



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE –4469 – TDL / 322

**O PAPEL DE DEFORMAÇÃO HORIZONTAL NA
FRONTOGÊNESE NA REGIÃO SUL BRASILEIRA.**

Luiz Fernando de Mattos

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada por Prakki Satyamurty, aprovada
em 04 de novembro de 1986.

INPE
São José dos Campos
1986



AUTORES AUTHORS	PALAVRAS CHAVES/KEY WORDS		AUTORIZADA POR/AUTHORIZED BY	
	FRONTOGÊNESE DEFORMAÇÃO HORIZONTAL CLIMATOLOGIA		Marcelo Antonio Raupp Diretor Geral	
AUTOR RESPONSÁVEL RESPONSIBLE AUTHOR		DISTRIBUIÇÃO/DISTRIBUTION		REVISADA POR/REVISED BY
Luis Fernando de Mattos		<input type="checkbox"/> INTERNA / INTERNAL <input checked="" type="checkbox"/> EXTERNA / EXTERNAL <input type="checkbox"/> RESTRITA / RESTRICTED		Prakki Satyamurty
CDU/UDC			DATA / DATE	
551.58			Fevereiro, 1988	
TÍTULO/TITLE	PUBLICAÇÃO Nº PUBLICATION NO		ORIGEM ORIGIN	
	INPE-4469-TDL/322		PG/DME	
AUTORES/AUTHORSHIP	O PAPEL DE DEFORMAÇÃO HORIZONTAL NA FRONTOGÊNESE NA REGIÃO SUL BRASILEIRA		PROJETO PROJECT	
			FRH/MET	
			Nº DE PAG. NO OF PAGES	ULTIMA PAG. LAST PAGE
			118	97
		VERSÃO VERSION	Nº DE MAPAS NO OF MAPS	

RESUMO - NOTAS / ABSTRACT - NOTES

Um estudo climatológico dos efeitos frontogenético e frontolítico que os campos de deformação horizontal e de divergência provocam na baixa troposfera na América do Sul em particular e na região do planeta compreendida entre 45N e 45S é elaborado. No Hemisfério Norte as mais conhecidas regiões de frontogenéticas foram reproduzidas e coincidem satisfatoriamente no centro da América do Norte e no Mar do Japão. Quatro bandas de frontogênese, orientadas de noroeste para sudeste, são localizadas no Hemisfério Sul, e uma delas se relaciona com a bem conhecida Zona de Convergência do Pacífico Sul. A função frontogenética é de maior intensidade positiva na Patagônia no verão (janeiro), não no inverno como acontece no Hemisfério Norte. Sobre a América do Sul, a linha que separa a área frontogenética da frontolítica passa pelo Estado do Rio de Janeiro e também está orientada de noroeste para sudeste. É feito um estudo de caso de frontogênese ocorrido de 28 a 31 de julho de 1980 sobre a Região Sul do Brasil. É mostrado claramente como o papel da deformação horizontal é importante na formação, intensificação, orientação e movimento da frente. Na análise da seção vertical do campo de temperatura potencial ao longo do meridiano 50 W, que passa próximo a Porto Alegre, é observada forte advecção fria atrás do sistema frontal junto à superfície e na baixa e média troposfera observa-se forte advecção quente. No estágio da maturação a frente se apresenta com todas as características observadas por Sanders.

OBSERVAÇÕES / REMARKS

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, aprovado em 04 de novembro de 1987.

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

Dr. V. B. Rao

V. B. Rao
Presidente

Dr. P. Satyamurty

mp
Orientador

Dr. Pedro Leite da Silva Dias

Pedro Leite da Silva Dias
Membro da Banca
-convidado-

Drª Marlene Elias Ferreira

Marlene Elias Ferreira
Membro da Banca

Dr. João Antonio Lorenzzetti

Lorenzzetti
Membro da Banca

candidato: Luiz Fernando de Mattos

São José dos Campos, 04 de novembro de 1987

A
Romarina

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Prakki Satyamurty pela imprescindível orien
tação nesta dissertação de mestrado.

Ao Prof. Msc. Marco A. Maríngolo Lemes pelo incentivo na
escolha deste tema e noções de Previsão Numérica do Tempo.

À Prof^a Msc. Iracema Fonseca de A. Cavalcanti pelas ilus
trações gentilmente cedidas.

Ao Prof. Msc. Manoel Alonso Gan pelas noções de Meteorologi
a Sinótica e arquivos de dados.

Ao Prof. Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao pelas sugestões va
lhosas.

Ao Prof. Msc. José Paulo Bonatti pelas noções de Meteoro
logia Dinâmica, Cálculo Numérico, arquivos e "Graphics Software".

Aos demais colegas e funcionários do Departamento de Meteo
rologia e Oceanografia que, direta ou indiretamente, contribuíram na
troca de informações.

Ao órgão financiador da Bolsa, CNPq, sem a qual não seria
possível esta pesquisa.

Ao Capitão Especialista em Meteorologia, Josenildo Branç
ão do Instituto de Atividades Espaciais, pelas cartas sinóticas gentil
mente emprestadas.

ABSTRACT

A climatological study of the frontogenetic and frontolytic effects of the horizontal deformation and divergence fields in the lower troposphere over the part of the globe enclosed between 45N and 45S is made. The well-known frontogenetic regions of the Northern Hemisphere off the Rockies and the Japan Sea area are reproduced satisfactorily. Four bands of frontogenesis, aligned northwest to southeast, are clearly seen, and one of them agrees closely with the South Pacific Convergence Zone. The frontogenetic function over the central and southern Argentina is strongest in summer (January), which is in contrast to the Northern Hemispheric situation. Over South America, a northwest to southeast oriented line passing through the State of Rio de Janeiro divides the regions of frontogenesis to the southwest and frontolysis to the northeast. A case study of frontogenesis which occurred in the period 28-31 July 1980 over South Brazil is presented. It shows clearly the importance of the horizontal deformation field in the formation, intensification, orientation and movement of the front. In the formative stage, strong warm advection ahead of the front is observed in the lower middle troposphere and strong cold advection behind the front in the surface layers. In the mature stage the front presents all the characteristics observed by Sanders.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<u>LISTA DE FIGURAS</u>	xi
<u>LISTA DE TABELAS</u>	xv
<u>LISTA DE SÍMBOLOS</u>	xvii
<u>LISTA DE ABREVIÇÕES</u>	xix
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
<u>CAPÍTULO 2 - CAMPOS DERIVADOS E FRONTOGÊNESE</u>	7
2.1 - Dados utilizados	7
2.2 - Agentes de frontogênese	7
2.3 - Cálculo dos campos derivados	11
<u>CAPÍTULO 3 - CLIMATOLOGIA DA FRONTOGÊNESE</u>	17
3.1 - Introdução	17
3.2 - Frontogênese na região sul-americana em julho	17
3.3 - Características do fluxo climatológico na baixa troposfe ra	23
3.4 - Frontogênese em escala global na baixa troposfera	27
<u>CAPÍTULO 4 - FRONTOGÊNESE - ESTUDO DE CASO</u>	45
4.1 - Introdução	45
4.2 - Análises dos campos cinemáticos de fluxo e de temperatura 85 kPa	50
4.3 - Seção vertical	76
<u>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES</u>	89
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	92
BIBLIOGRAFIA COMPLEMENTAR	95

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Série de imagens de satélite com exemplo de frontogênese no sul do Brasil e adjacências - Imagens do satélite GOES-E no canal infravermelho para: a) 11/06/80 às 00 TMG; b) 11/06/80 à 12 TMG; c) 12/06/80; d) 13/06/80 às 12 TMG.	4
1.2 - Ilustração de frontogênese - As linhas contínuas são de fluxo e as tracejadas são isotermas. A zona de frontogênese está hachurada e se move para o eixo de dilatação, ao mesmo tempo que aumenta o contraste de temperatura	5
2.1 - Esquema dos efeitos dos campos de fluxo diferencial frontogênicos - Quatro configurações de linhas de fluxo que podem intensificar o gradiente horizontal de temperatura; a) cisalhamento horizontal; b) deformação horizontal; c) deformação vertical; d) advecção vertical diferencial	8
2.2 - Esquema da situação sinótica favorável à frontogênese na América do Sul - Escoamento e isotermas em 85 kPa onde as setas são vetores vento, as linhas tracejadas são isotermas negativas ($^{\circ}\text{C}$) e as contínuas, positivas	10
2.3 - Esquema da situação sinótica onde o campo de deformação é frontolítico. - Ilustração de frontólise onde β é o ângulo entre a isoterma e o eixo de dilatação.....	11
2.4 - Representação esquemático dos eixos de dilatação e contração do campo de deformação horizontal, onde D2 e D1 são suas componentes	13
3.1 - Análise sinótica climatológica (julho 75-80) no nível 100 kPa na América do Sul; D, $ \nabla T $, θ e α . - O campo de deformação horizontal, D, é representado pela linha contínua (10^{-6}s^{-1}); o módulo do gradiente horizontal de temperatura, $ \nabla T $, é representado pela linha tracejada ($6\text{K}/10^3\text{km}$); o ângulo entre o eixo de dilatação e o eixo x, θ , é definido pelo segmento cheio; o ângulo entre ∇T e o eixo x, α , é definido pelo segmento tracejado. A e B representam o centro de alta e baixa pressão, respectivamente.....	18
3.2 - Análise sinótica climatológica (julho 75-80) no nível 85 kPa na América do Sul; D, $ \nabla T $, θ e α . - Análise sinótica climatológica (julho 75-80) no nível 85 kPa na América do Sul: o campo de deformação horizontal, D, é representado pela linha contínua (10^{-6}s^{-1}); o módulo do gradiente horizontal de temperatura, $ \Delta T $, é representado pela linha tracejada ($6\text{K}/10^3\text{km}$). O ângulo entre o eixo de dilatação e o eixo x, θ , é definido pelo segmento cheio; o ângulo entre ΔT e o eixo x, α , é definido pelo segmento tracejado. A e C representam o centro de anticiclone e ciclone, respectivamente.	21

3.4 - Campos climatológicos anuais para 85 kPa em escala semiglobal. a) vorticidade relativa, ξ , onde as linhas tracejadas são para $\xi < 0$ e as cheias, para $\xi > 0$; o contorno máximo é de 10 e o mínimo de - 10 com intervalo de 2 (unidades em $10^{-6}s^{-1}$); b) temperatura, T, de contorno mínimo de $0^{\circ}C$ e o máximo de $22^{\circ}C$, com intervalo de $2^{\circ}C$; c) deformação, D, com contorno mínimo de 0, máximo de 7,5 e intervalo de 2,5 (unidades em $10^{-6}s^{-1}$).	24
3.5 - Campos climatológicos mensais e anual de função frontogenética, $F(10^{-12}K/ms)$, em escala semiglobal no nível 85 kPa. - As linhas tracejadas indicam valores negativos, o contorno mínimo é de - 40, o máximo de 60 e o intervalo é de 5. a) janeiro; b) abril; c) julho; d) outubro; e) anual (75-80). Nesta última, o contorno varia de - 15 a 17,5 e o intervalo é de 2,5.	28
3.6 - Posição média de frentes no Hemisfério Norte para o meio do inverno. - Áreas hachuradas indicam zonas de máximo gradiente de temperatura	34
3.7 - Regiões ciclogênicas e de frequência ciclônica no Hemisfério Norte. - a) janeiro; b) abril; c) julho e d) outubro	36
3.8 - Posição climatológica das frentes no inverno e verão, Hemisfério Sul. - Os círculos definem a frequência frontal máxima e as linhas a frequência de centros de baixa máxima.	39
3.9 - Campo climatológico anual de função frontogenética ao nível 70 kPa. - Com contornos de - 12,5 a 20 intervalos de 2,5 ($10^{-12}K m^{-1}s^{-1}$).	41
3.10 - Campo climatológico da deformação em julho (75-80) a 85 kPa. - Com contornos de 0 a 12,5 e intervalos de 2,5 ($10^{-6}s^{-1}$).	42
3.11 - Campo climatológico da temperatura em julho a 85 kPa. - Com contornos de - 2 a 28 com intervalos de 2 ($^{\circ}C$).	43
4.1 - Precipitação em Cachoeirinha para julho de 1980	47
4.2 - Um caso de frontogênese sobre o Sul do Brasil e vizinhanças, visto por imagens infravermelhas do GOES em 12 h de intervalo a partir de (a) 12:16 Z em 27 de julho de 1980 ..	48
4.3 - Escoamento em 25 kPa e isotermas/escoamento em 85 kPa para o dia 28 de julho de 1980	49
4.4 - Função frontogenética em 85 kPa para o período 28-31 de julho de 1980. - ($10^{-12}K/ms$) contorno de - 120 a 180 e intervalo de 15	52
4.5 - Temperatura em 85 kPa para o período de 28 a 31 de julho de 1980. - Contorno de - 4 a 40 e intervalo de 4 ($^{\circ}C$).....	58

	<u>Pág.</u>
4.6 - Escoamento em 85 kPa para o período de 27 a 31 de julho na América do Sul	62
4.7 - Vorticidade relativa em 85 kPa no período de 28 a 31 de julho de 1980	65
4.8 - Deformação em 85 kPa no período de 28 a 31 de julho de 1980.	69
4.9 - Cartas sinóticas de superfície oriundas do IAE para o período de 28 a 31 de julho de 1980. - a) 28/07/80 0 hora GMT; b) 29/07/80 0 hora GMT; c) 29/07/80 12 hora GMT e d) 31/07/80 12 hora GMT.	77
4.10 - Componente u do vento em seção vertical a 50 W	82
4.11 - Vorticidade relativa em seção vertical a 50 W.	84
4.12 - Temperatura potencial em seção vertical a 50 W.	86

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 - Precipitação mensal para os anos de 1970 a 1983 e média mensal de 30 anos	46
4.2 - Precipitação diária para os dias 28 a 31 de julho de 1980	51

LISTA DE SÍMBOLOS

C	- Velocidade das frentes ($m\ s^{-1}$)
D	- Intensidade de deformação horizontal (s^{-1})
D1	- Componente do campo de deformação com eixo de dilatação // ou \perp ao eixo x (s^{-1})
D2	- Componente do campo de deformação com eixo de dilatação a 45° ou 135° do eixo x. (s^{-1})
F(x,y,t)	- Função frontogenética ($K\ m^{-1}\ s^{-1}$)
f(y)	- Parâmetro de Coriolis, $2\Omega\ sen\phi$ (s^{-1})
f ₀	- Parâmetro de Coriolis a 45° de latitude (s^{-1})
i	- Raiz quadrada de -1
\hat{i}	- Vetor unitário na direção x
\hat{j}	- Vetor unitário na direção y
\hat{k}	- Vetor unitário na direção z
p	- Pressão (Pa)
q	- Vorticidade potencial quase geostrófica ($K\ Pa^{-1}\ s^{-1}$)
t	- Tempo (s)
T	- Temperatura do ar (K ou $^\circ C$)
u	- Componente zonal do vetor vento $m\ s^{-1}$
v	- Componente meridional do vetor vento $m\ s^{-1}$
V	- Vetor velocidade do vento (horizontal) $m\ s^{-1}$
x	- Distância positiva para leste (m)
y	- Distância positiva para norte (m)
z	- Distância positiva para o zênite (m)
α	- Volume específico; ângulo entre o vetor gradiente horizontal de temperatura, ∇T , e o eixo x. ($m^3 Kg^{-1}$)
β	- Ângulo entre ∇T e o eixo de dilatação
λ^{-1}	- Raio de deformação de Rossby (m)
δ	- Divergência (s^{-1})
ξ	- Componente vertical da vorticidade relativa (s^{-1})
θ	- Ângulo entre o eixo de dilatação do campo de deformação e o eixo x; temperatura potencial (K)
σ	- Parâmetro estabilidade estática ($m^3 Kg^{-1}\ Pa^{-1}$)

ϕ	- Latitude
ψ	- Função de corrente (m s^{-1})
ω	- Componente vertical do vento (x,y,p,t) (Pa s^{-1})
ϕ	- Geopotencial (m s^{-2})
Ω	- Velocidade angular de rotação da Terra (rad s^{-1})

LISTA DE ABREVIACÃO

AOT - Análise Objetiva Tropical
NMC - National Meteorological Center
IAE - Instituto de Atividades Espaciais
INEMET - Instituto Nacional de Meteorologia

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

O estudo da frontogênese na região da América do Sul, compreendida por: norte e centro da Argentina, sul da Bolívia, Paraguai, Uruguai e Estados brasileiros: Mato Grosso do Sul, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, foi motivado pelas deficiências na sua diagnose e prognose, no estágio atual da operação de previsão do tempo no Brasil. Pouca importância tem sido dada a este assunto fundamental, que vem a ser uma das principais preocupações e objeto de pesquisa dos pioneiros desta ciência da natureza, que é a Meteorologia.

