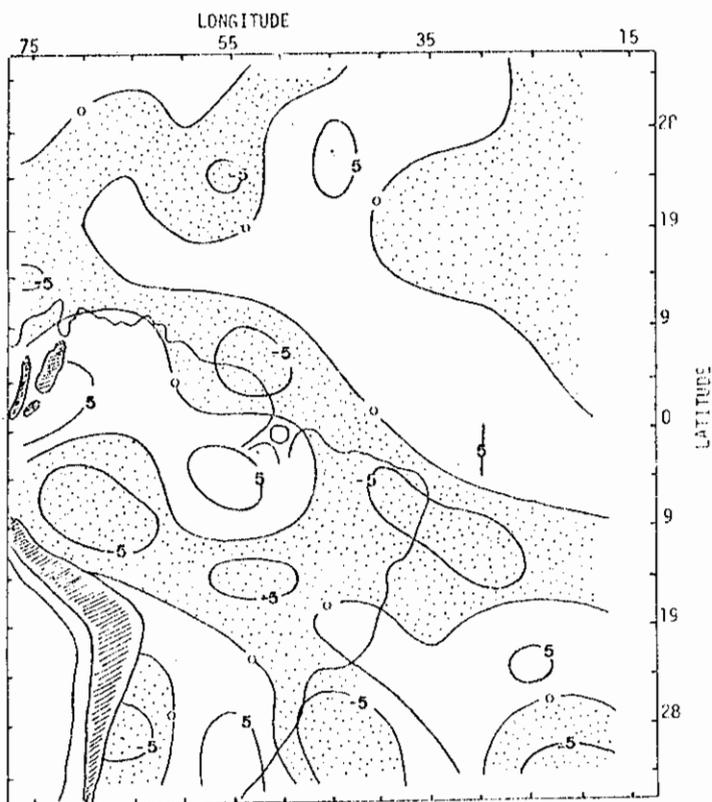


Fig. 3.30 - Isolinhas de desvio de divergência ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) em 850 mb para o dia 20 de agosto às 00 TMG (1930 HLG do dia 19 de agosto).

- As áreas pontilhadas representam desvios negativos.

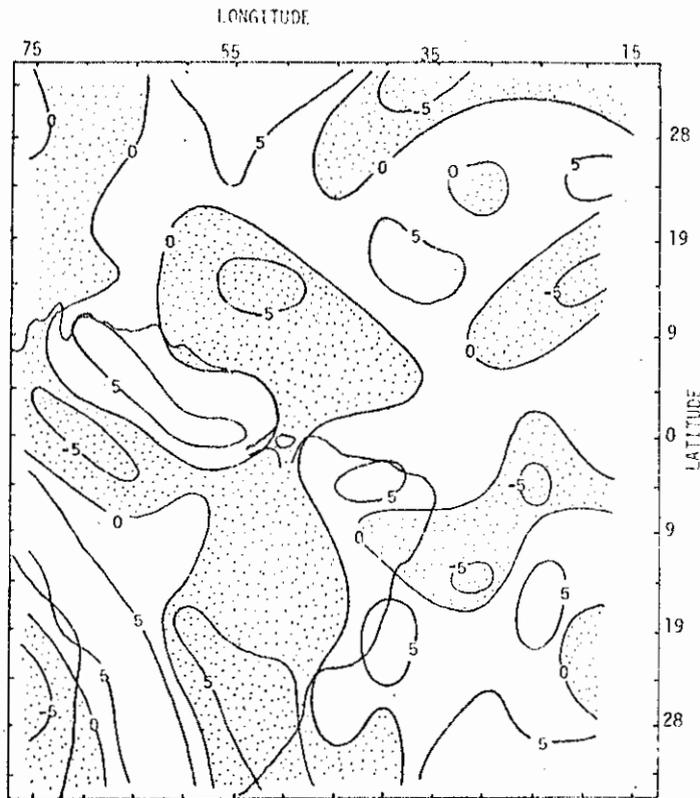


Fig. 3.31 - Isolinhas de desvio de divergência ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) em 250 mb para o dia 20 de agosto às 0000 TMG.

- As áreas pontilhadas representam movimento ascendente.

Como se observa no campo de nebulosidade, há uma zona frontal no Hemisfério Norte entre as longitudes  $60^{\circ}\text{W}$  e  $50^{\circ}\text{W}$ . Percebe-se pela Figura 3.29a que no dia 19 (1200 TMG) há um desvio negativo em 850 mb, nessa área, que persiste no dia 20 (0000 TMG), quando se destaca uma região de desvio positivo a leste. Em análise semelhante à do dia 23 de março, esse desvio positivo pode representar uma intensificação da alta subtropical. Assim, há possibilidade de haver um aumento de convergência na costa norte-nordeste da América do Sul, pela ocorrência de impulsos nos alísios de nordeste.

Pelas análises diárias realizadas, conclui-se que os sistemas de circulação de escala sinótica podem estabelecer condições dinâmicas, como convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis, e diminuição de pressão na superfície, os quais são favoráveis para aumentar a convecção associada à circulação da brisa marítima. Deve-se mencionar que nem todos os dias de ocorrência da atividade associada à bri

sa, analisados para o ano de 1979, apresentaram as condições dinâmicas citadas. Assim, outros mecanismos influentes no desenvolvimento da linha convectiva na costa, que não são representados pelas análises sinóticas podem estar presentes. Um mecanismo de mesoescala foi proposto por Sun and Orlansky (1981). Entretanto, como os dados disponíveis são fornecidos a cada 5<sup>o</sup> aproximadamente, os mecanismos de mesoescala não podem ser ve rificados.

### 3.4 - DISCUSSÃO E RESUMO

Os seguintes resultados podem ser destacados para as an álises climatológica, diagnóstica e dos casos específicos:

- 1) A atividade convectiva associada à brisa marítima na costa nor te-nordeste da América do Sul apresenta uma mudança sazonal em sua localização. No verão e outono, o desenvolvimento convectivo ocorre ao sul de 0<sup>o</sup> e, no inverno e primavera, ao norte de 0<sup>o</sup>. A variação latitudinal da ZCIT e da região de confluência dos alísios ocorre no mesmo sentido da mudança na posição da ativi dade convectiva associada à brisa marítima, o que evidencia uma ligação entre as características do escoamento de grande escala e o desenvolvimento de cumulonimbi associados à circulação lo cal. Na costa norte-nordeste do Brasil, apenas de janeiro a maio há desenvolvimento dos cumulonimbi associados à brisa marítima. No período de junho a dezembro, essa região não apresenta ativi dade convectiva, mesmo com a entrada da brisa. Durante estes me ses, a linha convectiva se desenvolve mais a oeste e ao norte d a costa, atingindo as Guianas, a Venezuela e parte da costa nor te do Brasil. Nos campos de divergência média mensal e de  $\bar{\omega}_N$ , nota-se a ZCIT bem definida no período de inverno (HS), estenden do sua ação até a costa norte-nordeste. Um fator que inibe o de se nv olv ime nto dos cumulonimbi nesta costa, na primavera, pode ser a subsidência de grande escala existente nessa região, que compensa o forte movimento ascendente associado à atividade con ve cti va no continente. No inverno (HS), a intensificação da ZCIT

favorece a forte ascensão do ar em latitudes mais ao norte, afastadas do equador. Uma área de subsidência no Nordeste do Brasil, provocada pelo movimento ascendente na ZCIT, foi sugerida por Moura e Shukla (1980), quando verificaram anomalias de temperatura da superfície do mar nos anos secos. Essas anomalias estabeleciam uma circulação local termicamente direta, com ramo ascendente aproximadamente a  $10^{\circ}\text{N}$  e ramo subsidente tanto sobre o Nordeste do Brasil como sobre a região oceânica adjacente.

- 2) Há uma variação sazonal na frequência de desenvolvimento da atividade convectiva na costa, sendo maior nos meses de inverno (HS) e menor na primavera e no verão (HS), conforme mostrado nas Figuras 3.4 e 3.6. A organização da ZCIT nos meses de inverno (HS) também é maior, como evidenciado na configuração da média zonal de divergência média mensal. Nesta configuração verifica-se que, na primavera e no verão (HS), ao mesmo tempo em que a ZCIT não se apresenta bem definida, destaca-se a forte atividade convectiva existente sobre o continente da América do Sul. Na primavera, a frequência mínima observada estaria associada à convecção no continente. No verão, o mínimo de frequência poderia ser relacionado com a presença de nebulosidade na costa nordeste, a qual causa uma diminuição no aquecimento da superfície terrestre nessa área, o que reduz o contraste de temperatura necessário para a circulação da brisa. Entretanto, no verão, quando há desenvolvimento da atividade convectiva associada à brisa, esta localiza-se entre as longitudes de  $50^{\circ}\text{W}$  e  $35^{\circ}\text{W}$  e latitudes de  $0^{\circ}$  a  $5^{\circ}\text{S}$ , apresentando intensa atividade.
  
- 3) Uma associação entre os sistemas de grande escala e a circulação da brisa é verificada através das médias mensais de divergência e escoamento, bem como através das observações climatológicas. Além dessa verificação, as análises diárias indicam um aumento de convergência na costa, associado à ação dos sistemas de grande escala. O aumento de convergência na costa pode se originar, às vezes, devido à ocorrência de impulsos nos alísios de nordeste

te, relacionados com a intensificação da alta subtropical do Atlântico Norte. A presença de uma zona frontal próxima à região do desenvolvimento da linha convectiva também estabelece convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis, fato este que auxilia a ascensão do ar na circulação da brisa. Em muitos casos, há ocorrência de frentes frias nos dois hemisférios e nebulosidade da ZCIT bem organizada, auxiliando o desenvolvimento da linha convectiva.

- 4) A influência da linha convectiva nos sistemas de grande escala pode ser estabelecida pela observação das áreas claras existentes entre a região costeira e a nebulosidade da ZCIT, indicando a subsidência causada pelo ramo descendente da circulação da brisa marítima (Figura 3.15). Verifica-se, assim, uma interação entre a circulação associada à brisa marítima e os sistemas de grande escala.

## CAPÍTULO 4

### RESULTADOS: ATIVIDADE CONVECTIVA ASSOCIADA À CIRCULAÇÃO DO TIPO VENTOS VALE-MONTANHA

Na região de planície, onde se localiza o Paraguai, há algumas vezes, o aparecimento de forte atividade convectiva no fim da noite, que adquire grande desenvolvimento nas primeiras horas da manhã, como se pode observar nas imagens de satélite estacionário (Figura 4.1).

Este estudo para a circulação do tipo ventos vale-montanha é realizado apenas para os casos de ocorrência da forte atividade convectiva citada, no ano de 1979; consiste em uma introdução ao estudo dos fatores que levam a esse intenso desenvolvimento convectivo.

Na região centro-sul do continente sul-americano, observa-se também a organização, em forma de vírgula, de aglomerados de nuvens convectivas com comprimento de onda associado de, aproximadamente, 1500 km. Um estudo de Satyamurty (1981) mostrou que esses vórtices podem se desenvolver como uma manifestação de instabilidade baroclínica. Pode-se notar a distinção entre a atividade convectiva observada e o desenvolvimento de vórtices de escala intermediária, associados à instabilidade baroclínica através da escala temporal e da forma da nebulosidade associada. Enquanto os distúrbios baroclínicos aparecem como aglomerados de nuvens em forma de vírgula e têm uma escala de tempo da ordem de dois dias, a atividade convectiva observada, em estudo, desenvolve-se rapidamente em 6 horas, sendo que seu tempo de duração é de menos de um dia e sua forma, arredondada.

A área onde ocorre o desenvolvimento da atividade convectiva noturna situa-se entre a Cordilheira dos Andes a oeste e um relevo de aproximadamente 1 km de altura a leste. A Figura 4.2 mostra a configuração do relevo e a região de interesse.