O conceito de frente foi introduzido na literatura meteorológica e aplicado por Bjerknes em 1918 (Petterssen, 1956), que a definiu como uma zona de transição ou superfície de descontinuidade entre o ar frio (denso) e o ar quente (menos denso). Bjerknes e Solberg em 1922 (Petterssen, 1956) ampliaram este conceito e enfatizaram o seu efeito na circulação geral das médias e altas latitudes. Bergeron (1928) explicou cinematicamente a formação e dissipação de frentes e concluiu, através de investigações das massas de ar de grande escala e suas propriedades conservativas, que as frentes se formam como resultado de movimento confluyente em regiões entre contrastantes massas de ar. Embora não houvessem dados aerológicos do ar superior naquele tempo, as análises de Bergeron já evidenciavam uma estrutura tridimensional para as superfícies frontais; as frentes se localizavam na interseção das superfícies frontais com o plano da carta sinótica. Petterssen (1956) ressaltou que um completo tratamento da frontogênese necessitaria de pré-requisitos dos processos físicos e dinâmicos nela envolvidos. Na ausência de detalhes mais esclarecedores, é preciso identificar os sintomas cinemáticos indicadores de frontogênese. Ele afirmou que frontogênese implica uma tendência para formação de uma descontinuidade ou intensificação de uma zona de transição já existente, enquanto termo frontólise indica que esta tendência é negativa.

Na década de 40, Eady (1949) atribuiu à instabilidade baroclínica a responsabilidade pela intensificação dos sistemas extratropi-

picais. As variações nos campos de temperatura e de vento na escala si
nótica numa perturbação baroclínica tendem a se concentrar em zonas es
treitas com fortes gradientes de temperatura. Phillips (1956) ressaltou
a importância do campo de deformação horizontal associado às ondas ba
roclínicas na formação de frentes. Williams (1967) mostrou que uma on
da de Eady em intensificação é capaz de gerar gradientes de temperatura
como os encontrados nas zonas frontais atmosféricas.

Bergeron (1928) reconheceu o efeito frontogenético do cam
po de deformação horizontal. Miller (1948) expressou matematicamente os
diversos processos passíveis de concentração das isentrópicas (tempera
tura potencial, θ , constante), tais como: divergência; deformação, tor
ção, difusão e aquecimento diferencial. Hoskins e Bretherton (1972) enu
meram oito mecanismos que atuam modificando os gradientes de temperatu
ra, a saber: i) deformação horizontal; ii) cisalhamento horizontal ;
iii) deformação vertical; iv) movimento vertical diferencial; v) libera
ção de calor latente; vi) fricção na superfície; vii) mistura turbulen
ta; viii) radiação diferencial.

Hoskins (1982) reviu a teoria da frontogênese e lhe deu
novos conceitos à luz do desenvolvimento da Meteorologia nas décadas de
60 e 70. Uma propriedade fundamental dos distúrbios sinóticos é a tendência
de os campos térmico e cinemático de escoamento se tornarem concentrados em
zonas de transição relativamente estreitas. Elas são caracterizadas por
grandes valores de gradientes horizontal de temperatura, estabilidade es
tática, vorticidade absoluta e cisalhamento vertical do vento. Quando vis
tas sobre superfícies de igual pressão ou altura, aparecem com forma alon
gada e estreita; a sua dimensão longitudinal possui uma ordem de magnitu
de maior que a sua escala transversal (~ 3000 km comparada com ~ 300 km).
Em razão desta configuração geométrica, as variações horizontais nos cam
pos de vento e temperatura tendem a ser muito maiores na direção transver
sal que na longitudinal. Quando vistas através de uma seção vertical, as
frentes aparecem como zonas inclinadas com espessura vertical da ordem
de 1 a 2 km. Margules em 1906 (Petterssen, 1956) foi o pioneiro que es
tudou e obteve uma expressão matemática para a inclinação da interface
entre duas massas de ar em rotação.

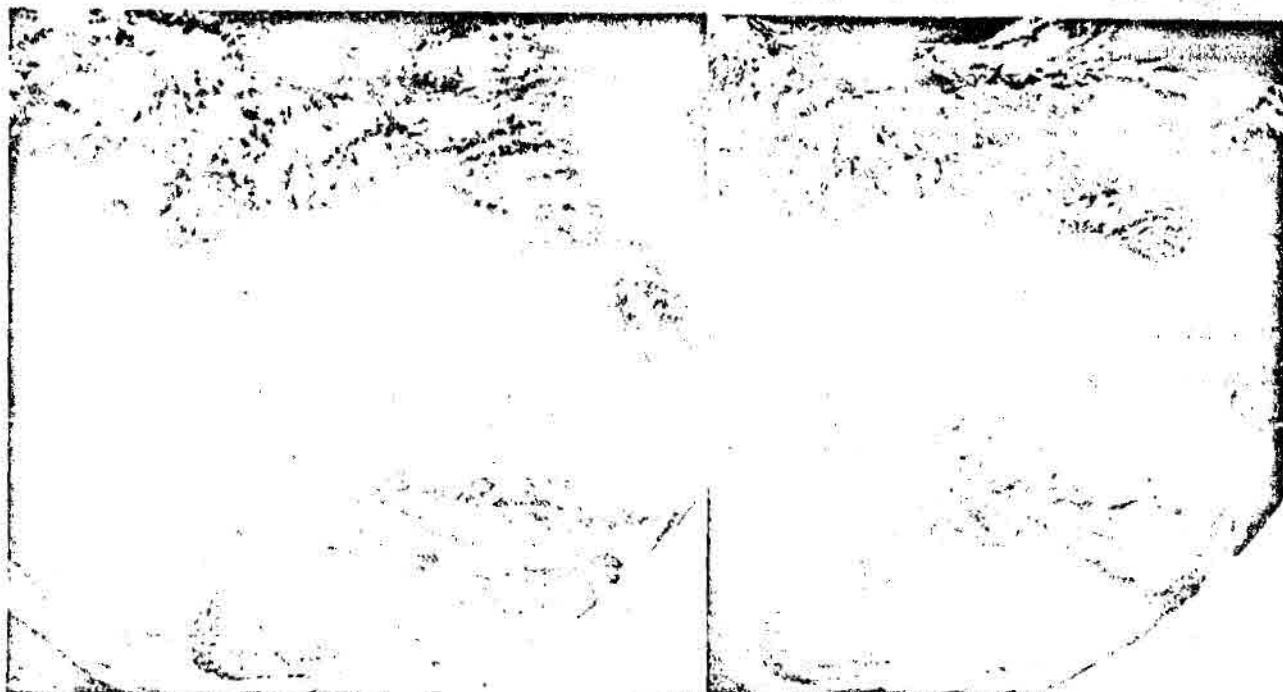
Embora as frentes sejam identificadas em todos os níveis na troposfera e baixa estratosfera, sua formação é favorecida pela presença naturalmente imposta das fronteiras quase horizontais, que são a superfície da Terra e a tropopausa. Uma vez que as frentes geradas por mecanismos baseados na superfície e na tropopausa exibem diferenças em estrutura (elas são criadas por processos dinâmicos distintos e podem ocorrer independentemente uma da outra), as respectivas designações de "superfície" ou "baixo nível" e "alta troposfera" ou "nível superior" servem como uma classificação conveniente para os processos e fenômenos frontais. Os processos e fenômenos estudados serão os de baixos níveis neste trabalho de dissertação. Uma revisão completa da frontogênese na alta troposfera pode ser encontrada em Keyser e Shapiro (1985).

No sentido cinemático, as frentes devem sua existência à advecção espacial diferencial dos campos térmicos e de vento, resultante de cisalhamento horizontal e de velocidade vertical associada às ondas baroclínicas. Frontogênese (formação ou intensificação de sistemas frontais) é um processo pelo qual o gradiente horizontal de densidade ou de temperatura é intensificado. As isopícnicas (ou isotermas) se concentram numa zona frontal sob o efeito de diversos mecanismos de frontogênese. Aparentemente a frontogênese acompanha o desenvolvimento das perturbações sinóticas em uma atmosfera baroclínica. Segundo Holton (1979), o processo de desenvolvimento dos distúrbios baroclínicos tende a diminuir o gradiente meridional de temperatura; a frontogênese faz o contrário. Este paradoxo é possível porque os dois processos ocorrem em escalas diferentes. Em suma, o desenvolvimento dos distúrbios baroclínicos e a frontogênese tendem a anular o gradiente meridional de temperatura de larga escala (~ 5000 km), criando zonas estreitas de transição térmica que são chamadas frentes.

A experiência sinótica do dia a dia comprova a intensificação de bandas de nuvens associadas a frentes bem definidas, bem como o surgimento de novas bandas frontais no sul do Brasil e adjacências (veja climanálise editado por Nobre, 1987). Um exemplo da frontogênese nesta região é mostrado na série de imagens de satélite apresentada na Figura 1.1.

(a) 11/06/80 0 TMG

(b) 11/06/80 12 TMG



(c) 12/06/80 12 TMG

(d) 13/06/80 12 TMG



Fig. 1.1 - Série de imagens de satélite com exemplo de frontogênese no sul do Brasil e adjacências.

Imagens do satélite GOES-E no canal infravermelho para: a) 11/06/80 às 00 TGM; b) 11/06/80 à 12 TMG; c) 12/06/80; d) 13/06/80 às 12 TMG.

Particularmente na região sul do Brasil, a passagem das frentes e ciclones correlatos assume importância comprovada no total anual de precipitação, conforme discutido por Ratisbona (1976).

Bergeron (1928) descobriu que as frentes poderão se formar ao longo do eixo de dilatação no campo de deformação horizontal quando as isotermas possuírem uma orientação favorável relativa ao eixo. Mais recentemente, Orlanski et al. (1985) chegaram à conclusão de que o campo de deformação horizontal é o principal agente frontogenético nos baixos níveis, sendo muito mais eficiente que a deformação vertical e o movimento diferencial vertical.

Uma situação sinótica esquemática propícia à frontogênese no Hemisfério Sul é mostrada na Figura 1.2:

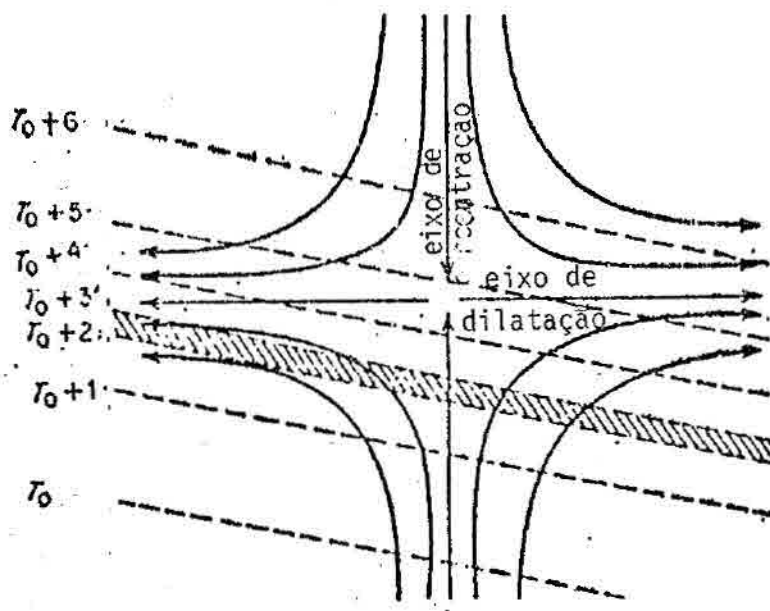


Fig. 1.2 - Ilustração de frontogênese.

As linhas contínuas são de fluxo e as tracejadas são isotermas. A zona de frontogênese está hachurada e se move para o eixo de dilatação, ao mesmo tempo que aumenta o contraste de temperatura.

Stone (1966) e Williams e Plotkin (1968) examinaram, na teoria quase-geostrófica, o efeito da deformação horizontal e obtiveram uma descontinuidade no campo de temperatura perto de contornos no tempo infinito. Entretanto, na teoria quase-geostrófica faltam mecanismos que possam produzir descontinuidade (frentes) em tempo finito.

Hoskins e Bretherton (1972) e Hoskins (1982) incluíram processos ageostróficos e demonstraram a possibilidade de formação de descontinuidades em tempo finito na atmosfera livre. A importância deste fato reside em que a escala temporal da frontogênese terá de ser menor que a da onda baroclínica dirigente. Os movimentos ageostróficos podem tanto acelerar quanto limitar a frontogênese.

Este trabalho propõe-se a estudar e identificar as regiões de frontogênese e frontólise devidas ao campo de deformação horizontal do escoamento, em escala global e na América do Sul em particular, para cada estação do ano.

Uma vez que os cálculos intermediários produzem diversos campos derivados, pretende-se, com eles, estudar com mais detalhes os fatores que entram no processo, tanto do ponto de vista climatológico, quanto no de aplicação em um caso ocorrido.

CAPÍTULO 2

CAMPOS DERIVADOS E FRONTOGÊNESE

2.1 - DADOS UTILIZADOS

Neste trabalho são utilizados dados médios e instantâneos oriundos da análise objetiva tropical operacional do National Meteorological Center de Washington, que produz componentes zonal (u) e meridional (v) do vento e temperatura (T) sobre uma grade em projeção Mercator, com espaçamento longitudinal de 5° . O espaçamento latitudinal não é constante, mas é simétrico em relação à linha do equador, e suas fronteiras estão a $48,1^\circ$ N e a $48,1^\circ$ S. A grade possui 23×73 pontos nos seguintes níveis: 100, 85, 70, 50, 30, 25 e 20 kPa. Esta análise do NMC extrapola para o nível 100 kPa os dados dos pontos de grade cuja altitude é maior que a do nível 100 kPa.

Os dados são obtidos do arquivo de fitas magnéticas mantido pelo Departamento de Meteorologia e Oceanografia do Instituto de Pesquisas Espaciais. Os dados que cobrem o período de janeiro de 1975 a dezembro de 1981 para u e v e de janeiro de 1975 a dezembro de 1980 para T são mediados mensalmente para sete anos de u e v e para seis anos de T , no horário de observação de 00 TMG. Destes, os dados até agosto de 1978 são derivados da análise de Hough (Arkin, 1982) não divergente e os de setembro de 1978 a dezembro de 1981 são conseguidos através da interpolação ótima (Gandin, 1964), que retém componente divergente do vento. No estudo de caso, os dados são obtidos da mesma fonte e cobrem o período de 28 a 31 de julho de 1980, em dois horários de observações de 00 TMG e 12 TMG, sendo, desta vez, instantâneos.