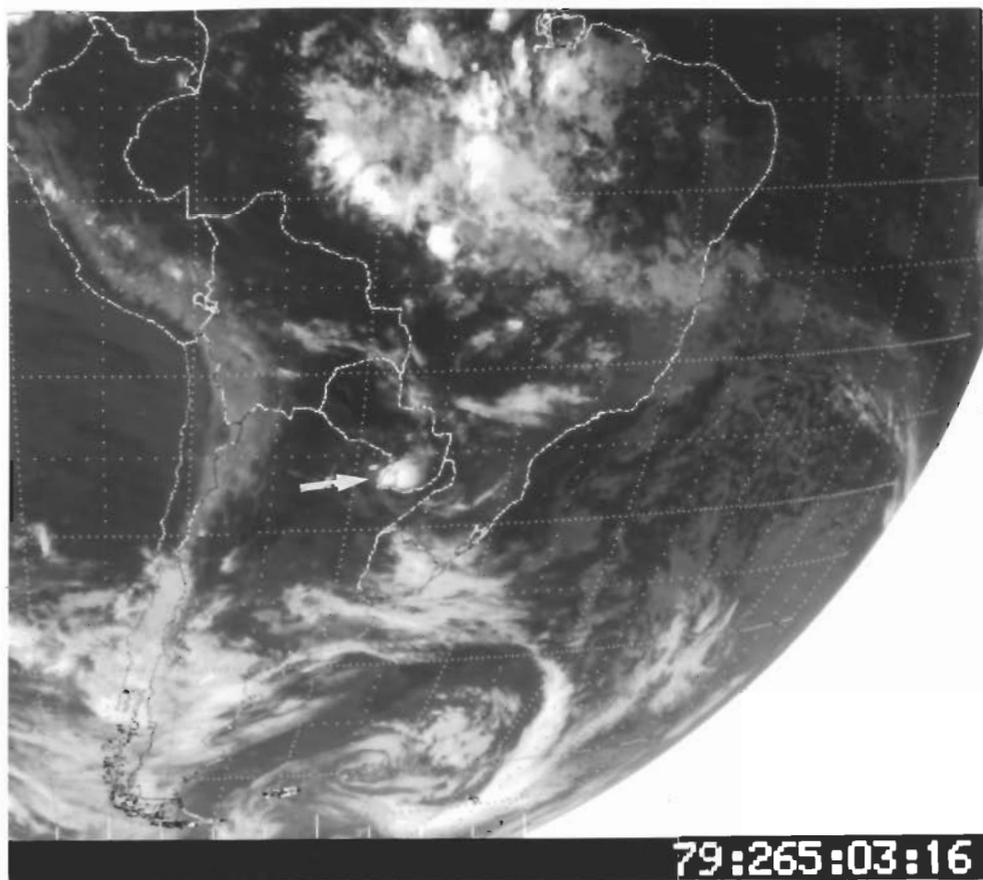


Fig. 4.1 - Imagens no infravermelho (SMS-2) nos horários 0300, 0500 e 0900 TMG, para o dia 22 de setembro de 1979.

- Pode-se observar o desenvolvimento da atividade convectiva no sul do Paraguai.

(continua)

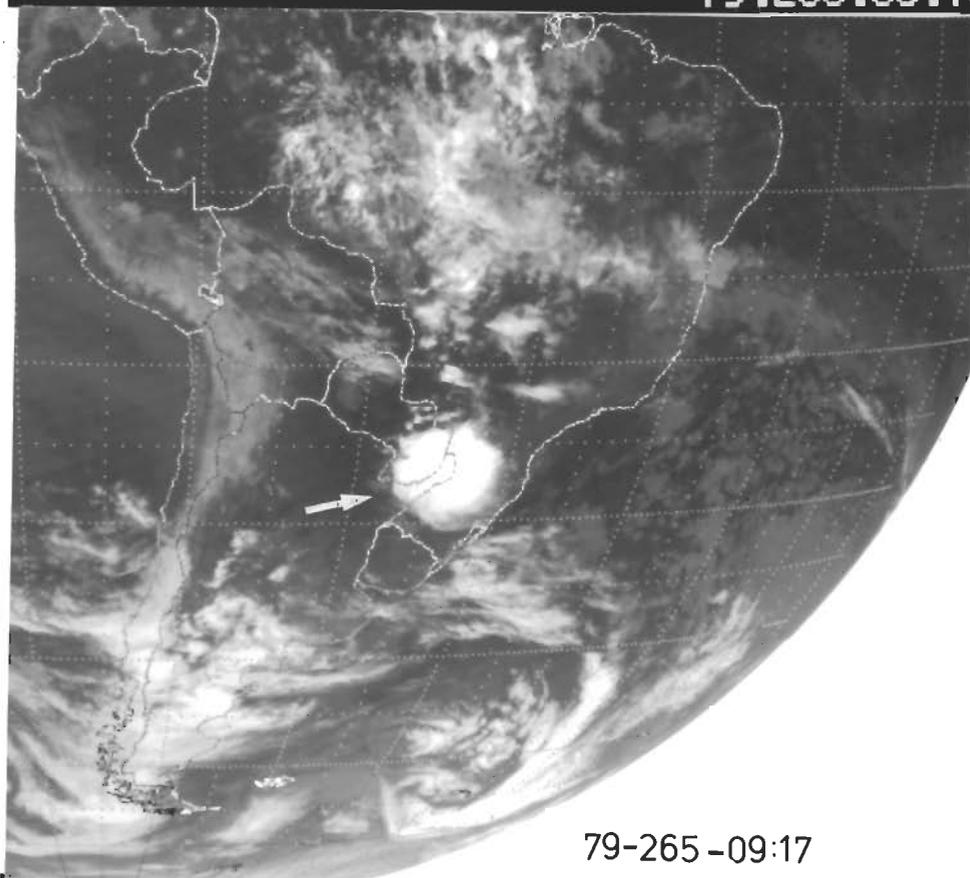
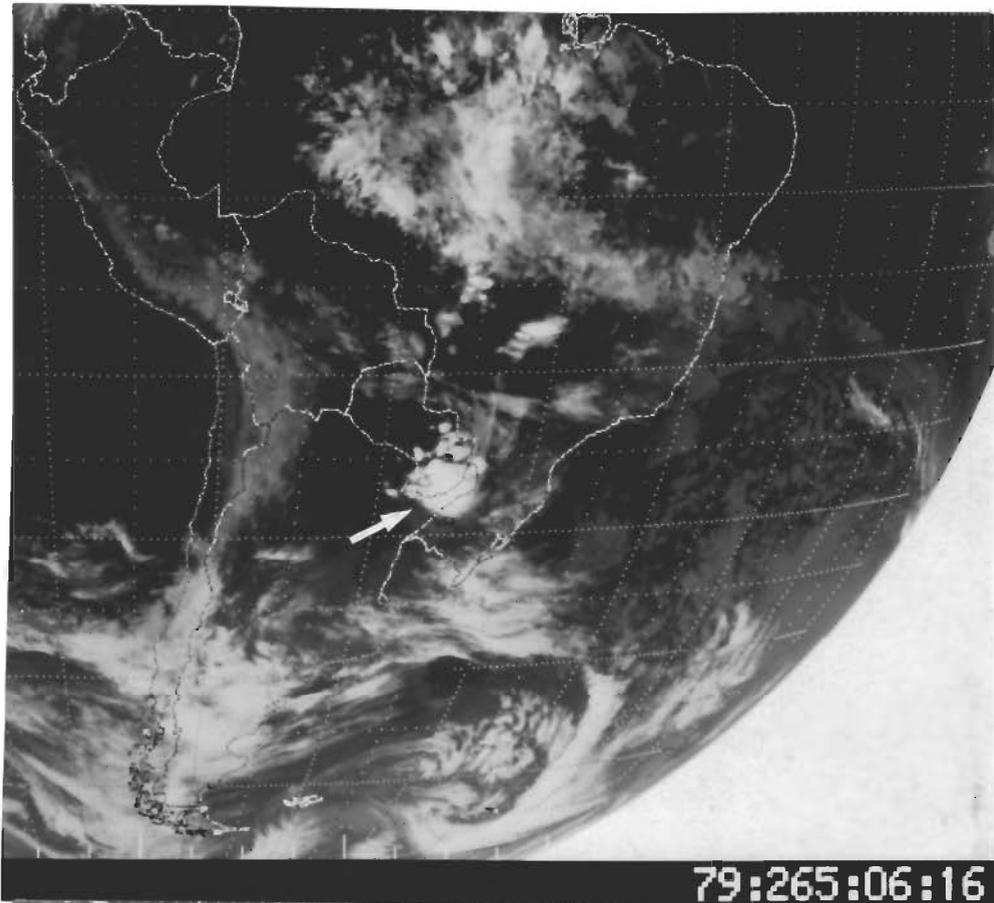


Fig. 4.1 - Conclusão.

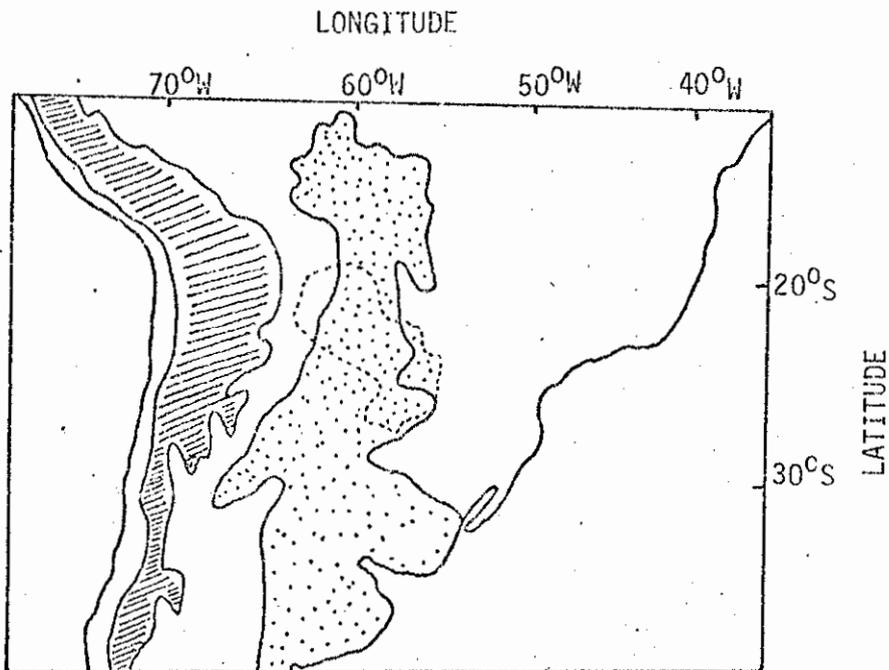


Fig. 4.2 - Configuração do relevo e o destaque da região onde ocorre o desenvolvimento da atividade convectiva.

-  Cordilheira dos Andes
-  Planície

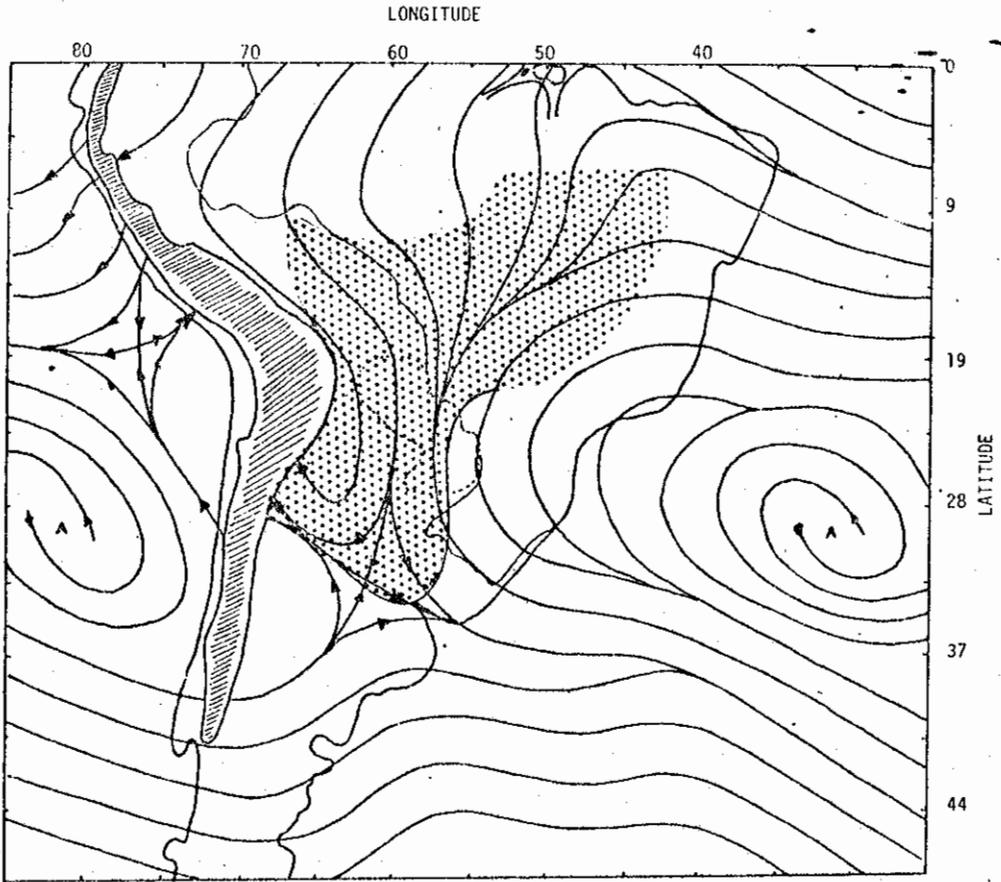
A temperatura média em 850 mb no mês de novembro de 1981 (12 TMG) na cidade de Resistência (Argentina), situada na planície a uma altitude de 53 m, é de 16<sup>o</sup>c, calculada a partir de registros de radiossondagem. Na região de montanha, na mesma latitude de Resistência, porém em uma altitude de 1500 m (correspondendo aproximadamente a 850 mb), a temperatura média da superfície em horário próximo ao período anterior (entre 11 e 13 TMG), medida em imagens infravermelho realçadas, é de 5,8<sup>o</sup>c. Devido ao gradiente horizontal de temperatura verificado entre uma superfície na montanha e o ar sobre a planície, no mesmo nível, uma circulação subsinótica do tipo ventos vale-montanha se estabelece (Nieuwolt, 1977). No ramo superior desta circulação, o escoamento é dirigido para a montanha, o ar resfriado da montanha desce as encostas e sobre a planície há uma ascensão do ar.

A existência de um jato em baixos níveis associado à circulação secundária do tipo ventos vale-montanha é uma das causas de tempestades noturnas na região de planície dos Estados Unidos, como mencionado anteriormente (Bonner et alii, 1968, Wexler, 1961; Pitchford and London, 1962). Em virtude da semelhança existente, na topografia e no escoamento, entre as regiões situadas a leste das Montanhas Rochosas e a leste da Cordilheira dos Andes, é possível que ocorra também um jato em baixos níveis na última região.

Durante a noite, quando há maior estabilidade na atmosfera, o ramo superior da circulação secundária, em direção às montanhas, é submetido a efeitos inerciais. O período inercial na região em análise é de aproximadamente um dia. No Hemisfério Sul a força de Coriolis atua à esquerda do escoamento e, este, depois de 1/4 do período inercial dirige-se para o sul vindo do norte. Assim, pode haver um escoamento para o sul, de escala subsinótica, em virtude de efeitos locais. Um escoamento de escala sinótica de norte-noroeste, no verão, em baixos níveis, foi verificado por Virji (1981), através do movimento de nuvens em imagens transmitidas por satélite, nessa região. A existência do escoamento de escala subsinótica no mesmo sentido do escoamento de grande escala conduz a uma aceleração do vento, na região, podendo haver o desenvolvimento do jato em baixos níveis.

#### 4.1 - ANÁLISES PARA ALGUNS DIAS DE OCORRÊNCIA DA ATIVIDADE CONVECTIVA NA PLANÍCIE

A análise sinótica para os dias do ano de 1979 em que houve o desenvolvimento de forte atividade convectiva noturna, na região de planície, é realizada para verificar as características da circulação de grande escala, que podem estar interagindo com a circulação de escala subsinótica entre as montanhas e a planície, favorecendo a ascensão do ar. Pelo fato do desenvolvimento convectivo ocorrer durante o período noturno, a convecção deve ser forçada. Como esta convecção localiza-se em uma região onde há uma circulação local, a parte ascendente desta pode estar sendo intensificada por mecanismos dinâmicos.



(a)

Fig. 4.3 - Linhas de corrente com (a) convergência (área sombreada) em 850 mb e (b) divergência (área sombreada) em 250 mb para o dia 22 de setembro de 1979, às 0000 TMG.

- J: corrente de jato.

A: Vórtice anticiclônico.

(continua)

#### 4.1.1 - ANÁLISE PARA O DIA 22 DE SETEMBRO DE 1979

As imagens que mostram o desenvolvimento da atividade convectiva na região de planície são apresentadas na Figura 4.1. Verifica-se que essa atividade convectiva desenvolve-se no período noturno e aumenta rapidamente com o tempo.

Pode-se observar pela Figura 4.3a que o escoamento em baixos níveis na região de planície é de norte, estando concentrado entre a Cordilheira dos Andes e a circulação anticiclônica, a leste, que auxilia esse desvio dos alísios para o sul. Através da análise da divergência ajustada calculada, verifica-se que em uma grande área da planície há convergência em baixos níveis. Na parte inferior desta área, a convergência é devida, provavelmente, à existência de uma frente fria ao sul da região. Nota-se que a área de divergência em altos níveis (Figura 4.3b) corresponde a uma área de convergência em baixos níveis na região da planície. Há também, em altos níveis, a presença de uma circulação anticiclônica que caracteriza a alta da Bolívia favorecendo a confluência do escoamento entre esta alta e a circulação com curvatura ciclônica ao sul. Na região onde se localiza a alta, em 250 mb, observa-se, pela Figura 4.1 uma grande atividade convectiva.

O desenvolvimento da atividade convectiva noturna observada no dia 22 de setembro de 1979, na região onde há uma circulação secundária, pode ser, portanto, favorecido pela convergência em baixos níveis, pela divergência em altos níveis e pelo escoamento intenso em baixos níveis, dirigido para o sul, que se relaciona com a formação do jato em baixos níveis.

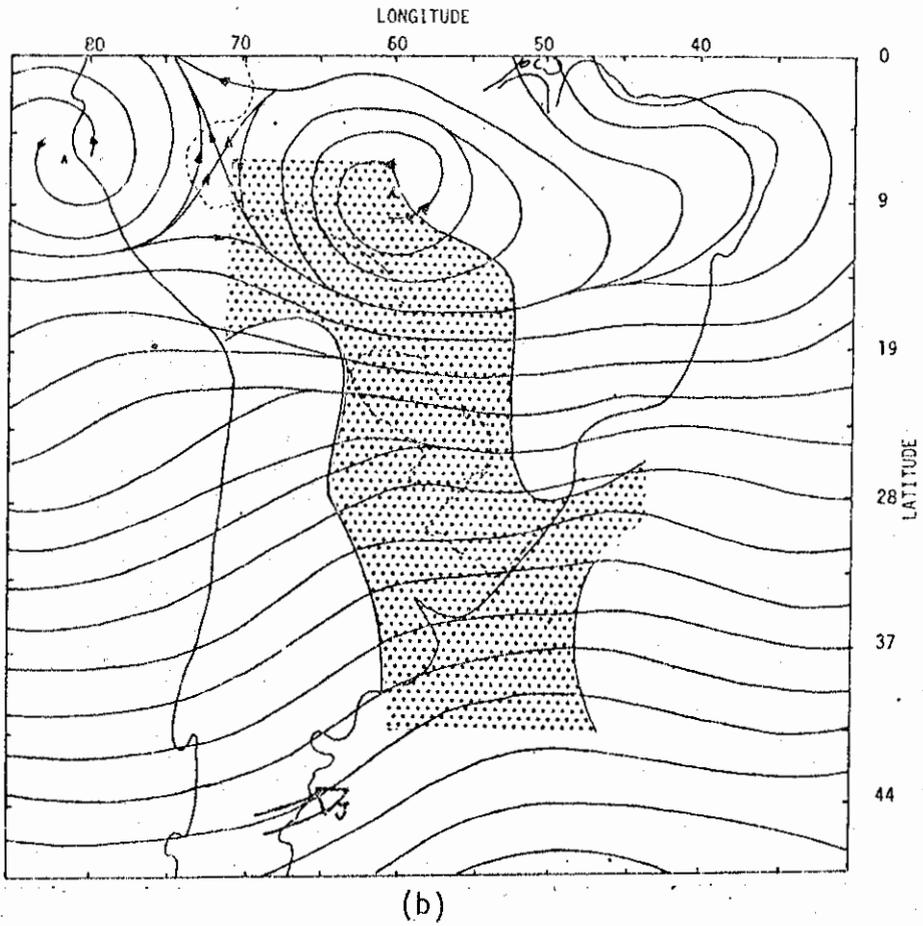


Fig. 4.3 - Conclusão.

#### 4.1.2 - ANÁLISE PARA O DIA 4 DE OUTUBRO DE 1979

Pe<sup>l</sup>as imagens da Figura 4.4, pode-se ver que já havia nebulosidade espalhada na região de interesse às 0300 TMG. Entretanto, esta se dissipa nos horários posteriores, enquanto no sudoeste do Paraguai começa a se desenvolver uma atividade convectiva bem organizada, que progride com o tempo.

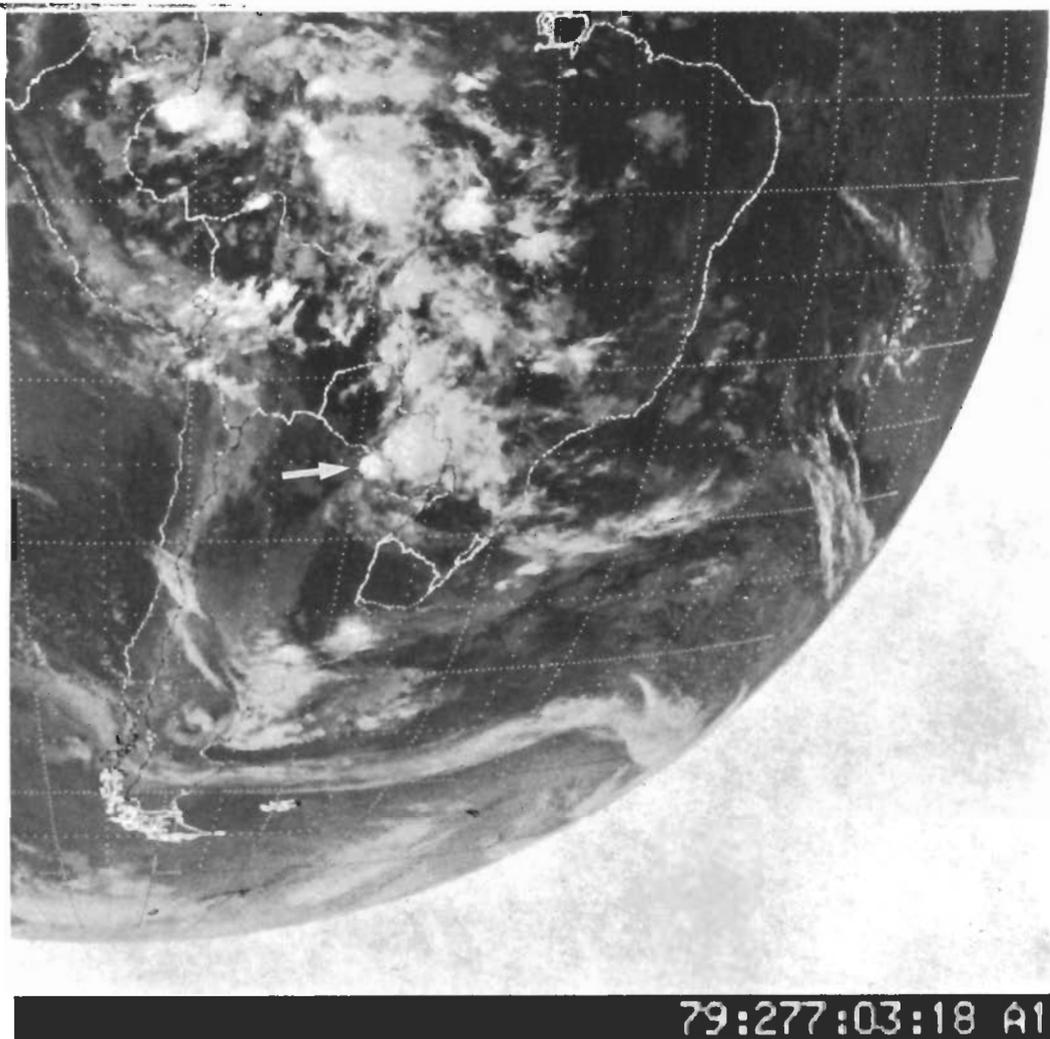
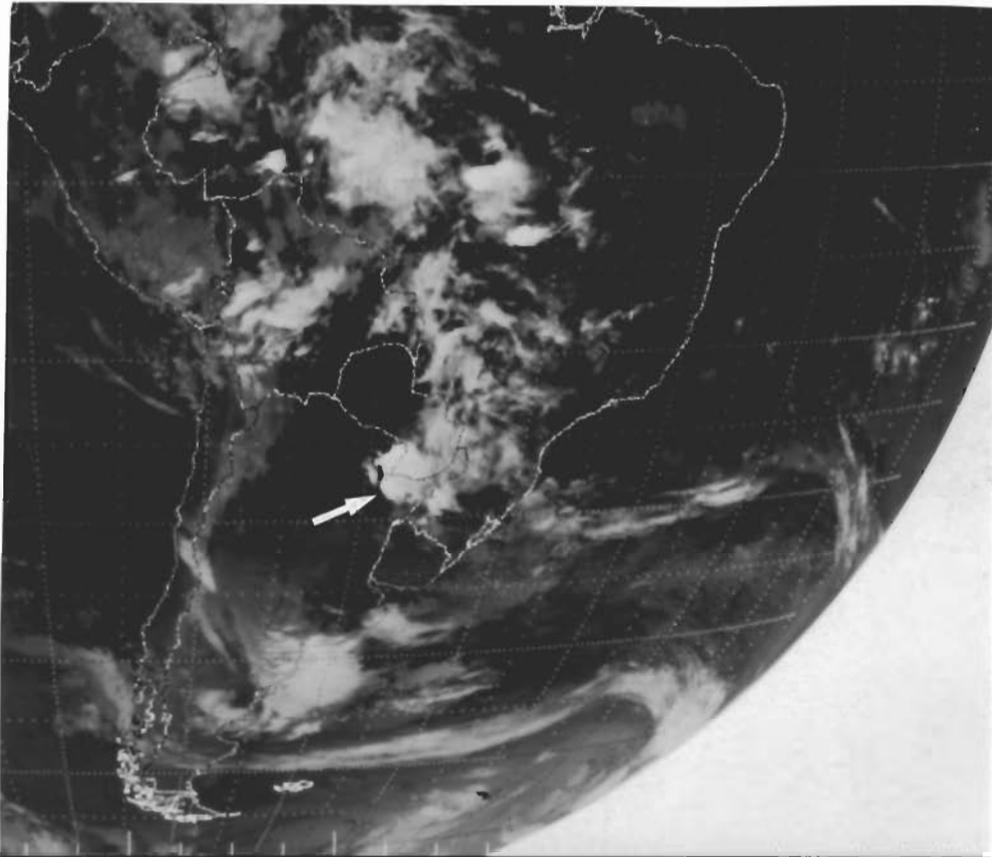