2.2 - AGENTES DE FRONTOGÊNESE

Os cinco campos de fluxo diferencial frontogenéticos são: (Hoskins and Bretherton, 1972) - a) deformação horizontal; b) cisalhamento horizontal; c) deformação no plano vertical; d) velocidade vertical diferencial; e) convergência. Seus efeitos são mostrados esquematicamente na Figura 2.1

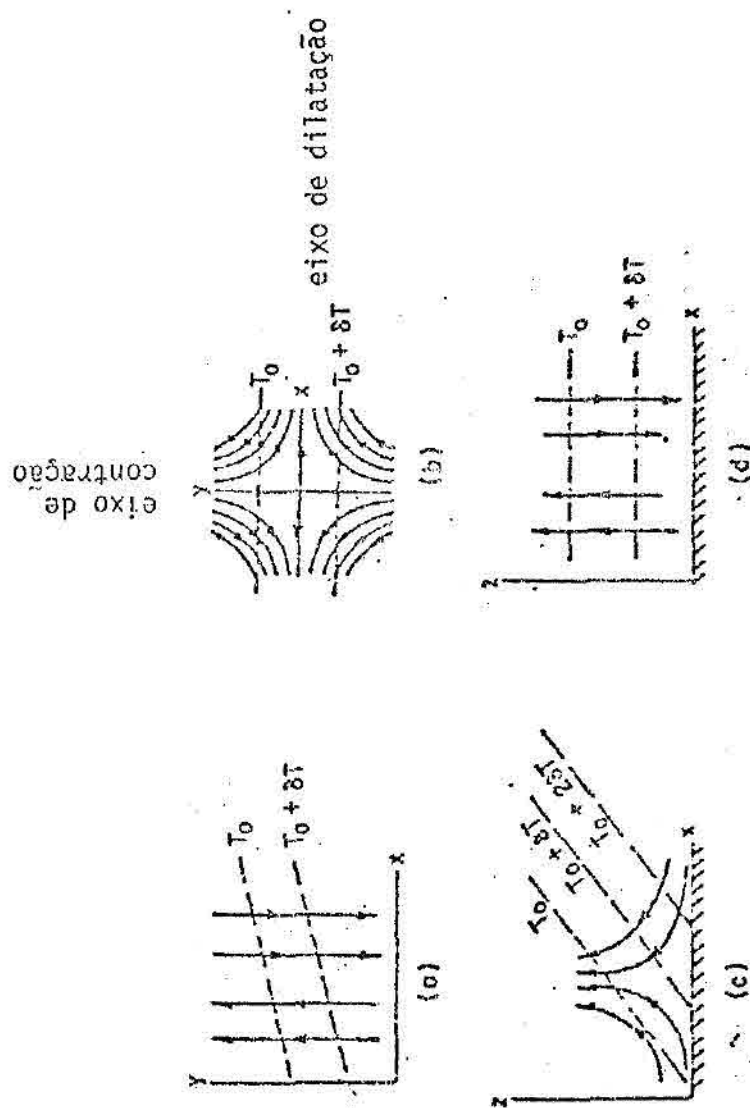


Fig. 2.1 - Esquema dos efeitos dos campos de fluxo diferencial fronto genéticos.

Quatro configurações de linhas de fluxo que podem intensificar o gradiente horizontal de temperatura; a) cisalhamento horizontal; b) deformação horizontal; c) deformação vertical; d) advecção vertical diferencial.

FONTE: Hoskins and Bretherton (1972).

A velocidade vertical diferencial e a deformação no plano vertical são importantes só na alta e média troposfera, onde a magnitude da velocidade vertical é apreciável. Estes dois processos só se tornam notáveis nos baixos níveis, após a frente tornar-se suficientemente intensa. Portanto, a sua contribuição à frontogênese nos baixos níveis é desprezível nos estágios inicial e intermediário das frentes.

Os processos a) e b), são os principais responsáveis pelo início da formação das frentes. É fácil ver que a deformação em b) não só concentra as isotermas, mas também gira-as até se tornarem paralelas ao eixo de dilatação e translada-as na direção do eixo de contração (veja a Figura 2.1).

A expressão para a função frontogenética horizontal é dada por (Haltiner and Martin, 1957):

$$F = |\nabla T| \left(\frac{D}{2} \cos 2\beta + \frac{\delta}{2} \right) \quad (2.1)$$

onde:

$$a) D = (D1^2 + D2^2)^{1/2},$$

$$b) D1 = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y},$$

$$c) D2 = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (2.2)$$

$$d) \delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y},$$

$$e) \nabla T = \frac{\partial T}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial T}{\partial y} \hat{j},$$

F é a função frontogenética, $|\nabla T|$ é o módulo do gradiente horizontal de temperatura, T ; D e δ são as intensidades de deformação horizontal e divergência, respectivamente, e são invariantes na rotação dos eixos x e y ; β é o ângulo entre o gradiente horizontal de temperatura, ∇T , e o eixo de dilatação do campo de deformação.

Na vizinhança dos pontos neutros (coló) entre dois anticlones fortes, o campo de deformação pode superar os campos de vorticidade e divergência em magnitude; por esta razão estas regiões são preferidas pela frontogênese ou frontólise. Por exemplo, a região central da América do Sul satisfaz estas condições como mostra a situação sinótica esquematizada na Figura 2.2, onde o eixo de dilatação coincide aproximadamente com a orientação noroeste para sudeste das frentes frias nesta região. Uma situação na qual o campo de deformação é frontolítico é mostrado na Figura 2.3 (Petterssen, 1956).

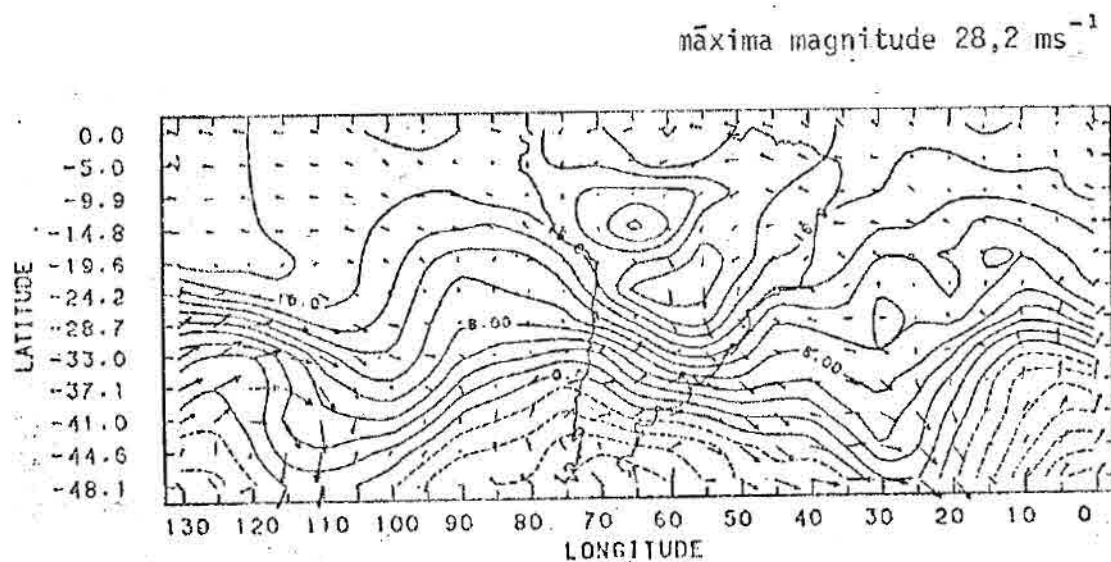


Fig. 2.2 - Esquema da situação sinótica favorável à frontogênese na América do Sul.

Escoamento e isoterma em 85 kPa onde as setas são vetores vento, as linhas tracejadas são isotermas negativas ($^{\circ}\text{C}$) e as contínuas, positivas.

FONTE: Cavalcanti (1985).

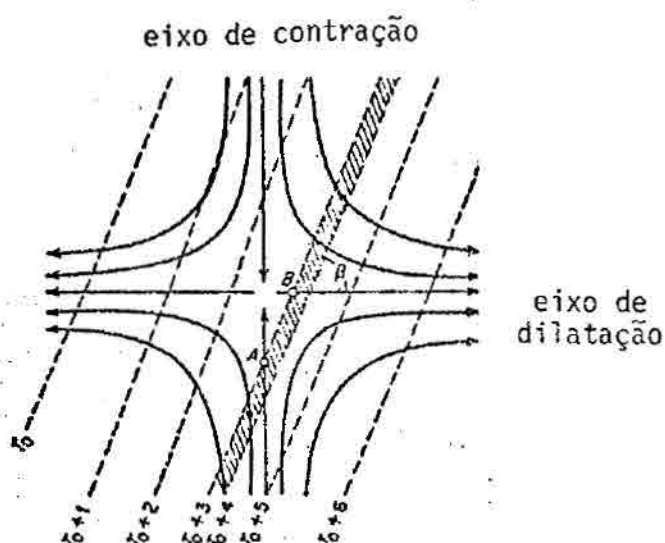


Fig. 2.3 - Esquema da situação sinótica onde o campo de deformação é frontolítico.

Ilustração de frontólise onde β é o ângulo entre a isoterma e o eixo de dilatação.

FONTE: PETTERSSEN (1956).

2.3 - CÁLCULOS DOS CAMPOS DERIVADOS

Todos os cálculos dos campos cinemáticos de fluxo e dos gradientes horizontais de temperatura são feitos usando diferenças finitas centradas.

O campo de vorticidade relativa é extraído a partir dos campos de u e v através de

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2.3)$$

Da mesma forma são extraídos os campos δ , $D1$, $D2$ e D definidos pela Equação 2.2.

A componente D1 do campo de deformação possui eixo de dilatação paralelo ou perpendicular ao eixo x, conforme o seu sinal for positivo ou negativo, respectivamente. A componente D2 possui eixo de dilatação que está a 45° do eixo x quando o seu valor é positivo e a 135° quando é negativo (veja Figura 2.4).

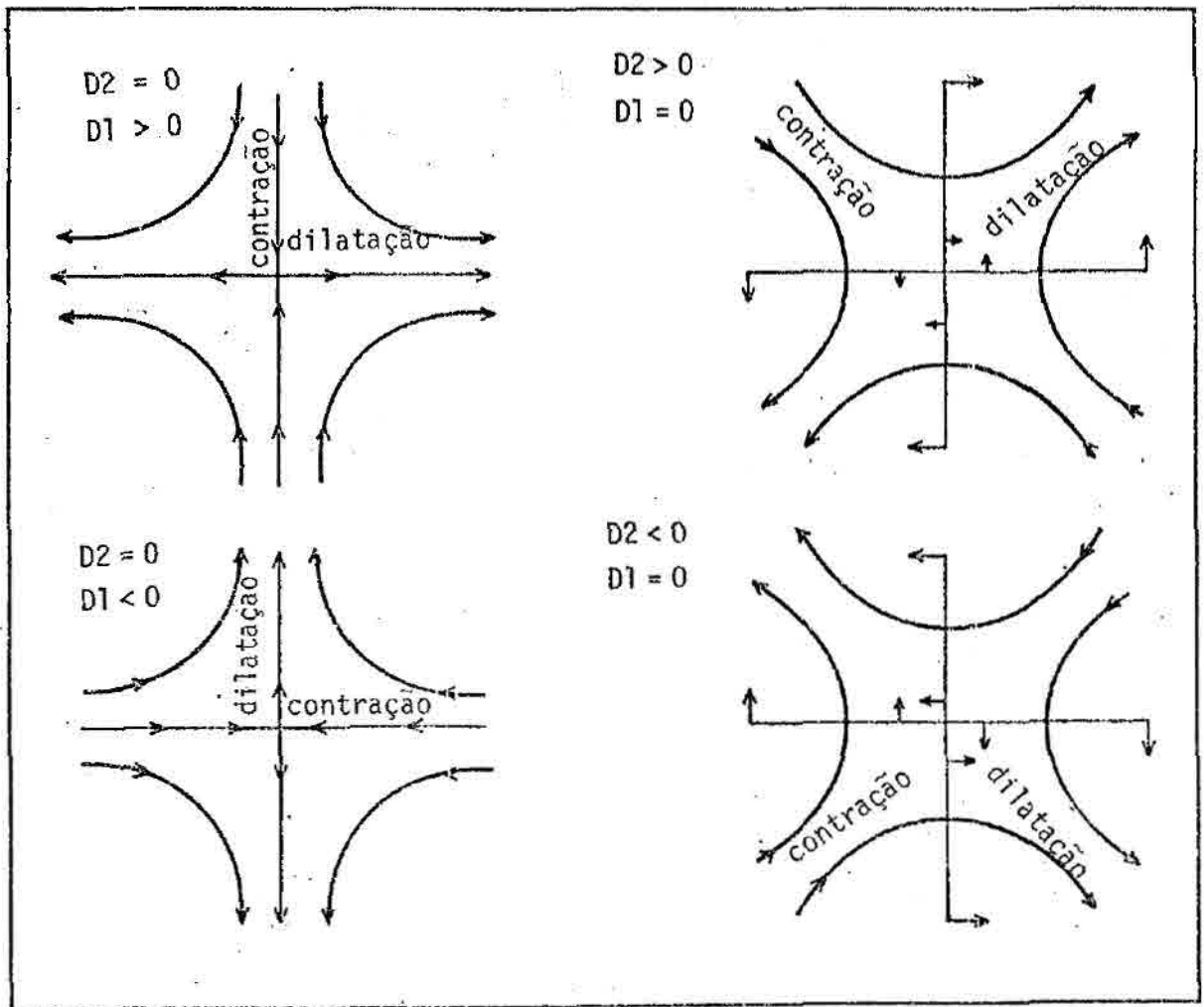
O ângulo entre o eixo de dilatação do campo de deformação D e o eixo x depende das magnitudes relativas e dos sinais das componentes D1 e D2, ângulo este que é dado por

$$\operatorname{tg} 2\theta = (D2/D1) \quad (2.4)$$

Para

$$D2 = 0 \left\{ \begin{array}{l} D1 > 0 \rightarrow \theta = 0^\circ \\ D1 < 0 \rightarrow \theta = 90^\circ \end{array} \right. ; \quad D1 = 0 \left\{ \begin{array}{l} D2 > 0 \rightarrow \theta = 45^\circ \\ D2 < 0 \rightarrow \theta = -45^\circ \end{array} \right.$$

$$D2 > 0 \left\{ \begin{array}{l} D1 > 0 \rightarrow 45^\circ < \theta < 90^\circ \\ D1 < 0 \rightarrow 90^\circ < \theta < 135^\circ \end{array} \right. ; \quad D2 < 0 \left\{ \begin{array}{l} D1 > 0 \rightarrow 135^\circ < \theta < 180^\circ \\ D1 < 0 \rightarrow 180^\circ < \theta < 225^\circ \end{array} \right.$$



$$D_2 = \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

$$D_1 = \left(-\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x} \right)$$

Fig. 2.4 - Representação esquemática dos eixos de dilatação e contração do campo de deformação horizontal, onde D_2 e D_1 são suas componentes.

Os componentes do gradiente de temperatura, $\frac{\partial T}{\partial x}$ e $\frac{\partial T}{\partial y}$, são extraídos a partir do campo de temperatura, e o módulo é obtido por:

$$|\nabla T| = \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}. \quad (2.5)$$

O ângulo α que ΔT forma com o eixo x depende das magnitudes relativas e dos sinais dos componentes $\frac{\partial T}{\partial x}$ e $\frac{\partial T}{\partial y}$ e é dado por

$$\text{tg} \alpha = \left[\frac{\frac{\partial T}{\partial y}}{\frac{\partial T}{\partial x}} \right]. \quad (2.6)$$

Para

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0 \quad \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial T}{\partial y} > 0 \rightarrow \alpha = 90^\circ \\ \frac{\partial T}{\partial y} < 0 \rightarrow \alpha = 270^\circ \end{array} \right. ; \quad \frac{\partial T}{\partial y} > 0 \quad \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial T}{\partial x} > 0 \rightarrow \alpha \in 1^\circ \text{ qua} \\ \frac{\partial T}{\partial x} < 0 \rightarrow \alpha \in 2^\circ \text{ qua} \end{array} \right. \text{drante}$$

$$\frac{\partial T}{\partial y} < 0 \quad \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial T}{\partial x} > 0 \rightarrow \alpha \in 4^\circ \text{ quadrante} \\ \frac{\partial T}{\partial x} < 0 \rightarrow \alpha \in 3^\circ \text{ quadrante} \end{array} \right.$$

O ângulo β da Equação 2.1 é calculado a partir da sua definição:

$$\beta = \theta - \alpha.$$

Na Equação 2.1 nota-se que: se $135^{\circ} < \beta < 45^{\circ}$ haverá frontogênese ($F > 0$); se $45^{\circ} < \beta < -45^{\circ}$ haverá frontólise ($F < 0$). Petterssen (1940) destacou que o eixo de dilatação é importante não como criador, mas sim como coletor de frentes, e que a posição em que a função frontogenética é de intensidade máxima é $\beta = 90^{\circ}$ (isotermas paralelas ao eixo de dilatação). Quanto à sua sensibilidade aos erros, a Equação 2.1 pode ser afetada por eles nos dados de entrada (u , v e T) como erros residuais de observação de no máximo $\pm 10\%$ do valor observado.