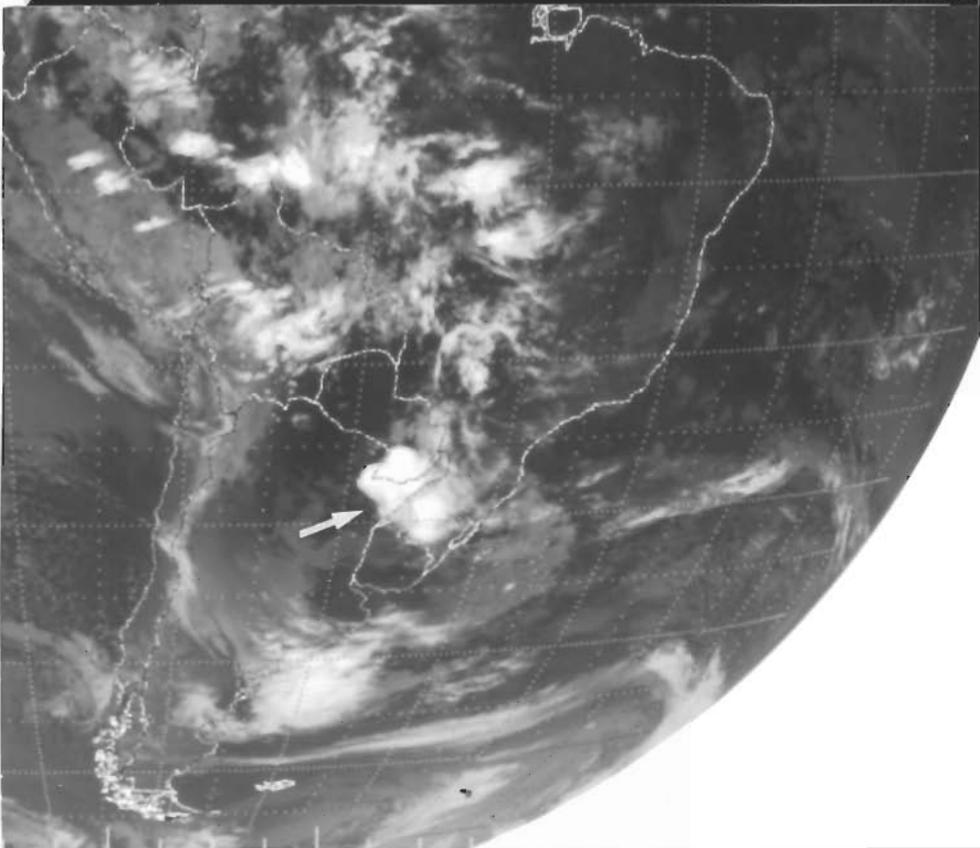
Fig. 4.4 - Imagens no infravermelho (SMS-2) nos horários de 0300, 0600 e 0900 TMG para o dia 4 de outubro de 1979.

- Pode-se notar o desenvolvimento da atividade convectiva no sudoeste do Paraguai.

(continua)



79:277:06:16



79:277:09:16

Fig. 4.4 - Conclusão

Em baixos níveis (Figura 4.5), o escoamento é de norte, havendo também uma circulação anticiclônica a leste da planície, importante para dirigir o escoamento dos alísios para o sul. Em 250 mb (Figura 4.6) nota-se que o escoamento possui circulação anticiclônica sobre o Paraguai, favorecendo a divergência em altos níveis onde há confluência dos ventos. Porém a atividade convectiva desenvolve-se em uma região fora da ação da divergência em altos níveis, e entre uma região de convergência e divergência em baixos níveis.

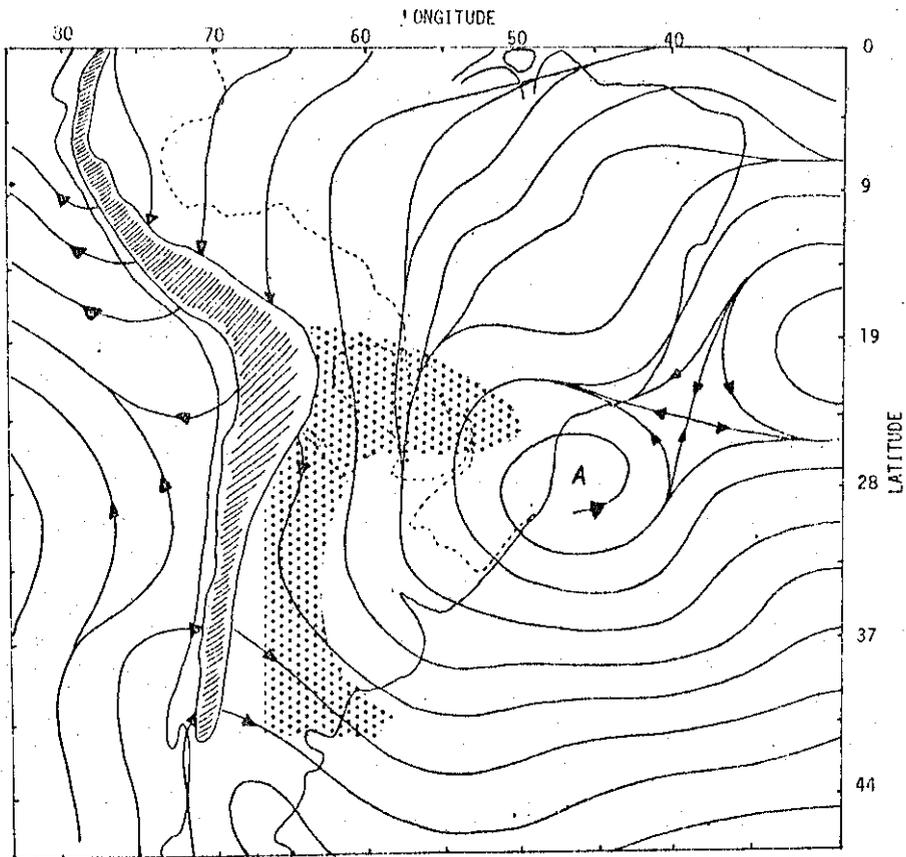


Fig. 4.5 - Linhas de corrente e convergência (área sombreada) para o dia 4 de outubro de 1979, em 850 mb, 0000 TMG.

- A: Vórtice anticiclônico.

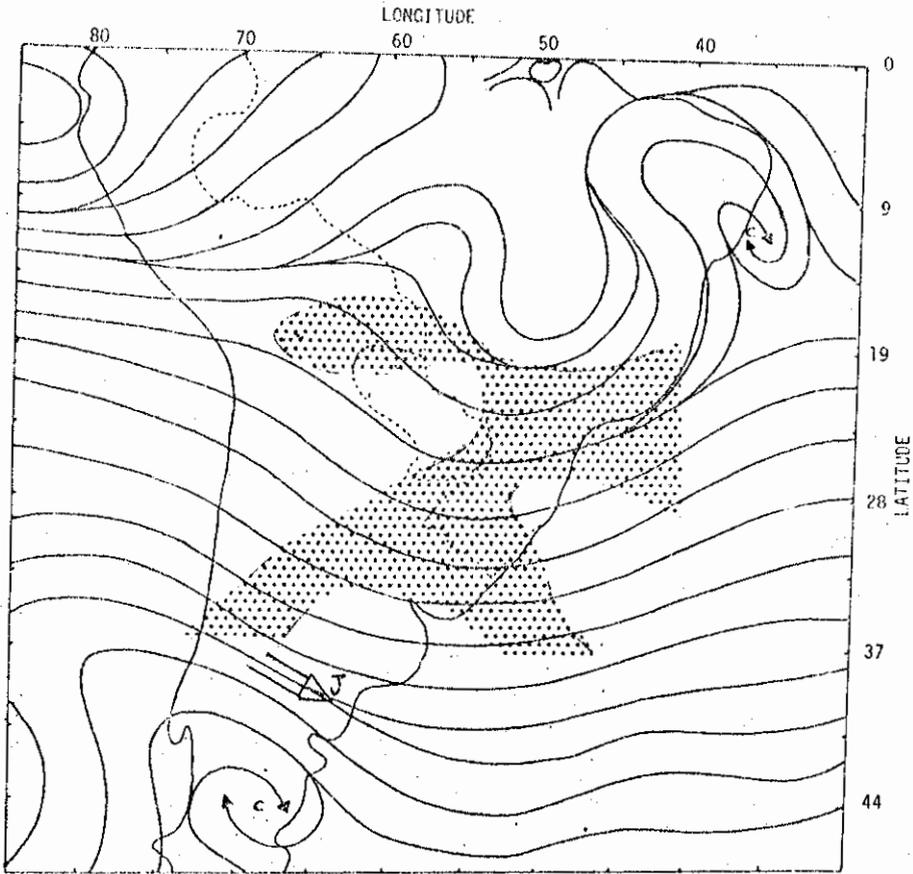


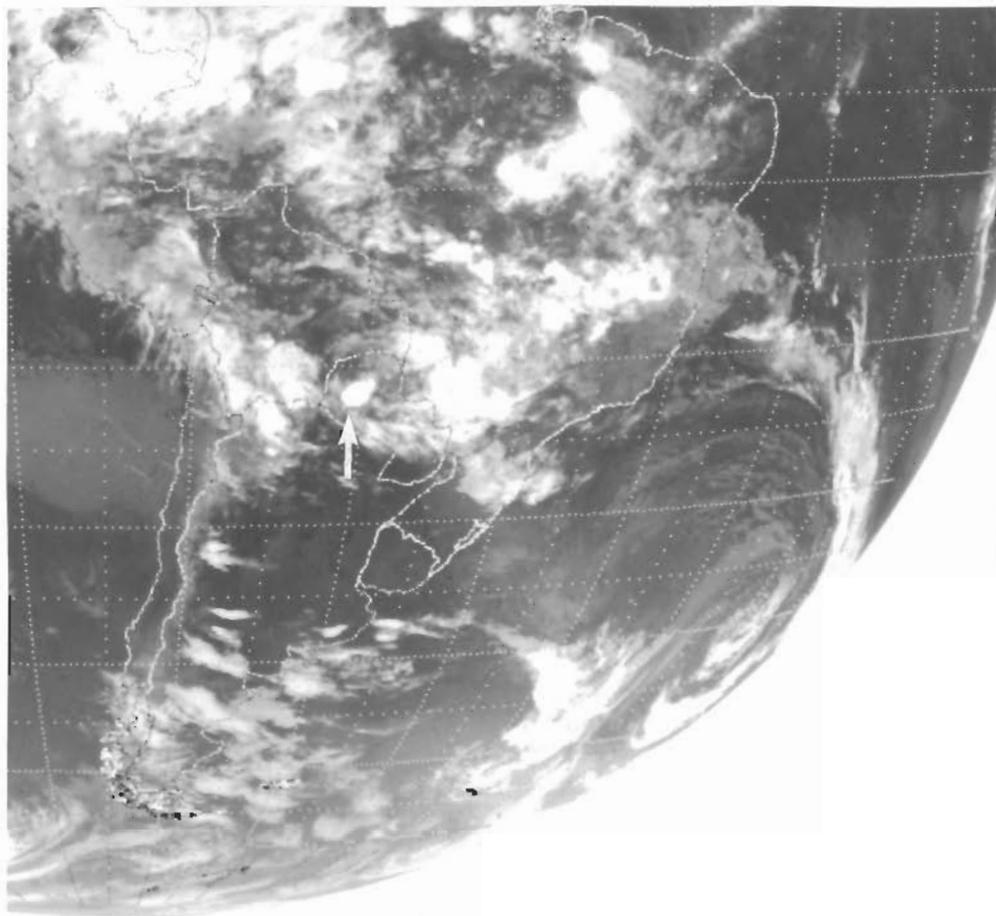
Fig. 4.6 - Linhas de corrente e divergência (área sombreada) para o dia 4 de outubro de 1979, em 250 mb, 0000 TMG.

- J: corrente de jato
- C: vórtice ciclônico

Nas imagens da Figura 4.4 não se observam zonas frontais próximas ou outras características de grande escala que possam se relacionar com o desenvolvimento convectivo. Neste caso, a atividade convectiva pode ter ocorrido pela ação do jato em baixos níveis, uma vez que o escoamento para o sul em baixos níveis é intensificado pela presença da alta a leste da região. Outros fatores, além da influência de escala sinótica e do jato em baixos níveis, podem estar presentes promovendo a convecção na planície. Porém, por ser escasso o número de estações meteorológicas com radiossondagem na região, não é possível fazer um levantamento de dados para realizar uma análise em escala menor.

#### 4.1.3 - ANÁLISE PARA O DIA 29 DE DEZEMBRO DE 1979

O desenvolvimento da atividade convectiva no Paraguai é apresentado nas imagens da Figura 4.7, onde se nota, entre 0300 TMG e 0900 TMG, o grande aumento da atividade, que a caracteriza como convecção noturna.



**79:363:03:18**

Fig. 4.7 - Imagens no infravermelho (SMS-2) nos horários de 0300, 0600 e 0900 TMG para o dia 29 de dezembro de 1979.

- Observa-se o desenvolvimento da atividade convectiva no norte do Paraguai.

(continua)

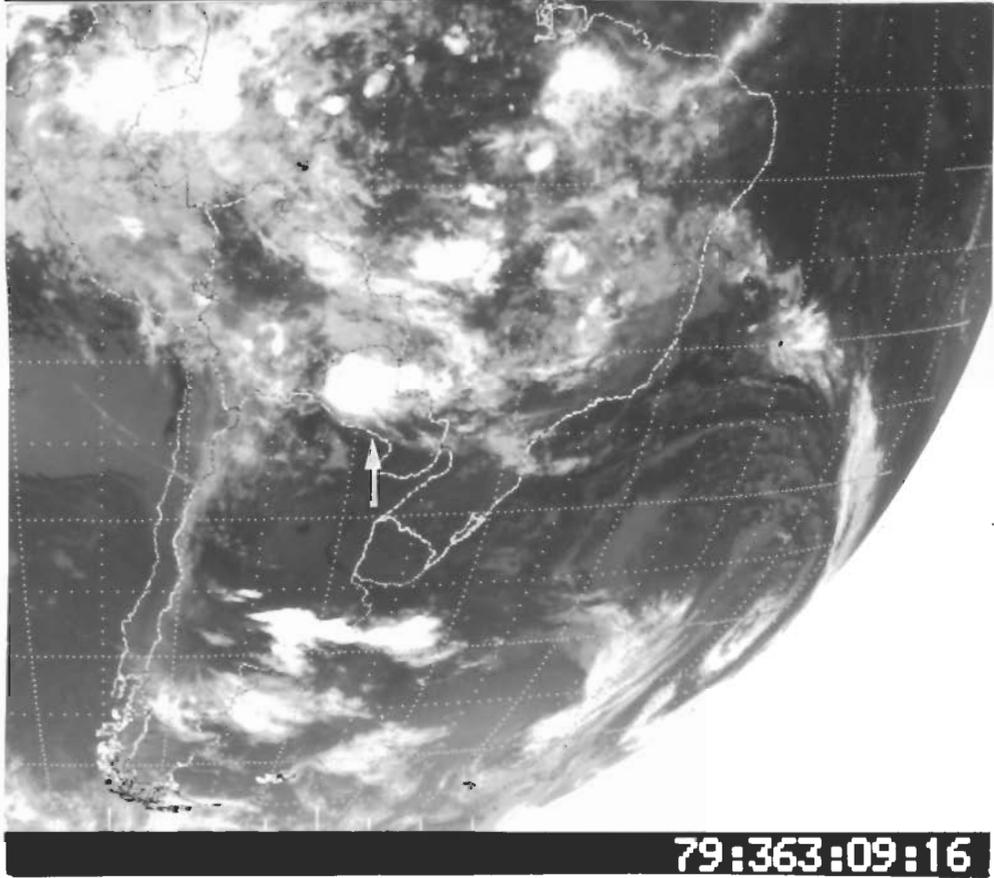
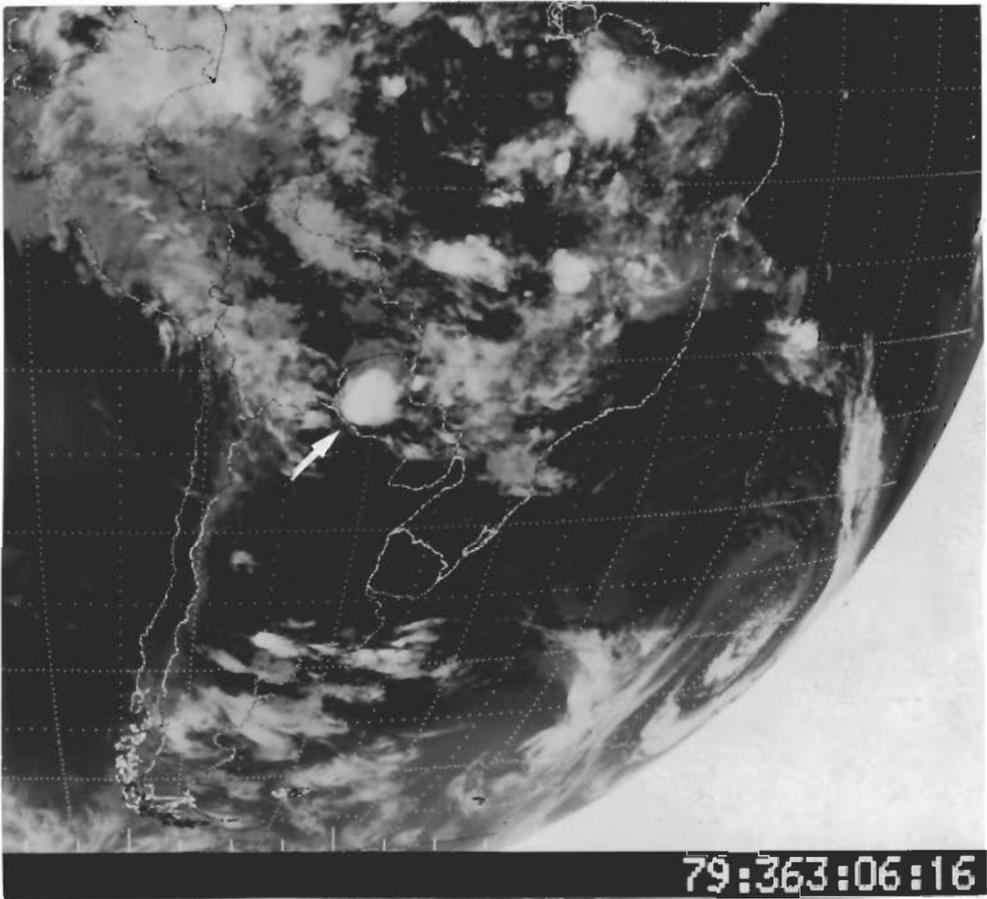


Fig. 4.7 - Conclusão.

Na configuração do escoamento em baixos níveis (Figura 4.8), os ventos são de noroeste desviando-se em direção à Cordilheira dos Andes. A convecção ocorre próxima à região de convergência em 850 mb, que se estende pela parte oeste da planície. Em 250 mb (Figura 4.9), há novamente a presença de uma circulação anticiclônica sobre a região, embora haja convergência, nesse nível, em quase toda a área do Paraguai.

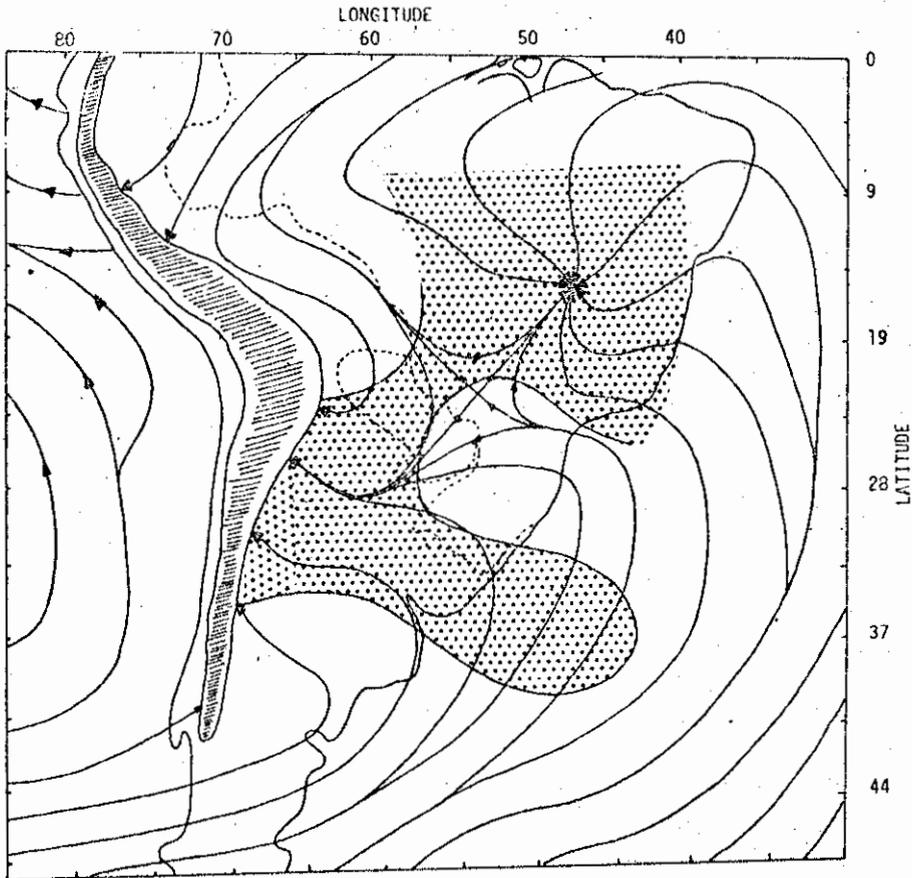


Fig. 4.8 - Linhas de corrente e convergência (área sombreada) para o dia 29 de dezembro de 1979, em 850 mb, 0000 TMG.