A ordem de magnitude da intensidade do campo de deformação para a escala lateral da zona frontal decrescer de um fator de 10 em ~ 5 dias, considerada por Holton (1979), tem a mesma magnitude encontrada neste trabalho. De fato a frontogênese ocorre para escala temporal $\ll 5$ dias em virtude de as circulações secundárias se tornarem cada vez mais importantes.

CAPÍTULO 3

CLIMATOLOGIA DA FRONTOGÊNESE

3.1 - INTRODUÇÃO

Até o presente trabalho, a abordagem da frontogênese climatológica é de caráter estatístico. A determinação das regiões e estações preferidas pela frontogênese a partir dos campos climatológicos do escoamento e temperatura está sendo adotada pela primeira vez neste trabalho.

Pretende-se, neste capítulo, verificar se o escoamento climatológico nos baixos níveis apresenta regiões preferenciais de frontogênese e estudar as variações sazonais destas preferências. Para esta finalidade, consideram-se os meses de janeiro, abril, julho e outubro como representativos das quatro estações - verão, outono, inverno e primavera, respectivamente, no Hemisfério Sul.

3.2 - FRONTOGÊNESE NA REGIÃO SUL-AMERICANA EM JULHO

Várias cartas são compostas a partir de campos calculados dos parâmetros definidos no capítulo anterior, com o objetivo de comprovar e comparar com as observações a localização das frentes que surgem ou passam pelo continente no inverno, buscando também uma explicação da variação da orientação destas frentes.

A Figura 3.1 consiste na análise do nível de 100 kPa, mostrando onde estão localizados os centros de valores máximo e mínimo de vorticidade relativa, anticiclônica (A) e ciclônica (B), respectivamente. Existem três centros principais com valor positivo, localizados a 24°S , 30°W e 28°S , 85°W , que correspondem aos centros de Alta Pressão Subtropical do Atlântico Sul (A1) e Pacífico Sul (A2), e litoral argentino (A3) a 41°S , 65°W , sendo este atribuído a um centro de Alta Pressão migratório que consegue se salientar nesta estação do ano, graças a seu quase-estacionamento sobre a referida região.

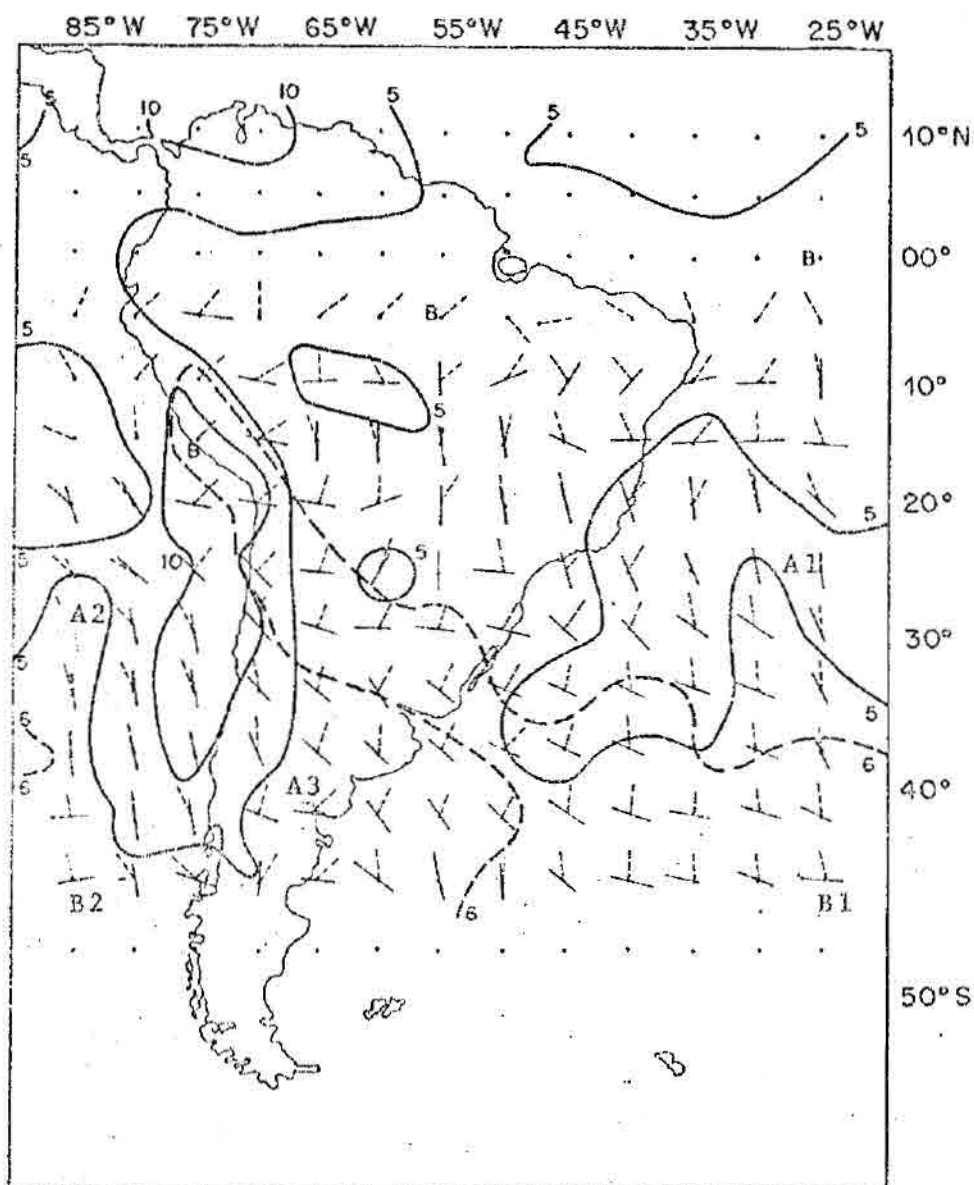


Fig. 3.1 - Análise sinótica climatológica (julho 75-80) no nível 100 kPa na América do Sul: D, $|\nabla T|$, θ e α .

O campo de deformação horizontal, D, é representado pela linha contínua ($10^{-6}s^{-1}$); o módulo do gradiente horizontal de temperatura, $|\nabla T|$, é representado pela linha tracejada ($6 K/10^3 km$); o ângulo entre o eixo de dilatação e o eixo x, θ , é definido pelo segmento cheio; o ângulo entre ∇T e o eixo x, α , é definido pelo segmento tracejado. A e B representam o centro de alta e baixa pressão, respectivamente.

Os maiores valores de vorticidade ciclônica (valores negativos no Hemisfério Sul) correspondentes às regiões de baixas pressões foram localizados a 44°S , 80°W no Oceano Pacífico (B2) e a 44°S , 25°W no Oceano Atlântico (B1). Outras baixas foram localizadas a 14°S , 75°W no Peru, a 5°S , 55°W no Estado do Pará e a 0° , 25°W no Oceano Atlântico.

O campo de deformação dado pelas linhas cheias na Figura 3.1 mostra regiões com valores significativos ($> 5 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) a norte, oeste e leste do continente, além de duas pequenas áreas no interior. Estes valores têm magnitude comparável com a vorticidade dos centros A1 ($\sim 9 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$), A2 ($\sim 10 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$), A3 ($\sim 6 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$), B1 ($\sim 5 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) e B2 ($\sim 10 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$).

O campo do módulo do gradiente horizontal de temperatura dado pela linha tracejada na Figura 3.1 mostra uma região contínua de valores significativos ($> 6 \text{ K}/10^6 \text{ m}$), orientada de noroeste para sudeste, atravessando o continente e chegando ao Oceano Atlântico pelo Estado do Rio Grande do Sul. Essa região coincide com a posição e orientação características das frentes observadas neste mês de julho. (Climanálise, 1987).

O campo da orientação do eixo de dilatação representado pelos segmentos cheios é quase meridional nas regiões a) oeste do litoral chileno; b) sudeste e centro-oeste do Brasil; c) leste do litoral brasileiro. Ela é quase zonal na região contínua, que vai desde Bolívia até leste do litoral argentino. Estas são as orientações esperadas do eixo de dilatação entre A1 e A2.

O gradiente de temperatura, dado pelo segmento tracejado na Figura 3.1, e o eixo de dilatação formam um ângulo de aproximadamente 90° ao norte da Argentina e adjacências. Essa região é mais propícia à formação ou intensificação de frentes.

A Figura 3.2 é construída da mesma forma para o nível de 85 kPa; pode-se notar que os dois anticiclones subtropicais desta vez são localizados a 28°S , 85°W no Pacífico Sul (A2) e a 24°S , 25°W no

Atlântico Sul (A1). O anticiclone A3 é localizado na Argentina a 33°S , 65°W . Os ciclones extratropicais C2 e C1 localizam-se a 44°S , 80°W no Oceano Pacífico e a 44°S , 20°W no Oceano Atlântico. As circulações ciclônicas, em baixas latitudes, neste nível foram localizadas a 5°S , 80°W no Peru; a 5°S , 60°W a leste do Estado do Amazonas; e a 0° , 25°W no Atlântico Equatorial.

O campo de deformação tem seus valores significativos aparecendo isoladamente na área da Venezuela e Colômbia e continuamente no Peru, norte e centro do Chile, sudeste do Pacífico, centro e norte da Argentina, sul do Paraguai, Uruguai, Estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Acre, Rondônia, Mato Grosso, Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo; e no Oceano Atlântico entre as latitudes 19°S e 33°S .

Os valores significativos do gradiente horizontal de temperatura aparecem desde o centro do Chile, norte e centro da Argentina, sul do Paraguai, Uruguai, Estado do Rio Grande do Sul e estende-se para o sudeste do Oceano Atlântico.

A orientação do eixo de dilatação neste nível varia de quase zonal no Oceano Atlântico para quase meridional no Oceano Pacífico e nas Regiões Centro-oeste e Sudeste do Brasil.

O ângulo entre o gradiente de temperatura e o eixo de dilatação é próximo de 90° desde o sul da Bolívia até o Oceano Atlântico ao sul de 28°S . Portanto, nesse nível também esta área é apontada como a mais frontogenética.

Em virtude da extrapolação dos dados para a superfície mencionada no Capítulo 2 e da possível distorção da circulação geral devida aos efeitos locais de relevo e brisa, o nível de 85 kPa é mais representativo da circulação geral da baixa troposfera.

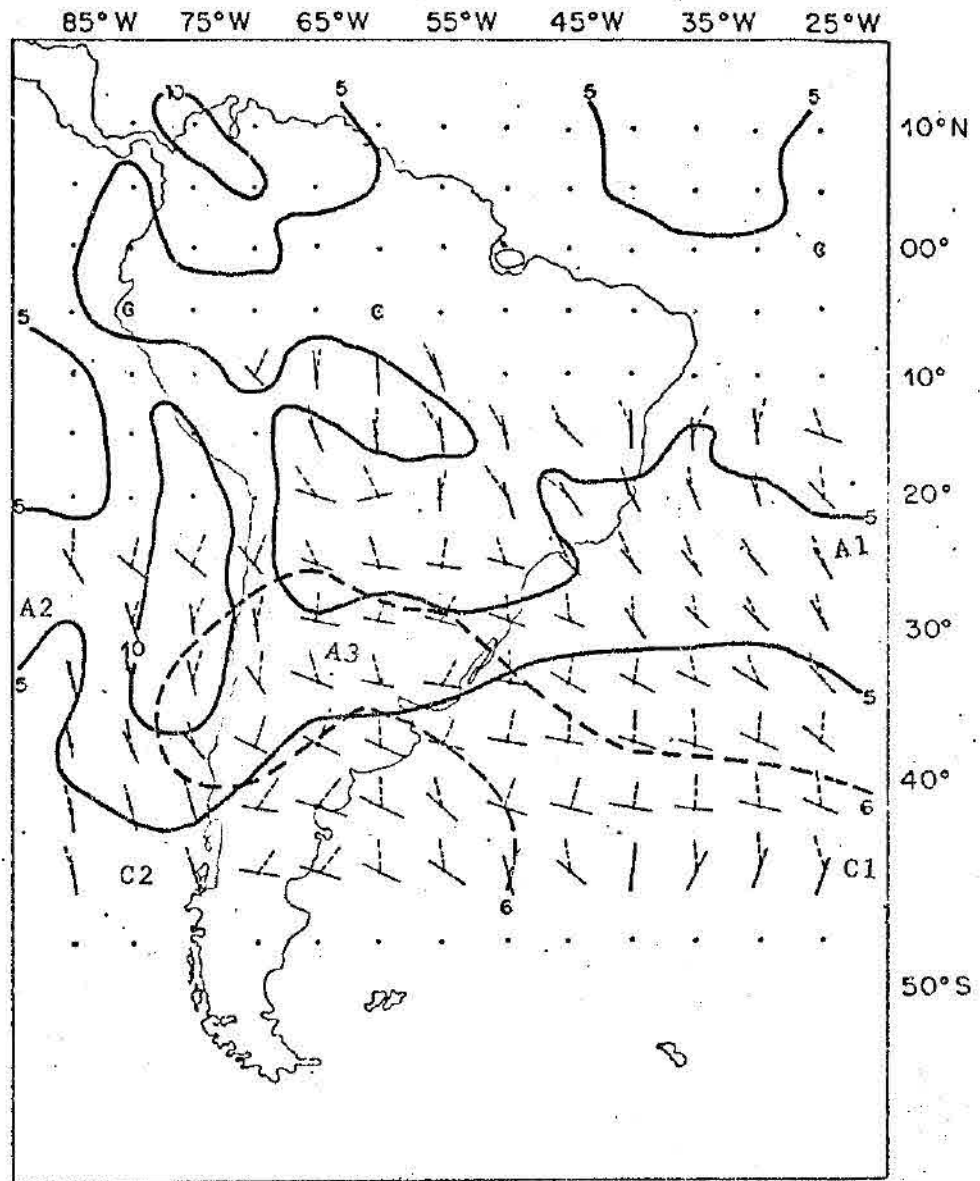


Fig. 3.2 - Análise sinótica climatológica (julho 75-80) no nível 85 kPa na América do Sul; D, $|\nabla T|$, θ e α .

Análise sinótica climatológica (julho 75-80) no nível 85 kPa na América do Sul: o campo de deformação horizontal, D, é representado pela linha contínua ($10^{-6} s^{-1}$); o módulo do gradiente horizontal de temperatura, $|\Delta T|$, é representado pela linha tracejada ($6 K/10^3 km$). O ângulo entre o eixo de dilatação e o eixo x, θ , é definido pelo segmento cheio; o ângulo entre ΔT e o eixo x, α , é definido pelo segmento tracejado. A e C representam o centro de anticiclone e ciclone, respectivamente.