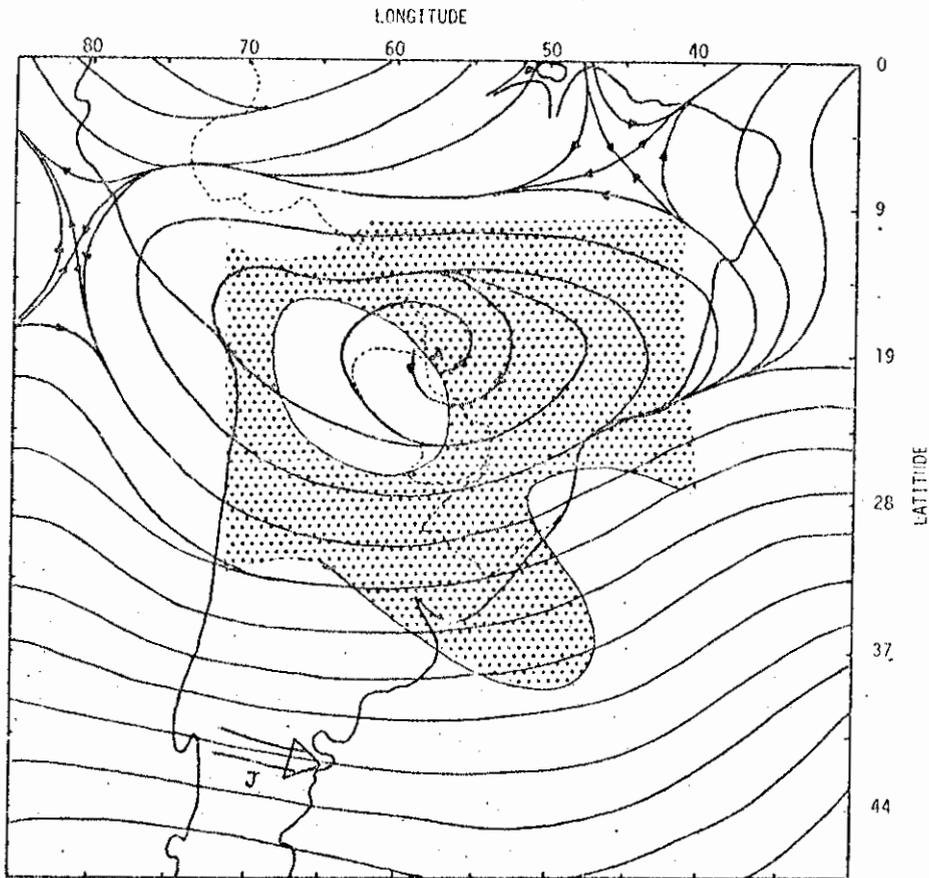


Fig. 4.9 - Linhas de corrente e divergência (área sombreada) para o dia 29 de dezembro de 1979, em 250 mb, 0000 TMG.

- J: corrente de jato
- A: vórtice anticiclônico.

A influência da circulação de escala sinótica na circulação local pode ser questionada pela possível existência de uma ondulação da frente, que se situa no Oceano Atlântico, sobre o Brasil até o Paraguai. Os escoamentos de noroeste e de sudeste em baixos níveis (Figura 4.8), que se desviam para a cordilheira, podem indicar a presença de uma zona frontal na região.

A título de complementação, nota-se pela configuração do escoamento (Figuras 4.8 e 4.9) que há confluência dos ventos em baixos níveis na região Centro-Leste do Brasil, com convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis. É possível que estas configurações

se relacionem com a formação das nebulosidades observadas (Figura 4.7), que podem estar concentradas nos terrenos altos dessa região, pois às 0300 TMG a convecção é bem forte, diminuindo nos horários posteriores.

#### 4.2 - DISCUSSÃO

Nota-se que existem várias situações relacionadas com o desenvolvimento da atividade convectiva na planície durante o período no turno. Verifica-se o acoplamento entre sistemas de escala sinótica com a circulação local pelo fato de ocorrer atividade convectiva noturna na região de planície, quando algumas características da circulação de grande escala mostram-se favoráveis à ocorrência de movimentos ascendentes nessa área.

O escoamento de grande escala em baixos níveis é de norte na região do desenvolvimento convectivo, seguindo a circulação anticiclônica dos ventos alísios, quando estes são desviados pela Cordilheira dos Andes. O desvio dos alísios para o sul também é devido à existência de uma região de pressão baixa na planície. Um sistema de pressão baixa, situado na região do Paraguai e Argentina, foi mencionado por Prohaska (1976). O escoamento de norte traz ar úmido da Amazônia, necessário para o desenvolvimento de tempestades em áreas próximas às regiões secas do norte da Argentina. Por estar sujeito a uma circulação anticiclônica, o vento na região é supergeostrófico. Além disso, o acoplamento entre o escoamento subsinótico, gerado pela circulação secundária, e o escoamento de grande escala, ambos no mesmo sentido, pode estabelecer uma região onde a velocidade do vento é máxima. Nos dias 22 de setembro e 4 de outubro de 1979, observa-se a presença de anticiclones em 850 mb a leste da região de planície. Esses sistemas, situados nessas posições, auxiliam a canalização de grande quantidade de ar para sul, quando o escoamento é desviado pela Cordilheira dos Andes, colaborando para a formação do jato em baixos níveis; esta análise é semelhante a de Hoecher (1963). Como já foi mencionado, o jato em baixos níveis possibilita o aparecimento de um mecanismo dinâmico para a ocorrência de movimentos ascendentes adjacente da área de isotaca máxima. Em virtude do baixo grau de

resolução dos dados de vento disponíveis, não há possibilidade de se ve  
rificar a existência desse jato.

Em altos níveis, nos dias 4 de outubro e 29 de dezembro de 1979, o escoamento apresenta uma circulação anticiclônica na região de planície, com os ventos de oeste confluindo ao norte da corrente de jato, que se situa ao sul do continente Sul-americano. Essa configuração é favorável à ocorrência de divergência em altos níveis, pois indi  
ca um máximo de advecção de vortacidade negativa onde há confluência (Petterssen, 1956). No dia 22 de setembro de 1979, a convergência em bai  
xos níveis e a divergência em altos níveis, na região, podem estar asso  
ciadas à frente fria situada ao sul.

Apesar de ser verificada a existência de sistemas sinōti  
cos, próximos à área de interesse, que favorecem a convecção, não se no  
ta nesses locais, através das imagens, atividade convectiva de grande escala, e sim um desenvolvimento convectivo bem localizado, sobre a pla  
nície. Portanto, os sistemas sinóticos, favorecendo uma redução de pres  
ão na superfície, parecem agir para a intensificação de movimentos as  
cedentes que já existem na região, como é o caso dos movimentos no ra  
mo ascendente da circulação secundária noturna. Considerando-se que o desenvolvimento convectivo na planície ocorre durante o período noturno, outros fatores, como a presença do jato em baixos níveis, podem estar presentes agindo conjuntamente com os sistemas de grande escala.

## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÃO

Através de observações em imagens de satélites, nota-se o desenvolvimento de atividades convectivas em regiões onde ocorrem circulações locais, como a circulação da brisa marítima e a circulação do tipo ventos vale-montanha.

Pela análise climatológica referente ao desenvolvimento convectivo na costa norte-nordeste da América do Sul, verifica-se que há uma associação entre a região de convergência intertropical e o desenvolvimento da convecção ligada à brisa marítima, já que a linha convectiva varia de posição acompanhando a variação latitudinal da ZCIT e aparece com maior frequência no período em que a ZCIT está mais organizada. Por sua vez, a circulação da brisa atua na ZCIT através de seu ramo subsidente, que impede o desenvolvimento da nebulosidade associada a essa zona de convergência na região oceânica próxima à costa. Tendo a ZCIT um caráter de circulação geral, verifica-se, assim, a interação entre a circulação local com a circulação de escala sinótica. Registra-se, também, nesse período de inverno (HS) a máxima frequência do desenvolvimento convectivo associado à brisa marítima.

O campo de divergência analisado ressalta regiões de convergência em baixos níveis e movimento ascendente nas áreas do desenvolvimento convectivo. Nos campos de divergência média mensal, nota-se que a zona de convergência intertropical, melhor definida nos meses de inverno, situa-se em latitudes nas quais também há convergência na costa norte da América do Sul, onde as linhas convectivas se desenvolvem nessa época. Registra-se, também, nesse período de inverno (HS) a máxima frequência do desenvolvimento convectivo associado à brisa marítima. Quando há convergência em grande parte do continente (na primavera e no verão), a frequência de desenvolvimento da linha convectiva é baixa, sendo que na primavera esta se forma na costa ao norte de  $0^{\circ}$ . A presença de convecção, nesse período, em uma grande área do continente vem corroborar a

hipótese da existência de uma circulação de grande escala, que produz movimentos subsidentes na costa norte-nordeste do Brasil.

A análise do escoamento mensal evidencia a importância do cavado equatorial, através da mudança na confluência dos alísios, no mesmo sentido do deslocamento da linha convectiva. Essa região do cavado equatorial é importante para a ascensão do ar, desde que haja um mecanismo para seu levantamento, pois nesse caso a atmosfera é condicionalmente instável. O ramo ascendente da circulação da brisa poderia ser o mecanismo de levantamento na região costeira, que promoveria a forte convecção na costa, mais ao norte ou mais ao sul, conforme o deslocamento do cavado equatorial.

A análise das médias mensais do campo de divergência, assim como do escoamento e da nebulosidade, mostra que existe uma associação entre a circulação de escala sinótica e a circulação local, tanto através da variação mensal das características de grande escala, quanto das características da linha convectiva na costa.

Pela análise dos casos específicos de ocorrência de atividade convectiva associada à brisa, observa-se a influência de zonas frontais na circulação local e a possível existência de impulsos nos alísios, aumentando a convergência na região tropical. As zonas frontais observadas podem agir criando convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis na região onde a linha convectiva se forma. Quando estas frentes frias estão mais afastadas da região, elas podem atuar na intensificação dos anticiclones subtropicais, provocando impulsos nos alísios. Fez-se uma análise para verificação desses impulsos, mas somente com os dados disponíveis não foi possível detectá-los.

Observa-se também uma variação sazonal nas localizações de frentes frias (estudo não-incluído) e na convecção sobre o continente; tal variação combinada com a da ZCIT poderia fornecer fundamentos adicionais para a análise da mudança latitudinal da linha convectiva na costa, coerentemente com a análise dos campos de divergência. As observa

ções realizadas sugerem que a nebulosidade em grande escala, verificada nas imagens, situa-se em áreas com forte movimento ascendente, e que para haver compensação deste, deve haver subsidência em outras regiões. A localização dessas áreas de movimento ascendente e descendente relacionar-se-ia com o desenvolvimento ou não da atividade convectiva na costa, pelo favorecimento ou inibição do levantamento do ar no ramo ascendente da brisa marítima.

Na análise da atividade convectiva noturna, que ocorre na região de planície, verifica-se que pode haver uma circulação do tipo ventos vale-montanha a ela relacionada. Observa-se que alguns fatores podem estar presentes na região para intensificar o ramo ascendente dessa circulação. O escoamento de grande escala em baixos níveis é propício à formação do jato em baixos níveis, o qual pode ser responsável pela atividade convectiva noturna. Transporte de umidade pelo escoamento dominante também pode ser caracterizado como um fator de grande escala em interação com a circulação local para a ocorrência de convecção. Verifica-se que os sistemas de grande escala podem contribuir para o movimento ascendente, através da convergência em baixos níveis ou da divergência em altos níveis. Esse forte desenvolvimento convectivo, liberando calor latente em altos níveis, contribui para baixar a pressão na superfície, influenciando assim na trajetória dos ventos pertencentes à circulação de escala sinótica, bem como reforçando sistemas frontais que se encontram próximos à região.

Como a caracterização sinótica média das imagens só poderá ser adequadamente estabelecida através de métodos objetivos, propõe-se que sejam analisadas as imagens de radiância média mensal (média das imagens no infravermelho). Através das médias das imagens, para os dias de ocorrência da linha convectiva de cada mês, seriam destacadas as áreas de maior atividade convectiva. Estas, comparadas com as imagens da média mensal total mostrariam as modificações ocorridas e poderiam fornecer informações sobre as interações entre os sistemas de circulação da escala sinótica e a circulação local. Médias das imagens em quatro horários

(0000, 0600, 1200 e 1800 HL) caracterizariam as atividades convectivas diurnas e noturnas, diferenciando as circulações locais das circulações de escala sinótica e estabelecendo suas interações.

Para o estudo dinâmico do caso da linha convectiva associada à brisa marítima e para a verificação do jato em baixos níveis, sugere-se a utilização de dados de ventos extraídos de imagens de satélite.

As muitas escalas envolvidas nos fenômenos atmosféricos dificultam determinar completamente as influências de sistemas de escala sinótica na circulação local. Verifica-se, entretanto, pelas análises realizadas, que as circulações locais podem ser intensificadas pelos sistemas de circulação de escala sinótica, através de mecanismos dinâmicos que auxiliam o levantamento do ar. Os sistemas de grande escala também podem agir nas circulações locais impedindo o desenvolvimento da convecção ou não-contribuindo para tal. As atividades convectivas que se formam nas regiões submetidas às circulações da brisa marítima e de ventos vale-montanha são, portanto, características do local em que se desenvolvem e podem ser dependentes da ação de sistemas de circulação de escala sinótica.

Um estudo mais aprofundado de tais sistemas de circulação local exigiria um levantamento de dados compatível com as suas características. Ou seja, em virtude de serem fenômenos tipicamente de escala subsinótica, uma campanha especial, na qual se contasse com apoio de radares meteorológicos, um maior número de estações de radiossondagem, além dos dados de satélites, certamente forneceria informações de grande importância para melhor entendimento dessas circulações.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAGÃO J.O. *Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do NE do Brasil*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, S.P.; 1975. (INPE-789-TPT/017).
- BETTS, A.K. The scientific basis and objectives of the U.S. Convection Subprogram for the GATE. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 55(4):304-313, Apr. 1974.
- BETTS, A.K.; GROVER, R.W.; MONCRIEFF, M.W. Structure and motion of tropical squall-lines over Venezuela. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(432):395-404, Apr. 1976.
- BONNER, W.D. Case study of thunderstorm activity in relation to the low level jet. *Monthly Weather Review*, 94(3):167-178, Mar. 1966.
- Climatology of the low level jet. *Monthly Weather Review*, 96(12):833-850. Dec. 1968.
- BONNER, W.D.; ESBENSEN, S.; GREENBERG, R. Kinematics of low-level jet. *Journal of Applied Meteorology*, 7(3):339-347, June 1968.
- BONNER, W.D.; PAEGLE, J. Diurnal variations in boundary layer winds over the South-Central United States in summer. *Monthly Weather Review*, 98(10):735-744, Oct. 1970.
- CAMILLI, P.P.G. *Boletim Informativo UAI; notas sobre a utilização da Unidade Analisadora de Imagens*. São José dos Campos, 1981. Manus crito.
- CHANDLER, T.L. *Modern meteorology and climatology*. Hong Kong, Thomas Nelson and Sons, 1972.
- CHANG, C.P.; ERICKSON, J.E.; LAU, K.M. Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during december, 1974. Part I - Synoptic aspects. *Monthly Weather Review*, 107(7):812-829, July 1979.

- CHANG, C.P.; LAU, K.M. Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during december 1974. Part II - Planetary scale aspects. *Monthly Weather Review*, 108(3):298-317, Mar. 1980.
- DEKATE, M.V. Climatological study of sea and land breezes over Bombay, *Indian Journal of Meteorological and Geophysics*, 19(4):421-426, Oct. 1968.
- DJURII, D.; DAMIANI, J. On the formation of the low-level jet over Texas. *Monthly Weather Review*, 108(11):1854-1865, Nov. 1980.
- ESTOQUE, M.A. The sea breeze as function of prevailing synoptic situation. *Journal of the Atmospheric Science*, 19(3):244-250, May 1962.
- FLOHN, H. Climatic effects of local circulations in tropical and sub-tropical latitudes. In: SYMPOSIUM ON TROPICAL METEOROLOGY, Hawaii, 1970. *Proceedings*. Hawaii, Editorial Branch of the Hawaii Institute of Geophysics, 1970, p. I VI-I - I VI-5.
- FRANCHITO, S.H. *Um modelo numérico para simulação das circulações locais, aplicado à região costeira do nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1981. (INPE-2270-PRE/051).
- GRUBER, A. Fluctuations in the position of the ITCZ in the Atlantic and Pacific oceans. *Journal of the Atmospheric Science*, 29(1):193-197, 1972.
- HART, J.E.; RAO, G.V.; BOOGAARD, H.V.; YOUNG, J.A.; FINDLATER, J. Aerial Observations of the East African Low-Level Jet Stream. *Monthly Weather Review*, 106(12):1714-1724, Dec. 1978.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103(435):77-92, Jan. 1977.
- HASTENRATH, S.; LAMB, P.J. *Climatic atlas of the tropical and Eastern Pacific Oceans*. University of Wisconsin Press, 1977.

- HASTENRATH, S.; LAMB, P.J. On the dynamics and climatology of surface flow over the equatorial oceans. *Tellus*, 30(5):436-448, Oct. 1978.
- HAWKINS, J.D. A study of the mesoscale wind circulation in a land-sea breeze regime. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 58(12):1289-1295, 1977.
- HOECKER, W.M. Three southerly low-level jet systems delineated by the weather bureau special pilot networks of 1961. *Monthly Weather Review*, 91(6):573-582, June 1963.
- HOLTON, J.R. The diurnal boundary layer wind oscillation above terrain. *Tellus*, 19(2):199-205, 1967.
- HUBERT, L.F.; KRUEGER, A.F.; WINSTONS, J.S. The double intertropical convergence zone—fact or fiction? *Journal of Atmospheric Science*, 26(4):771-773, July 1969.
- KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variations in northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 108(4):488-498, Apr. 1980.
- Frontal influences on northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 107(9):1140-1153, Sept. 1979.
- KOUSKY, V.E.; ALONSO, M.G. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south Atlantic. Accepted for publication in *Tellus*, May, 1981. Publicado como pre-print nº 55. (INPE-1946-RPE/263).
- KOUSKY, V.E.; FERREIRA, N.J. Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: their spatial distributions, origins and effects. *Monthly Weather Review*, 109(9):1999-2008, Sept. 1981.
- KOUSKY, V.E. KAGANO, M.T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon regions. Accepted for publication in "*Acta Amazônica*", May 1981. Publicado como pre-print nº 56, INPE-1761-RPE/150.
- KOUSKY, V.E.; MOLION, L.C.B. Uma contribuição à climatologia da dinâmica da troposfera sobre a Amazônia. *Revista de Hidrologia e recursos hídricos*, 3(2):199-211, Jul-Dez. 1981.

- KRISHNAMURTI, T.N.; LEVY, C.E.; PAN, H.L. On simultaneous surges in the trades. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32(12):2367-2370, Dec. 1975.
- KURIHARA, Y. Accuracy of winds aloft data and estimation of error in numerical analysis of atmospheric motions. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 39(6):331-345, 1961.
- LAMB, P.J. On the surface climatology of the tropical Atlantic. *Archiv Fur Meteorologie Geophysic und Bioklimatologie, Serie B.*, 25:21-31, 1977.
- LATEEF, M.A. Vertical motion, divergence, and vorticity in the troposphere over the Caribbean, August 3-5, 1963. *Monthly Weather Review*, 95(11):778-790, Nov. 1967.
- LETTAU, H.; LETTAU, K. *Exploring the world's driest climate*. Wisconsin, Center for Climatic Research. Institute for Environmental Studies. University of Wisconsin-Madison, 1978. (IES Report 101).
- LYONS, W.A. Turbulent diffusion and pollutant transport in shoreline environments. In: AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY. *Lectures on air pollution and environmental impact analyses*. Boston, 1975. p. 136-208.
- MALONE, T.F. Local Circulations. In: DEFANT FRIEDRICH. *Compendium of Meteorology*, American Meteorological Society, 1951, p. 658-680.
- MARTH, L. The early evening boundary layer transition. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107(sf):329-343, 1981.
- MANSFIELD, D.A. Squall lines observed in Gate. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103(438):569-574, Oct. 1974.
- MILLER, D.B.; FEDDES, R.G. *Global Atlas of relative cloud cover 1967-1970*. Washington D.C. U.S. Department of Commerce NOAA, U.S. Air Force (AWS).

- MOURA, A.D.; SHUKLA, J. *Um estudo sobre as dinâmicas das secas do nordeste do Brasil: Observações, teoria e experimentos numéricos com um modelo global de circulação atmosférica.* São José dos Campos, INPE, out. 1980, 64 p. (INPE-1930-RPE/225).
- NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. *Tellus*, 24(4):336-343, 1972.
- NEWTON, C.W.; NEWTON, H.R. Dynamical interaction between large convective clouds and environment with vertical shear. *Journal Meteorological*, 16(5):483-496. Oct. 1959.
- NIEUWOLT, S. *Tropical Climatology.* Chichester, John Wiley, 1977, 207 p.
- O'BRIEN, J.J. Alternative solutions to classical vertical velocity problem. *Journal of Applied Meteorology*, 9(2):197-203, Apr. 1970.
- OLIVEIRA, L.L. *Zonas de convergência no Atlântico Sul e suas influências no regime de precipitação no nordeste do Brasil.* Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1981. (INPE-2307-TDL/074).
- PEDDER, M.A. On the errors of kinematic vertical motions estimation using divergence bias adjustment procedures. *Monthly Weather Review*, 109(8):1813-1816, Aug. 1981.
- PETTERSEN, S. *Weather Analysis and Forecasting.* New York, Mc Graw-Hill, 1956, v. 1.
- PITCHFORD, K.L.; LONDON, J. The low-level jet as related to nocturnal thunderstorm over Midwest United States. *Journal of Applied Meteorology*, 1(1):43-47, Mar. 1962.
- PRASAD, M.C.; PRADHAN, S.K.; DAYAKISHAN. A study of sea and land breeze over Goa. *Indian Journal Meteorological Hidrology and Geophysics*, 28(1):85-90, Jan. 1977.
- PROHASCA, F. The climate of northern South America. In: SCHWERDTFEGER, W.; ed. *Climates of Central and South America.* 1976. p.13-72. (World Survey of Climatology, v.12).

- RAMOS, R.P.L. Precipitation Characteristics in the northeast Brazil dry region. *Journal of Geophysical Research*, 80(12):1665-1677, Apr. 1975.
- REITER, E.R. Long term wind variability in the tropical Pacific, its possible causes and effects *Monthly Weather Review*, 106(3):324-330, Mar. 1978.
- RIEHL, H. *Climate and Weather in the tropics*. London, Academic, 1979. 611 p.
- Venezuelan rain systems and the general circulation of the summer tropics II: relation between low and high latitudes. *Monthly Weather Review*, 105(11):1421-1433, Nov. 1977.
- SAHA, K. Mean cloud distributions over tropics oceans. *Tellus*, 23(2):183-195, 1971.
- SATYAMURTY, P. *Um estudo sobre o desenvolvimento de distúrbios de escala intermediária com um modelo de equações primitivas de alta resolução vertical*. Tese de doutorado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1981. (INPE-2232-TDL/063).
- SIMPSON, J.; WESTCOTT, N.E.; CLERMAN, R.J.; PIELKE, R.A. On cumulus mergers. *Archive Fur Meteorologie Geophysic und Bioklimatologie. Série A*, 29(1-2):1-40, 1980.
- SCHLESINGER, R.E. A numerical model of deep moist convection, Part I - Comparative experiments for variable ambient moisture and wind shear. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30(5):835-856, July 1973.
- SCHWERDTFEGER, W. The atmospheric circulation over Central and South America. In: ——— *Climates of Central and South America*. 1976. p. 1-11. (World Survey of Climatology, v.12).
- SMITH, P.J. An analysis of kinematic vertical motions, *Monthly Weather Review*, 99(10):715-724, Oct. 1971.
- SNOW, J.W. The climate of northern South America. In: SCHWERDTFEGER, w.; ed. *Climates of Central and South America*. 1976. p. 295-379. (World Survey of Climatology, v. 12).