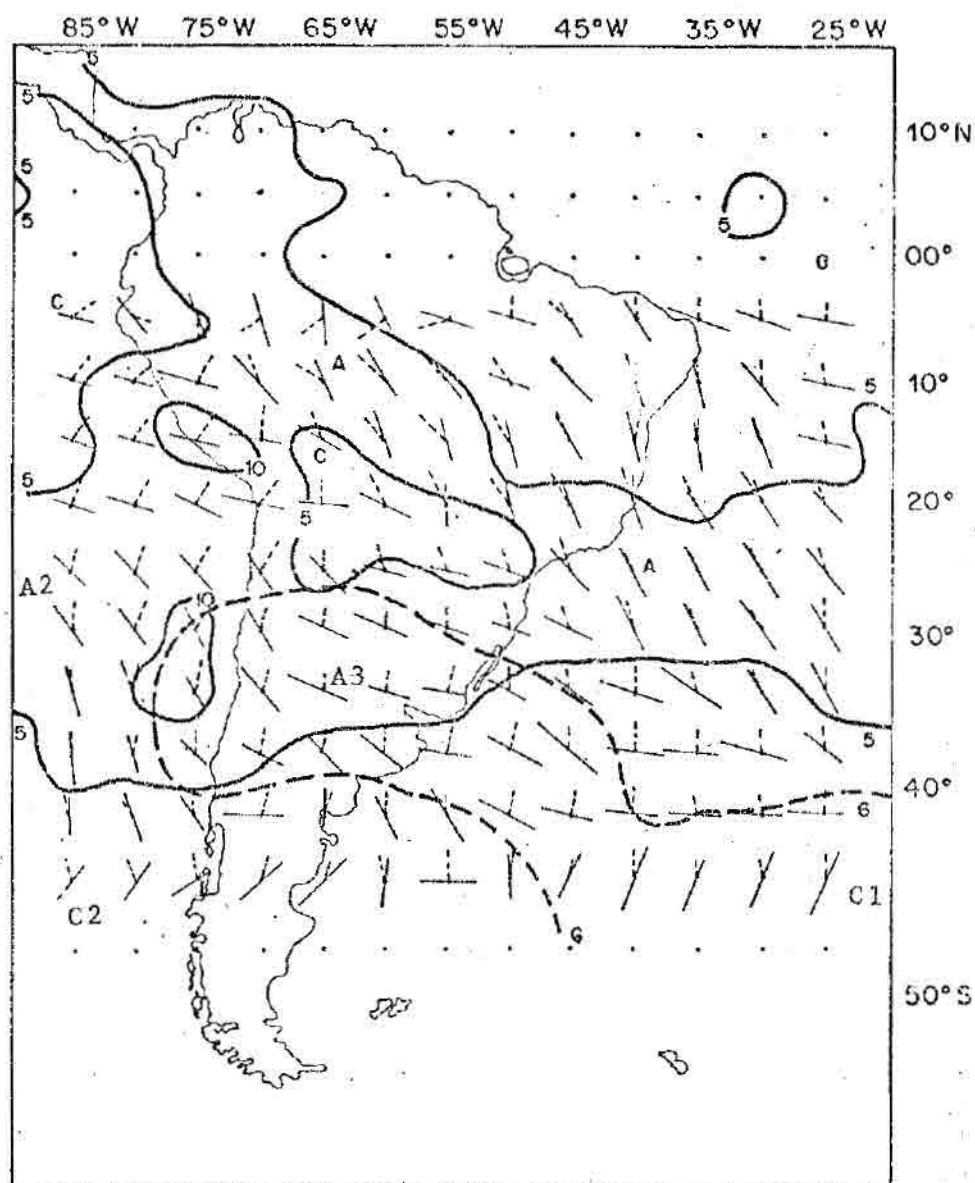


Fig. 3.3 - Análise sinótica climatológica (julho 75/80) no nível 70 kPa na América do Sul; D, $|\Delta T|$, θ e α .

Análise sinótica climatológica (julho 75/80) no nível 70 kPa na América do Sul: o campo de deformação horizontal, D, é representado pela linha contínua ($10^{-6} s^{-1}$); o módulo do gradiente horizontal de temperatura, $|\Delta T|$, é representado pela linha tracejada (6 K/10 km); o ângulo entre o eixo de dilatação e o eixo x, θ , é definido pelo segmento cheio; o ângulo entre ΔT e o eixo x, α , é definido pelo segmento tracejado; A e C representam o centro de anticiclone e ciclone, respectivamente.

A Figura 3.3 apresenta a análise do nível de 70 kPa e exibe as seguintes particularidades em relação às Figuras 3.1 e 3.2; a) os anticiclones subtropicais deslocam-se para oeste e a circulação ciclônica de baixa latitude do Estado do Amazonas cede lugar para um par de circulações anticiclônica e ciclônica, esta na Bolívia e aquela no sul do Estado do Amazonas; b) a área abrangida por valores significativos de deformação fica maior em relação aos outros níveis; c) os outros campos não sofrem modificações significativas.

É oportuno agora buscar confirmações que reforcem a credibilidade das análises feitas para a América do Sul e que dêem mais informações relativas e extensivas às demais regiões do globo e estações do ano. Para tanto, seguem-se as análises semiglobais da frontogênese e dos demais campos, a começar pela média anual desses últimos.

3.3 - CARACTERÍSTICAS DO FLUXO CLIMATOLÓGICO NA BAIXA TROPOSFERA

A Figura 3.4 mostra a análise da média anual de vorticidade de relativa, temperatura e deformação, em escala semiglobal e no nível de 85 kPa, as quais são descritas a seguir.

No Hemisfério Norte os máximos de vorticidade anticiclônica (negativa), que indicam localizações dos anticiclones subtropicais, são posicionados nas seguintes coordenadas: 33°N, 50°W no Atlântico e 28°N, 165°E no Pacífico. Os máximos de vorticidade ciclônica (positiva) são localizadas no extremo norte, em 60°W no Atlântico, próximo à costa Canadense e em 155°E no Pacífico perto da ilha japonesa Hokkaido.

No Hemisfério Sul os máximos positivos mostram os anticlones subtropicais nas seguintes posições: 33°S, 5°E no oceano Atlântico 37°S, 85°E no oceano Índico e 28°S, 85°W no oceano Pacífico. A única região onde se nota claramente um ciclone (vorticidade relativa negativa) fica a 19°S, 65°W no noroeste do Paraguai, identificando a Baixa do Chaco em 85 kPa.

vorticidade relativa

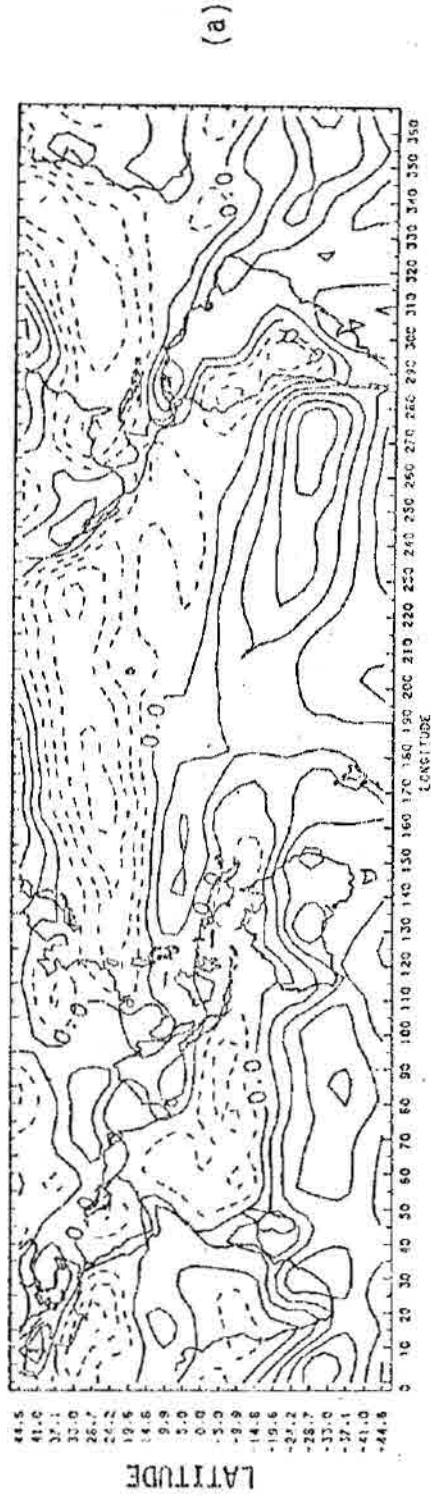


Fig. 3.4 - Campos climatológicos anuais para 85 kPa em escala semiglobal.

- a) vorticidade relativa, ξ , onde as linhas tracejadas são para $\xi < 0$ e as cheias, para $\xi > 0$; o contorno máximo é de 10 e o mínimo de -10 com intervalo de 2 (unidades em $10^{-6} s^{-1}$);
- b) temperatura, T , de contorno mínimo de $0^{\circ}C$ e o máximo de $22^{\circ}C$, com intervalo de $2^{\circ}C$;
- c) deformação, D , com contorno mínimo de 0, máximo de 7,5 e intervalo de 2,5 (unidades em $10^{-6} s^{-1}$).

(continua)

temperatura

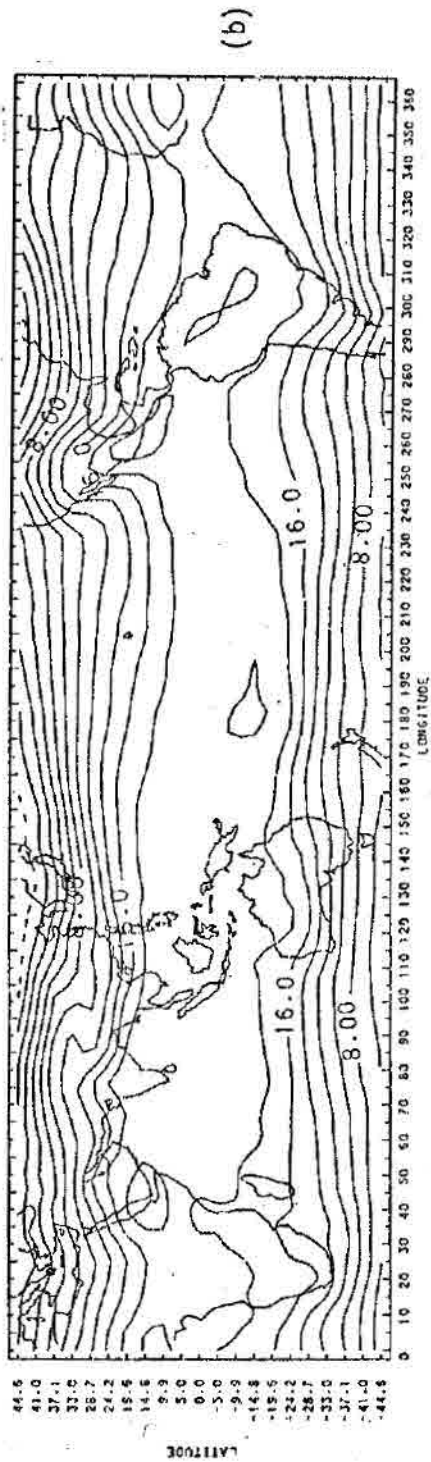
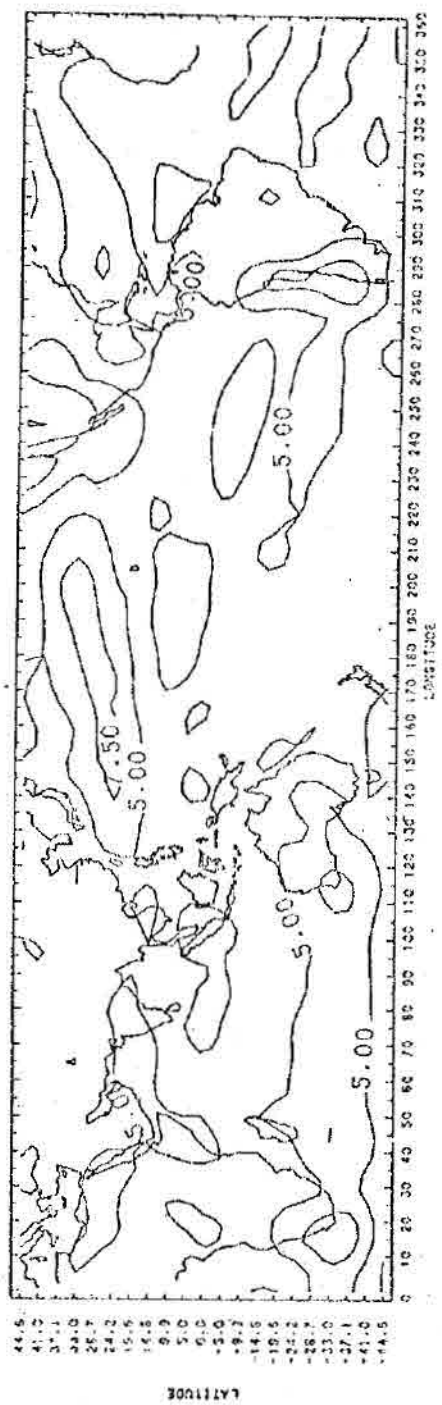


Fig. 3.4 - Continuação

(continua)

deformação horizontal



(c)

Fig. 3.4 - Conclusão

No Hemisfério Norte, os maiores gradientes horizontais de temperatura ($> 10\text{K}/1000\text{ km}$) podem ser observados nas seguintes regiões: centro e leste dos Estados Unidos, Ásia Central e a leste do Japão. No Hemisfério Sul, eles podem ser localizados com alguma dificuldade no Pacífico ao norte da Nova Zelândia ($\sim 6\text{K}/1000\text{ km}$), a leste da Argentina e ao sul da África do Sul, no Oceano Atlântico (Figura 3.4b).

Os máximos de deformação no Hemisfério Norte são localizados a 28°N , 65°W no Atlântico e a 28°N , 180°W no Pacífico. No Hemisfério Sul, eles são situados a 33°S , 15°E no sudoeste da África do Sul e a 35°S , 70°W nos Andes Argentinos.

3.4 - FRONTOGÊNESE EM ESCALA GLOBAL NA BAIXA TROPOSFERA

O objetivo desta seção é discutir sazonal e anualmente como se comportam, em escala global, os campos cinemáticos e a função frontogênica definida pela Equação 2.1.

A Figura 3.5 mostra o campo suavizado da função frontogênica, em 85 kPa , definida pela Equação 2.1, em escala global, para os meses de janeiro, abril, julho e outubro, e também a sua média anual calculada a partir destes quatro valores. As regiões positivas desenhadas em traço cheio representam a frontogênese e as negativas, a frontólise, em tracejado.

No mês de janeiro, observam-se grandes valores de frontogênese na América do Norte e Ásia Oriental, e menores valores na região do Mar Mediterrâneo e sudeste da Europa. Estas regiões também são identificadas na Figura 3.6 que mostra, segundo Petterssen (1956), a posição média de frentes no Hemisfério Norte e de forma subjetiva, no meio do inverno. A Figura 3.7a mostra que estas regiões são ciclogênicas e de frequência ciclônica para o Hemisfério Norte (Whittaker and Horn 1984).

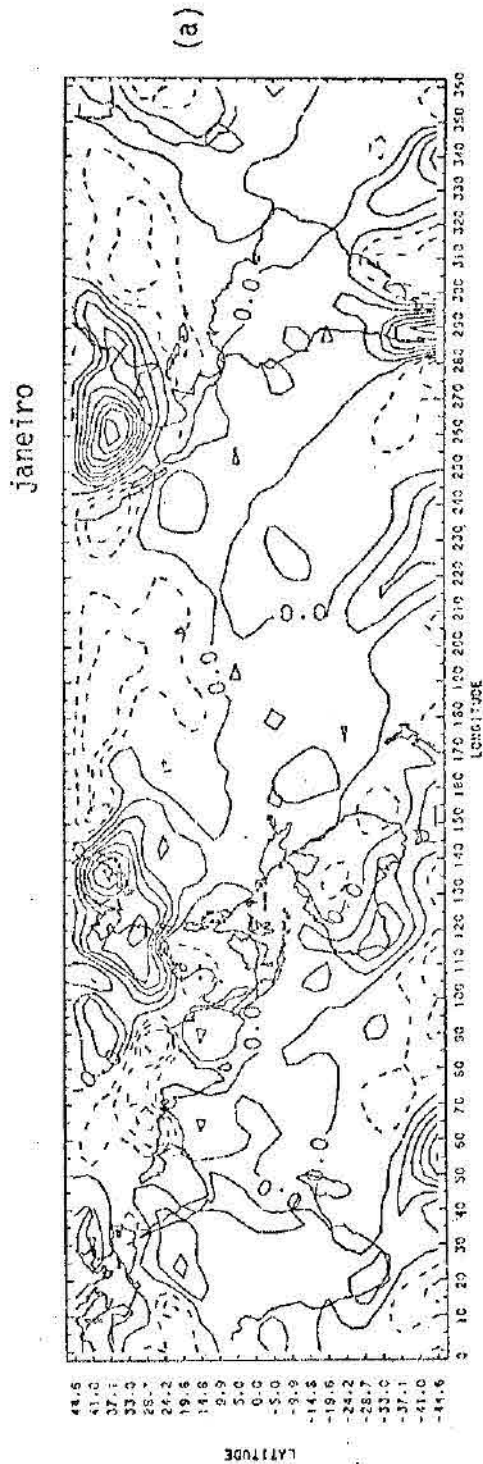
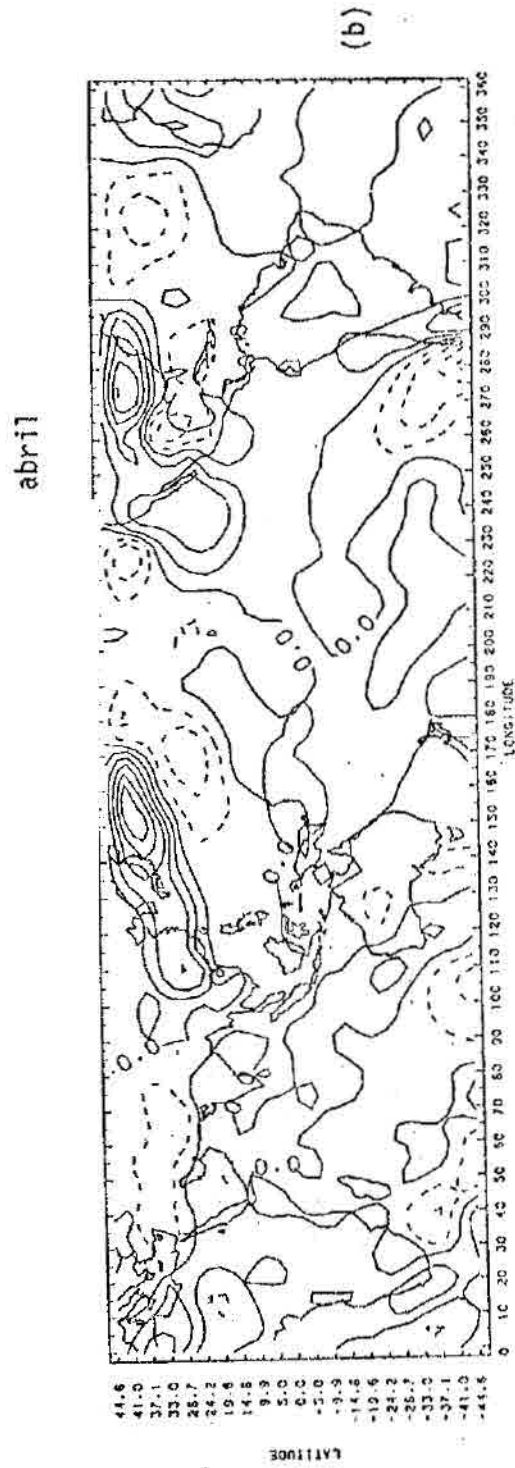


Fig. 3.5 - Campos climatológicos mensais e anual de função frontogenética, $F(10^{-12} \text{ K/ms})$, em escala semiglobal no nível 85 kPa.

As linhas tracejadas indicam valores negativos, o contorno mínimo é de - 40, o máximo de 60 e o intervalo é de 5. a) janeiro; b) abril; c) julho; d) outubro; e) anual (75-80). Nesta última, o contorno varia de - 15 a 17,5 e o intervalo é de 2,5.

(continua)



(continua)

Fig. 3.5 - Continuação

julho

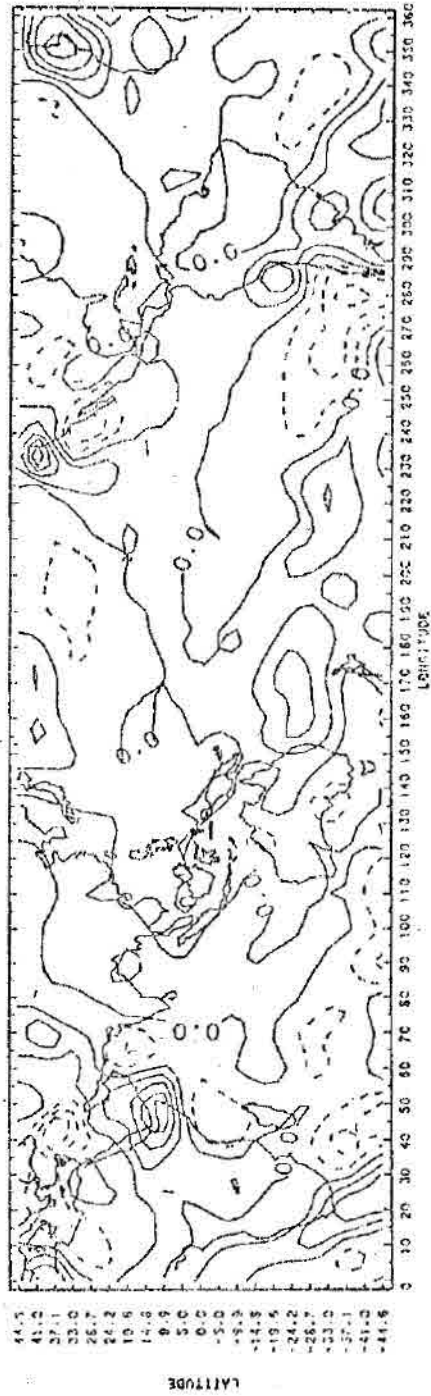
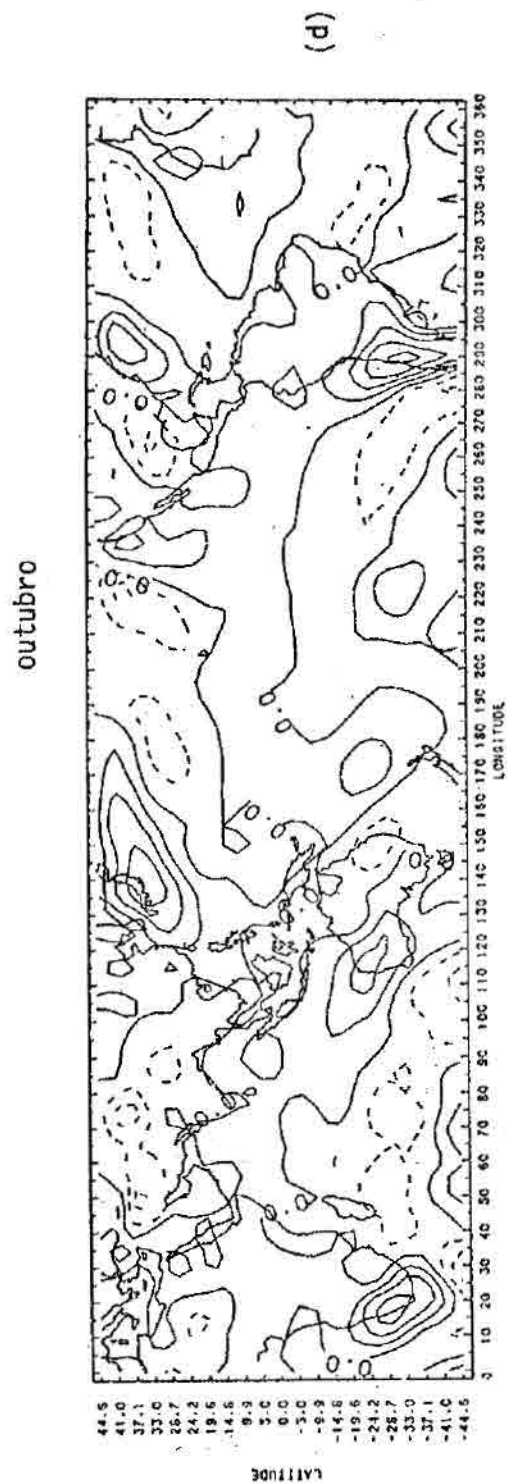


Fig. 3.5 - Continuação

(continua)



(continua)

Fig. 3.5 - Continuação

média anual

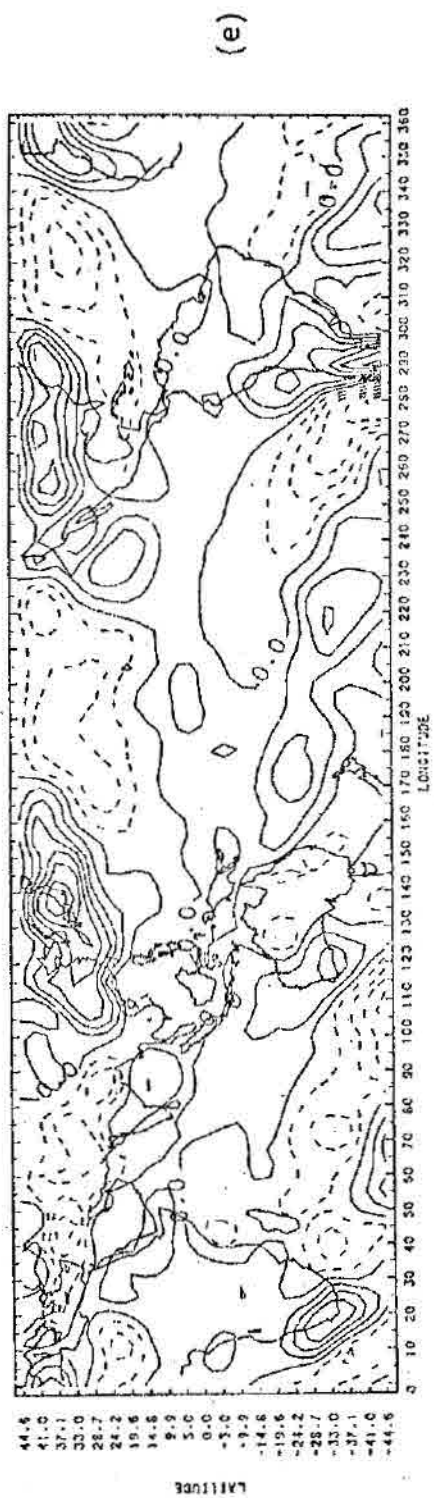


Fig. 3.5 - Conclusão.

Miller (1971) mostra, por meio de um atlas de cobertura média mensal de nuvens, as bandas que concordam com os máximos de frontogênese em janeiro e no Hemisfério Sul, principalmente sobre os oceanos.

No mês de abril, os centros de máxima frontogênese do Hemisfério Norte diminuem de intensidade e se deslocam para leste-nordeste, e o máximo na região do Mediterrâneo intensifica-se um pouco. A Figura 3.7b mostra a coincidência destes máximos com as regiões de maior frequência ciclônica. O Hemisfério Sul também exhibe uma diminuição de valores positivos em abril e o seu máximo hemisférico desloca-se da Patagônia para o Oceano Atlântico na longitude 60°W, em relação ao mês de janeiro.

No mês de julho, os máximos de frontogêneses limitam-se à costa oeste dos Estados Unidos e ao Mediterrâneo ocidental com valores superiores aos de abril e inferiores aos de janeiro. No Hemisfério Sul os valores aumentam e se expandem com o deslocamento das áreas de máximo para latitudes menores, havendo concordâncias com a Figura 3.8, principalmente na América do Sul. Vale notar que há um máximo no sudeste do Rio Grande do Sul com valores superiores a $10 \times 10^{-12} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ($= 1 \text{ K}/10^3 \text{ km dia}$). Esta quantidade parece ser insignificante em relação aos valores observados ($\sim 10 \text{ K}/10^3 \text{ km dia}$), mas vale lembrar que os dados aqui utilizados são mediados mensal e anualmente (6 anos) e, portanto, a ordem de magnitude de todos os campos derivados diminui em uma ordem de grandeza. Ainda no mês de julho, observa-se ao norte do Estado de São Paulo predominância de frontólise. Por esta razão, as frentes que se formam na região estudada, mais ao sul, dificilmente conseguem atravessar a Região Sudeste e, quando isto acontece, logo se dissipam.

No mês de outubro, enfraquecem-se os máximos de julho e surgem outros a sudeste do Japão e a leste dos Estados Unidos, o que mostra que o regime de inverno já está retornando ao Hemisfério Norte. A Figura 3.7d também mostra esta tendência. No Hemisfério Sul os máximos se intensificam a oeste da África do Sul, na Austrália e no centro da Argentina, o que mostra a tendência ao retorno da situação de verão na América do Sul.

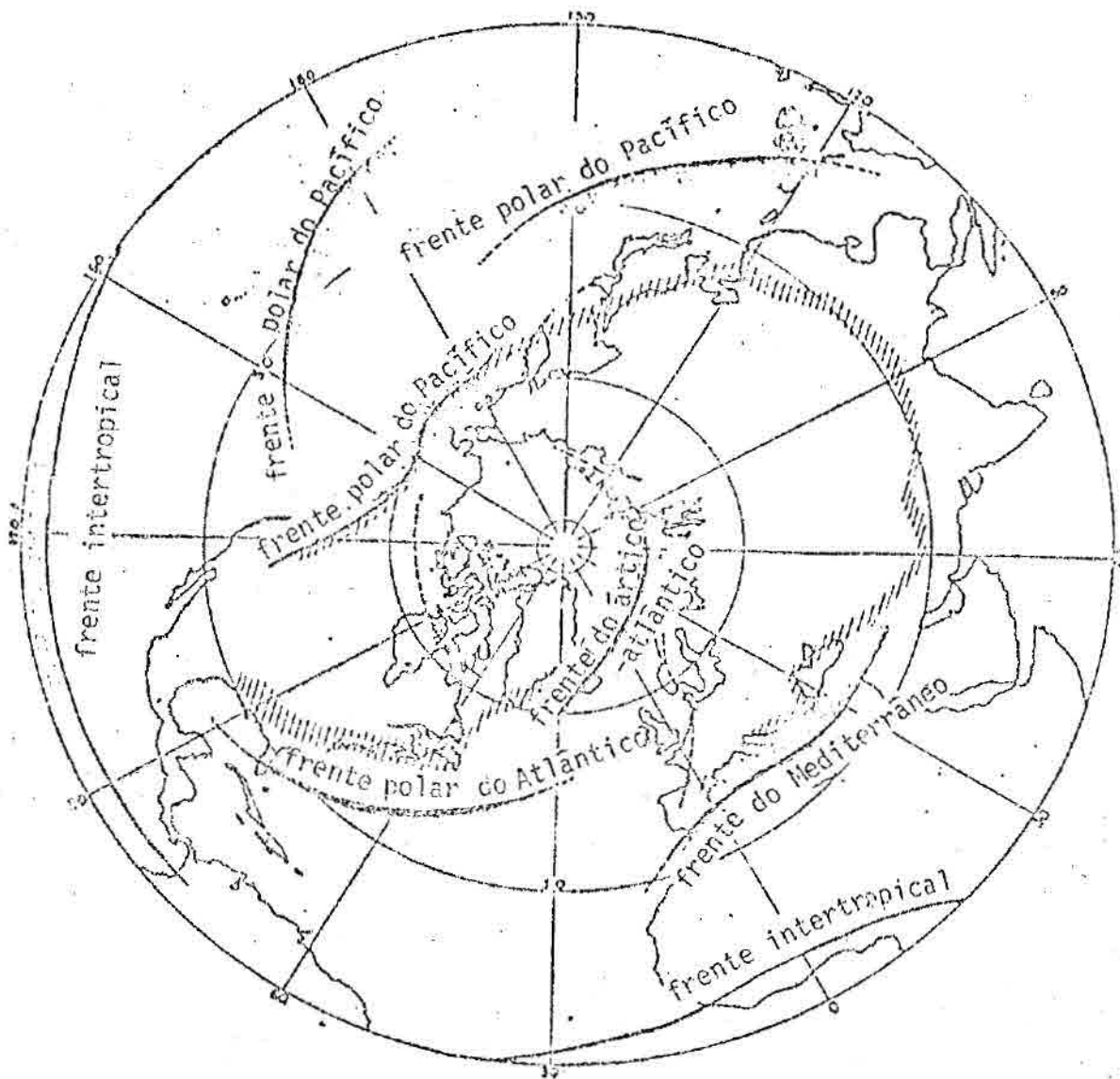
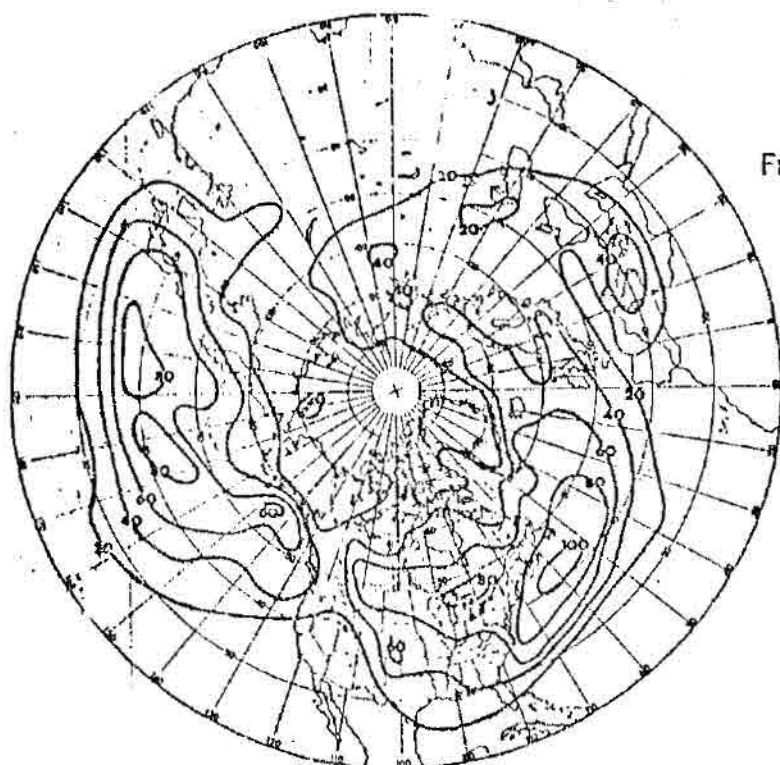