- SUN, W.; ORLANSKI, I. Large mesoscale convection and sea breeze circulation. Part I: Linear stability. *Journal of the Atmospheric Science*, 38(8):1675-1693, Aug. 1981a.
- Large mesoscale convection and sea breeze circulation. Part II: Nonlinear numerical model. *Journal of the Atmospheric Science*, 38(8):1694-1706, Aug. 1981b.
- TREWARTHA, G.T. *An introduction to climate*. Tokyo, Mc Graw-Hill Kogakusha, 1968.
- UCCELINI, L.W.; JOHNSON, D.R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Monthly Weather Review*, 107(6):682-703, June 1979.
- VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Monthly Weather Review*, 109(3):599-609, Mar. 1981.
- WEXLER, H. A boundary layer interpretation of the low-level jet. *Tellus*, 13(3):368-378, 1961.
- ZIPSER, E.J. A comparison of oceanic and continental squall lines in the tropics. In: SYMPOSIUM ON TROPICAL METEOROLOGY, Hawaii, 1970. *Proceedings*. Hawaii, Editorial Branch of the Hawaii Institute of Geophysics, 1970, p. D VI-1 - D VI-3.

## APÊNDICE A

### ANÁLISE DE $\omega$ NOS EXTREMOS DE UMA COLUNA ATMOSFÉRICA

#### i) $\omega$ na superfície

O valor de  $\omega$  é calculado por:

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} + w \frac{\partial p}{\partial z} \quad (\text{A.1})$$

I            II            III            IV

Na superfície, os termos II e III são desprezíveis, pois as componentes horizontais do vento são praticamente nulas, e as diferenças de pressão na horizontal são muito pequenas. Se não houver topografia,  $w$  na superfície será nulo e, portanto,  $dp/dt \approx \partial p/\partial t$ , isto é, a variação total de pressão é praticamente igual à variação de pressão com o tempo.

A variação temporal da pressão pode ser calculada por:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{p_s(\text{dia}) - p_s(\text{dia anterior})}{1 \text{ dia}},$$

onde  $p_s$  é a pressão na superfície.

Considerando-se que nos trópicos a variação de pressão de um dia para o próximo é aproximadamente 3 mb no máximo,

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{3 \text{ mb}}{86400 \text{ s}} = 3,47 \cdot 10^{-5} \text{ mb/s.}$$

Vê-se que  $\partial p/\partial t$  é uma ordem de grandeza menor que os valores calculados para  $\omega$  ( $10^{-4}$ ), o que justifica sua não-inclusão no cálculo do movimento vertical.

ii)  $\omega$  no topo da coluna atmosférica

Como os movimentos convectivos estão restritos à troposfera, considera-se nulo o valor de  $\omega$  no topo da coluna atmosférica.

## APÊNDICE B

### ERROS

O cálculo da divergência horizontal, através da equação  $\nabla \cdot \mathbf{V} = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$  - termo da tangente, está sujeito a grandes erros, pois seus dois primeiros termos representam diferenças entre valores muito pequenos. Além disso, os erros que ocorrem no cálculo do movimento vertical, quando se usa os valores de vento obtidos de radiossondagem, são divididos em 5 partes, segundo Kurihara (1961):

$$\Delta\omega = \Delta_1\omega + \Delta_2\omega + \Delta_3\omega + \Delta_4\omega + \Delta_5\omega,$$

onde  $\Delta\omega$  é a somatória dos erros devidos a vários fatores, os quais são discutidos abaixo juntamente com os resultados correspondentes, obtidos por Kurihara (1961).

$\Delta_1\omega$  é o erro devido ao esquema da integração numérica. No caso do método cinemático, faz-se uma integração, desde a superfície até o topo da atmosfera, da divergência média de cada camada multiplicada pela variação desta. O número de níveis considerados tem influência no resultado da integração, sendo traduzida em termos do erro  $\Delta_1\omega$ , e quanto maior o número de níveis, melhor a estimativa de  $\omega$ . O erro devido à utilização de 10 níveis em relação a 16 níveis, foi de  $2,25 \text{ mb/h} = 6,25 \cdot 10^{-4} \text{ mb/s}$ .

$\Delta_2\omega$  é causado pelo erro na velocidade do vento horizontal. A divergência horizontal é calculada a partir dos valores de  $u$  e  $v$ , e o erro nesses valores é transferido para o movimento vertical. A magnitude do erro foi de  $53 \text{ mb/h} = 10^{-2} \text{ mb/s} = 100 \cdot 10^{-4} \text{ mb/s}$ .

$\Delta_3\omega$  é devido ao erro no campo de vento horizontal, causado pela diferença no tempo de observação do balão de radiossondagem para diferentes estações. Kurihara (1961) registrou um erro de  $2,7 \text{ mb/h} = 7,5 \cdot 10^{-4} \text{ mb/s}$ , para março de 1958, em 275 mb.

$\Delta_4\omega$  é causado pelo erro no cálculo da velocidade do vento, através do erro no desvio do balão. Esse tipo de erro não foi estimado, mas é grande em altos níveis.

$\Delta_5\omega$  é devido ao erro existente no erro anterior, em virtude de sua propagação, e não é tão grande comparado com os outros erros.

Dos erros citados, se for fixado o número de níveis para integração,  $\Delta_1\omega$  é constante e  $\Delta_2\omega$ ,  $\Delta_3\omega$  e  $\Delta_4\omega$  aumentam com altura.

Com o objetivo de reduzir o erro no cálculo do movimento vertical, faz-se o ajustamento de massa, já especificado na Seção 2.2 e, embora o erro seja maior nos níveis mais altos, a correção realizada uniformemente nos 7 níveis fornece resultados satisfatórios.

## APÊNDICE C

### AJUSTAMENTO DE MASSA PARA O CÁLCULO DO MOVIMENTO VERTICAL

Inicialmente, calcula-se a divergência de cada nível, com valores de  $u$  e  $v$ , através da equação em coordenadas esféricas:

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = \frac{\partial u}{a \cos \psi \partial \lambda} + \frac{\partial v}{a \partial \psi} - \frac{v \operatorname{tg} \psi}{a} \quad (\text{C.1})$$

Determinam-se as derivadas parciais usando-se o método de diferenças finitas, com os valores de  $u$  e  $v$  em cada ponto de grade. Calcula-se a divergência no ponto  $(i, j)$ ,  $\operatorname{div}(i, j)$ , da Figura C.1, da seguinte maneira:

$$\operatorname{div}(i, j) = \frac{u(i+1, j) - u(i-1, j)}{2 \Delta x} + \frac{v(i, j+1) - v(i, j-1)}{\Delta y} - \frac{v(i, j) \operatorname{tg} \psi(i, j)}{a}$$

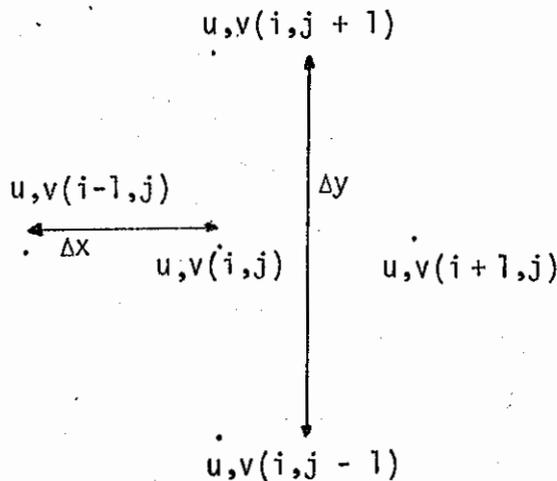


Fig. C.1 - Esquema para o cálculo da divergência.

A distância zonal entre os pontos de grade é  $5^{\circ}$  de longitude, ficando assim  $\Delta x = a \cos \psi (i,j) \cdot \Delta \lambda$ , onde  $a$  é o raio da Terra,  $\psi$  é latitude e  $\Delta \lambda$ , o intervalo entre as longitudes. A distância entre as latitudes é variável, e toma-se  $\Delta \psi$  como a diferença entre  $\psi(j + 1)$  e  $\psi(j - 1)$ , sendo  $\Delta y = a \cdot \Delta \psi$ .

Com a divergência de cada nível, calcula-se a divergência média para as camadas de 1 a 6 (Ver Figura C.2), fazendo-se a média aritmética entre os valores do topo e da base de cada uma das camadas.

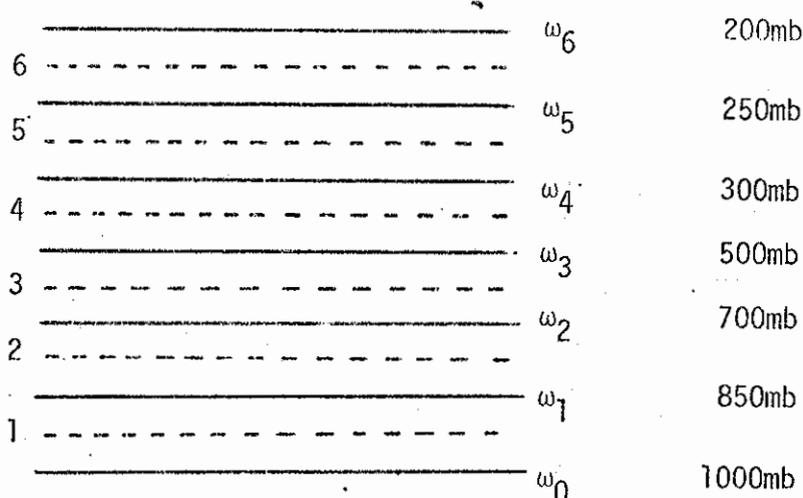


Fig. C.2 - Esquema dos 7 níveis da atmosfera.

Faz-se o ajustamento de massa utilizando-se a técnica a seguir.

Calcula-se  $\int_{1000 \text{ mb}}^{200 \text{ mb}} \nabla \cdot \mathbf{v} \, dp$ , que dá um certo resíduo. Esse resíduo, relacionado com a variação total de pressão de 1000 mb a 200 mb, é subtraído dos valores de divergência de cada nível, calculados inicialmente da seguinte forma:

$$\nabla \cdot \mathbf{v}_i^* = \nabla \cdot \mathbf{v}_i - \frac{Re}{\Delta p_{total}} \quad (C.2)$$

onde  $\nabla \cdot \mathbf{v}_i^*$  é a divergência ajustada,  $Re$  é o resíduo e  $\Delta p_{total} = 800 \text{ mb}$ . Há assim, uma redistribuição no campo de divergência, para que a conservação de massa seja obedecida. Com esses novos valores, pode-se calcular o movimento vertical, usando-se a equação da continuidade:

$$\nabla \cdot \mathbf{v} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0,$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = - \nabla \cdot \mathbf{v} ,$$

Integrando-se esta equação em  $dp$ , tem-se que:

$$\int_{\omega_0}^{\omega_1} d\omega = - \int_{p_0}^{p_1} \nabla \cdot \mathbf{v}^* dp \quad (C.3)$$

Novamente calcula-se a divergência média de cada camada, usando-se os valores ajustados, e obtêm-se:

$$\omega_1 = \omega_0 - (\overline{\nabla \cdot \mathbf{v}})_1^* (p_1 - p_0).$$

Generalizando-se esta equação, tem-se que:

$$\omega_i = \omega_{i-1} - (\overline{\nabla \cdot \mathbf{v}})_i^* (p_i - p_{i-1}). \quad (C.4)$$

## APÊNDICE D

### CÁLCULO DE $\bar{\omega}_N$

A média de  $\omega$  nos sete níveis é calculada por:

$$\bar{\omega}_N = \frac{\sum_{i=1}^6 \left( \frac{\omega_i + \omega_{i-1}}{2} \right) \cdot \Delta p_i}{\Delta p_{\text{total}}},$$

onde o índice  $i$ , em  $\omega$ , refere-se a cada nível e, em  $\Delta p$ , refere-se à ca  
mada entre dois níveis. O  $\Delta p_{\text{total}} = 800$  mb.