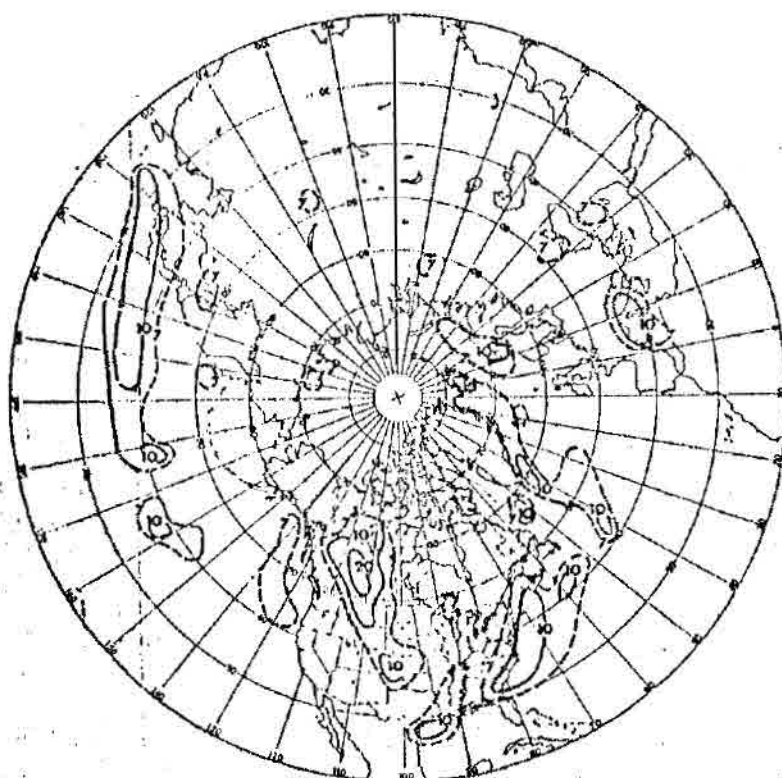
Fig. 3.6 - Posição média de frentes no Hemisfério Norte para o meio do inverno.

FONTE: Petterssen (1956).

Áreas hachuradas indicam zonas de máximo gradiante de temperatura.



Frequência
ciclônica



(a)
janeiro

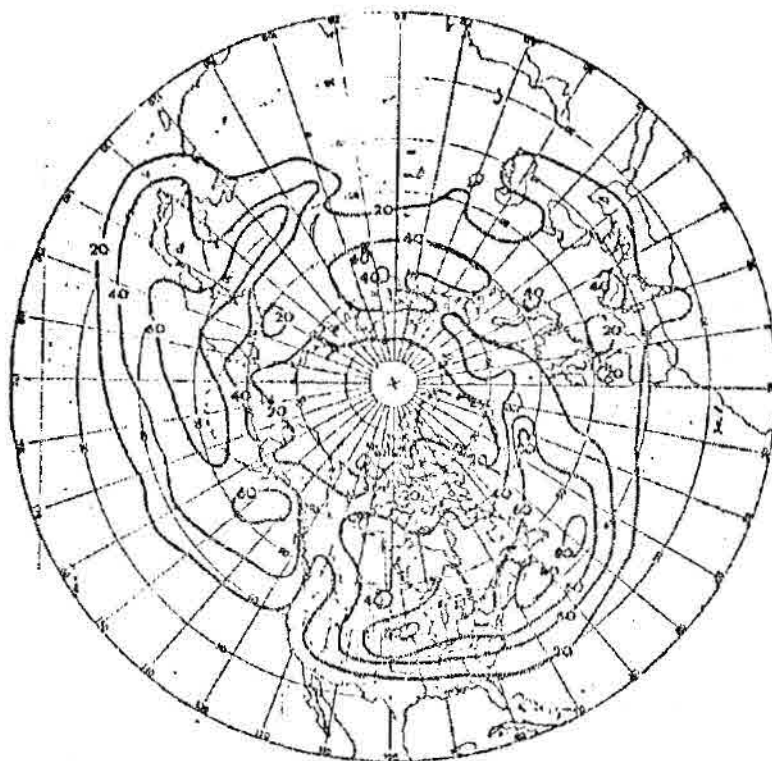
Regiões
cicloge
néticas

(continua)

Fig. 3.7 - Regiões ciclogênicas e de frequência ciclônica no Hemisfério Norte.

FONTE: Whittaker and Horn (1984).

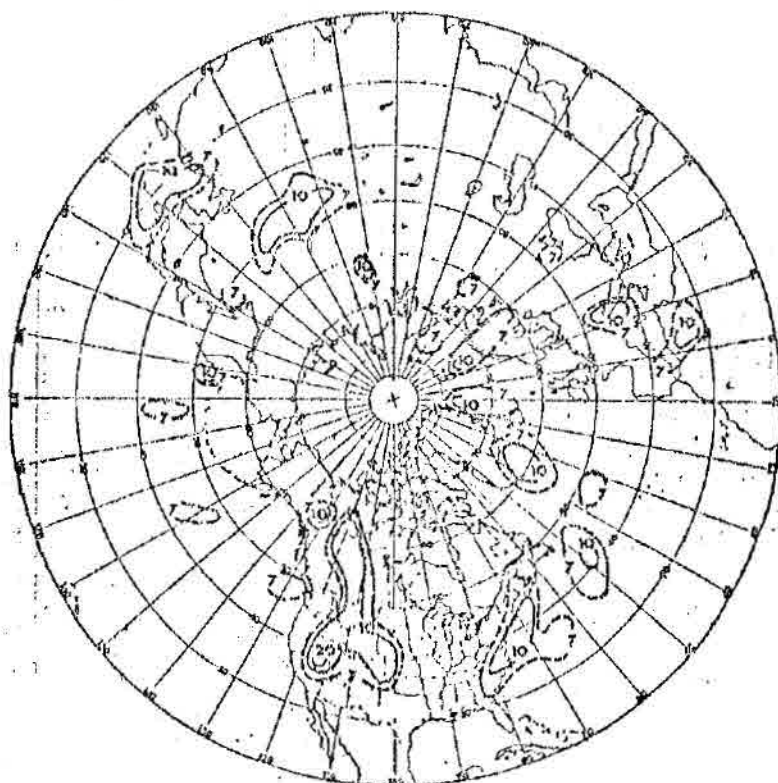
a) janeiro; b) abril; c) julho e d) outubro.



frequência
ciclônica

(b)

abril

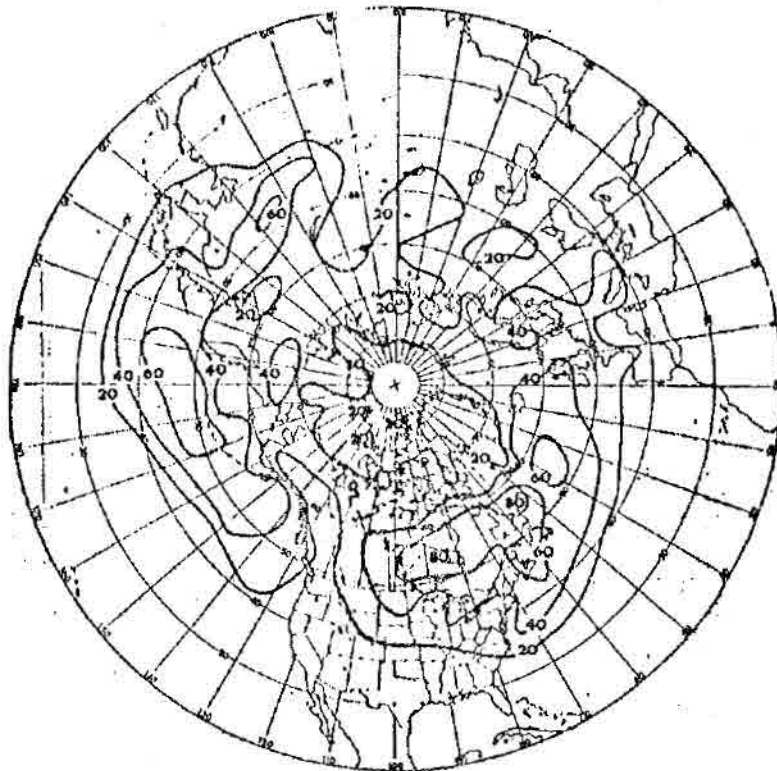


regiões
ciclogê-
ticas

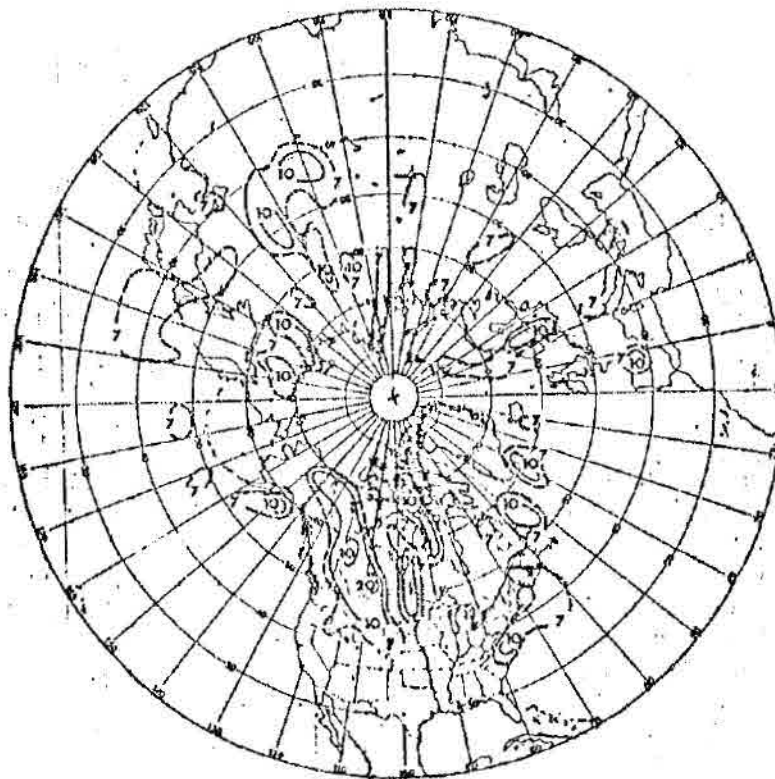
Fig. 3.7 - Continuação

(continua)

frequência
ciclônica



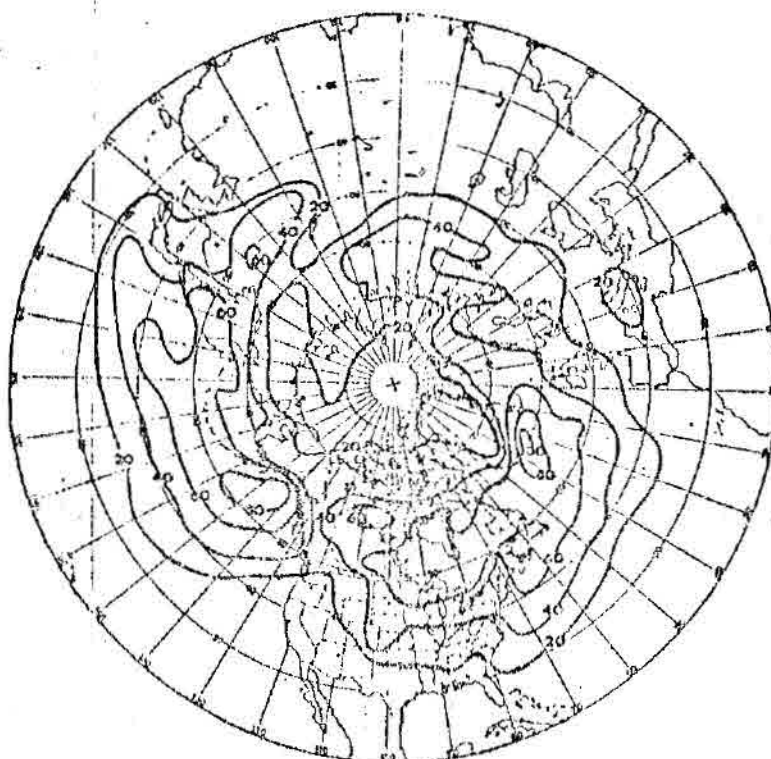
(c)
julho



regiões
ciclogê-
ticas

Fig. 3.7 - Continuação

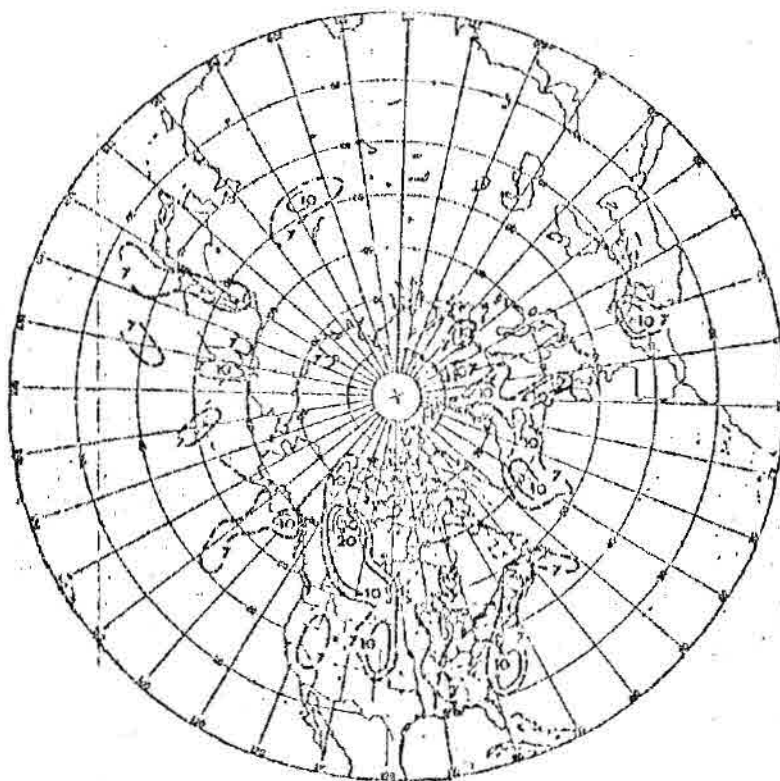
(continua)



frequência
ciclônica

(d)

outubro



regiões
ciclogê-
ticas

Fig. 3.7 - Conclusão.

A Figura 3.8 mostra as posições de verão e de inverno das frentes, dadas por Van Loon e Taljaard (1972). A posição de verão (Hemisfério Sul) não concorda com o máximo de frontogênese observado na Figura 3.5 e localizado na Patagônia. Esta discordância se explica pelo rápido deslocamento das frentes, após a formação, para o Oceano Atlântico.

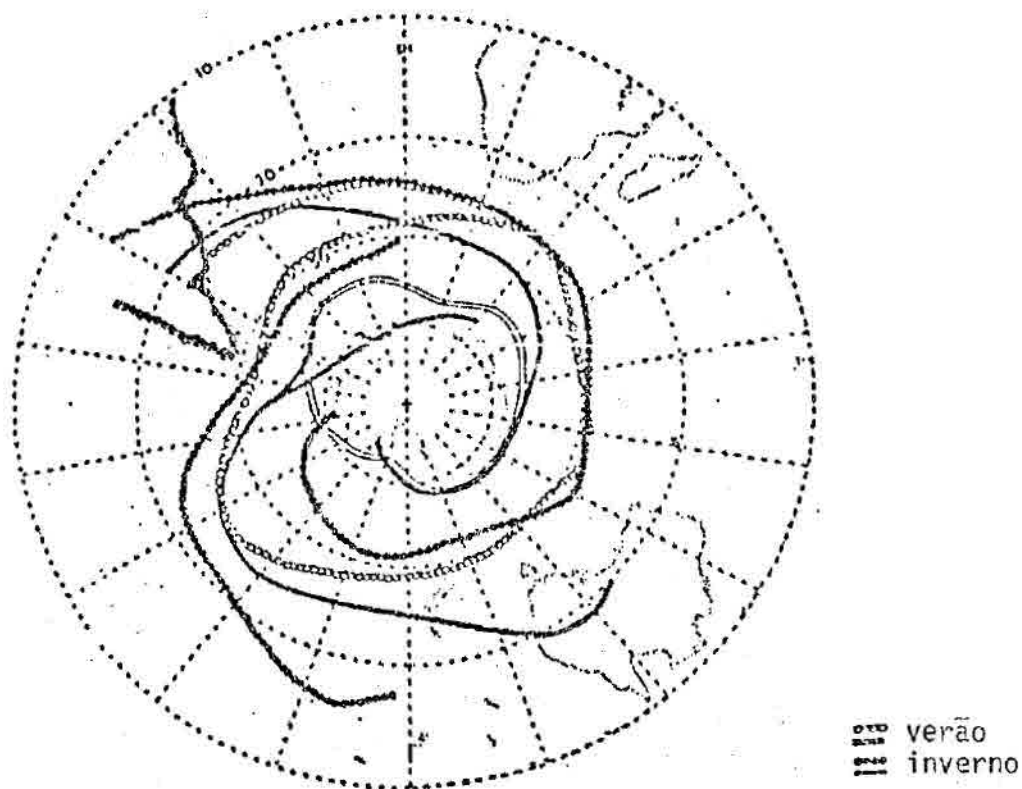


Fig. 3.8 - Posição climatológica das frentes no inverno e verão, Hemisfério Sul.

FONTE: Van Loon and Taljaard (1972).

Os círculos definem a frequência frontal máxima e as linhas a frequência de centros de baixa máxima.

A média anual da função frontogenética mostra as seguintes áreas com os máximos positivos: a) América do Norte: desde as Montanhas Rochosas até o Oceano Atlântico em frente à costa de Nova Inglaterra; b) Extremo Oriente da Ásia: desde o leste da China e Japão até o Oceano Pacífico adjacente; c) Europa e África: desde o litoral do Marrocos, Portugal e Espanha até o Mediterrâneo Ocidental. No Hemisfério Sul têm-se: a) África: sul da Namíbia e Oeste da África do Sul; b) Austrália: sudoeste australiano; c) Oceano Pacífico: na faixa desde 165 E até 103 W; d) América do Sul, interior da Patagônia com o máximo relativo no norte da Argentina (Chaco) e no sul do Brasil.

A Figura 3.9 mostra a média anual da função frontogenética ao nível de 70 kPa, onde os máximos de frontogênese aparecem um pouco deslocados para oeste em relação ao nível 85 kPa em algumas regiões. Em geral, as duas Figuras (3.5 e 3.9) são similares.

A banda de frontogênese do Pacífico Sul, relacionada com a chamada zona de convergência do Pacífico Sul (em inglês SPCZ) e estudada por Albright et al. (1985), e a do Atlântico Sul são mostradas nas Figuras 3.5 e 3.9 e apresentam a orientação NW-SE de forma nítida no Hemisfério Sul. No Hemisfério Norte a orientação esperada, de SW-NE, aparece perturbada pela presença de continentes e, preferencialmente nas estações de inverno e primavera, talvez devido à excessiva baroclinia. No Hemisfério Sul esta preferência sazonal inexistente.

As áreas preferidas pela frontogênese ou frontólise não são notadas nos trópicos por causa do fraco gradiente de temperatura nessas latitudes. A única exceção ocorre no mês de julho na região da Somália (nordeste da África), conhecida como monçônica e por seu jato de baixos níveis (85 kPa). Este provoca um intenso campo de deformação, mostrado na Figura 3.10, e nessa região ele é capaz de influenciar a intensidade da função frontogenética (Figura 3.5), apesar do fraco gradiente de temperatura mostrado na Figura 3.11. Maiores detalhes sobre essa região da África podem ser encontrados em Findlater (1969).

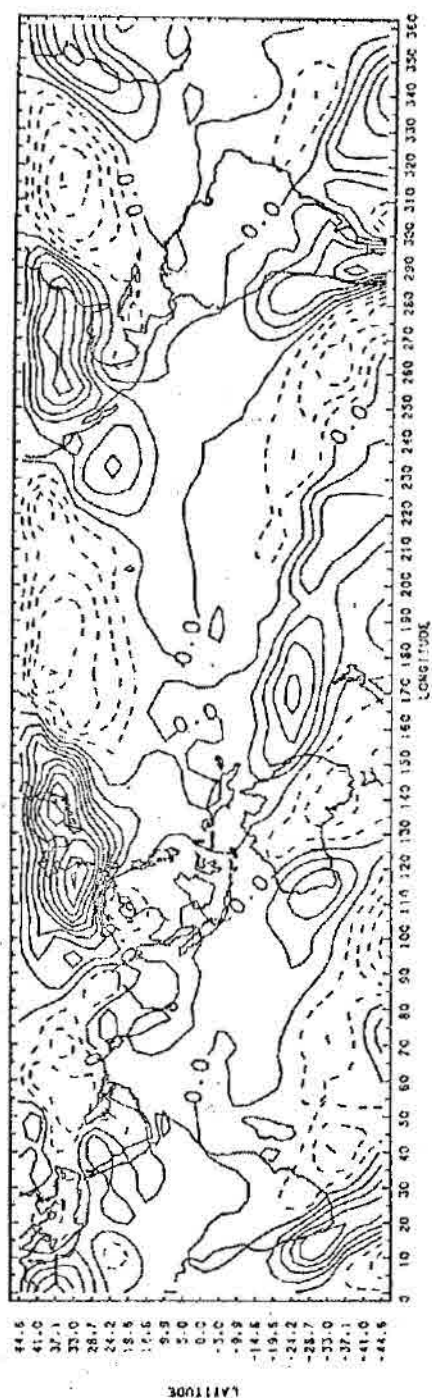


Fig. 3.9 - Campo climatológico anual de função frontogenética ao nível 70 kPa.
Com contornos de - 12,5 a 20 e intervalos de 2,5 ($10^{-12} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$).

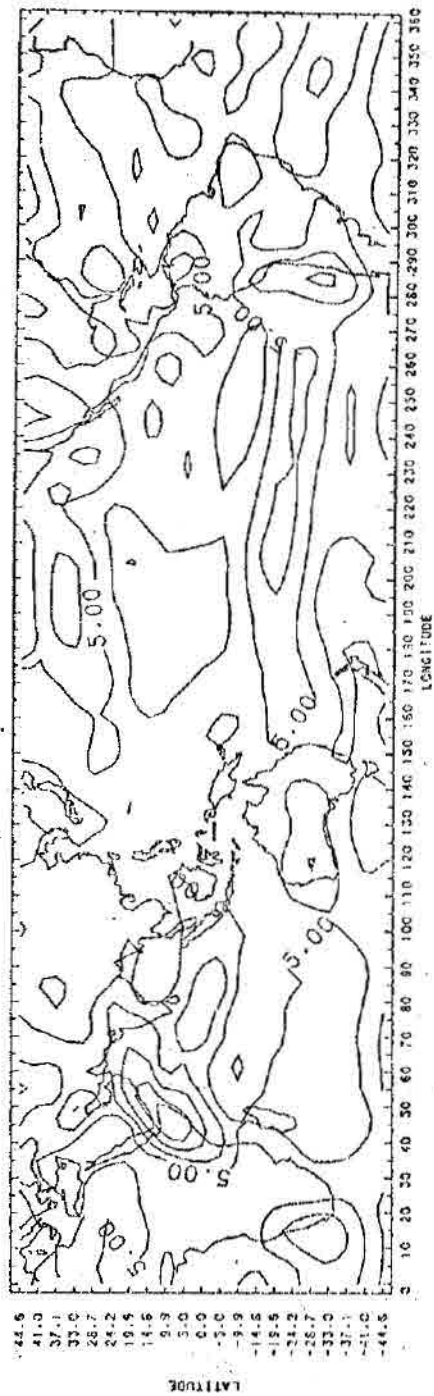


Fig. 3.10 - Campo climatológico da deformação em julho (75-80) a 85 kPa.
Com contornos de 0 a 12,5 e intervalos de 2,5 ($10^{-6} s^{-1}$).

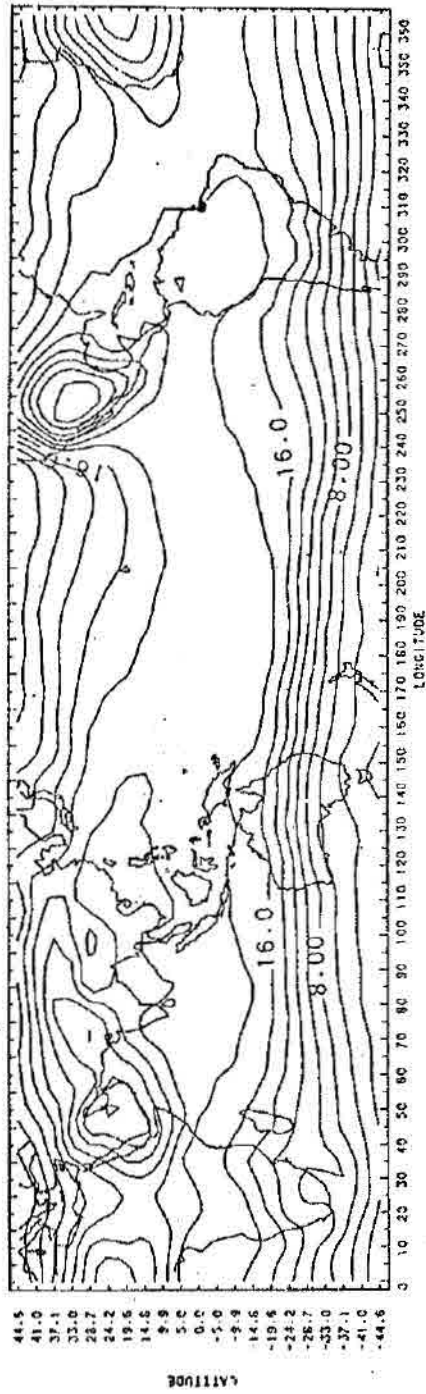


Fig. 3.11 - Campo climatológico da temperatura em julho a 85 kPa.

Com contornos de -2 a 28 com intervalos de 2 (°C).

O que há de mais notável nas figuras que mostram regiões de máxima frontogênese é que a mais intensa de todas, em termos de média anual e em escala semiglobal, no Hemisfério Sul, está situada na Patagônia. Nota-se também um máximo relativo a oeste da costa chilena, que pode ser relacionado ao campo de deformação gerado pela difluência do fluxo de oeste provocada pela barreira dos Andes.

Para finalizar este capítulo pode-se afirmar que, dentro da confiabilidade dos dados do NMC, o papel do campo de deformação na frontogênese de baixa troposfera é de fundamental importância.

A função frontogenética, ao realizar-se o teste de sensibilidade aos erros, mostra-se capaz de conservar suas principais regiões preferidas, quando se introduzem erros aleatórios de $\pm 10\%$ aos dados de entrada.

CAPÍTULO 4

FRONTOGÊNESE - ESTUDO DE CASO

4.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo retrata um caso de frontogênese, escolhido por sua área de atuação, a Região Sul do Brasil, ser bem acompanhada por fotos de satélite e, principalmente, estar dentro do período coberto pelos dados referidos no Capítulo 2. Este caso tem a duração de 4 dias, de 28 a 31 de julho de 1980. Os dados instantâneos disponíveis da Análise Objetiva Tropical (AOT) do NMC, em dois horários de observações: 00 e 12 TMG, são utilizados na mesma metodologia já vista para a climatologia da frontogênese.

Quanto a esse estudo, as idéias de Cavalcanti (1985) ajudam a compreender os fenômenos relacionados com a frontogênese: observa-se pela Tabela 4.1 que, em 1980, julho foi o mês em que ocorreu maior precipitação nas cidades de Curitiba, Florianópolis e Porto Alegre. Na série temporal para Cachoeirinha (Porto Alegre), mostrada na Figura 4.1, nota-se que no dia 28 a precipitação foi bem intensa. O responsável pela precipitação foi um sistema frontal (Z) que se deslocou do Pacífico para o continente, afetando o sul do Brasil, como visto na sequência de imagens da Figura 4.2. O sistema frontal atravessou os Andes no dia 27, onde se desintensificou e se desorganizou, deslocando-se com velocidade aproximada de 68 km/h do Chile até o Rio Grande do Sul, onde começou a se organizar novamente com bastante atividade no dia 28. A zona frontal que estava atuando na costa Sudeste do Brasil no dia 27 deslocou-se para o oceano no dia 28. Neste dia, nota-se em 250 mb (Figura 4.3a) a existência de uma região com ventos mais fortes sobre a América do Sul ("jet streak"), compreendida entre uma região de confluência dos ventos na costa oeste e uma região da difluência na costa leste. A configuração da nebulosidade na forma de um V deitado, causado pela difluência do escoamento em altos níveis, é característica de tempestades fortes como a ocorrida neste dia (Figura 4.2b). Este tipo de nuvem é chamada "carrot cloud" ou formação em V (Anderson, 1983).

TABELA 4.1

PRECIPITAÇÃO MENSAL PARA OS ANOS DE 1979 A 1983
E MÉDIA MENSAL DE 30 ANOS

	1979	1980	1981	1982	1983	MÉDIA
SÃO PAULO						
maio	101	5	33	46	191	54
junho	4	73	66	162	221	55
julho	45	17	51	42	42	43
agosto	107	26	15	72	22	39
setembro	126	55	8	10	243	64
CURITIBA						
maio	231	26	44	70	331	85
junho	18	87	17	250	227	89
julho	66	199	25	117	265	82
agosto	50	113	57	57	5	83
setembro	152	172	71	19	239	119
FLORIANÓPOLIS						
maio	115	35	179	116	205	78
junho	34	49	59	112	177	74
julho	49	146	87	23	514	89
agosto	71	117	40	51	97	105
setembro	124	106	69	15	148	121
PORTO ALEGRE						
maio	141	114	51	49	172	114
junho	58	85	138	366	100	139
julho	134	191	81	141	219	128
agosto	103	50	50	195	228	114
setembro	107	74	195	193	56	123

Cachoeirinha (Porto Alegre)

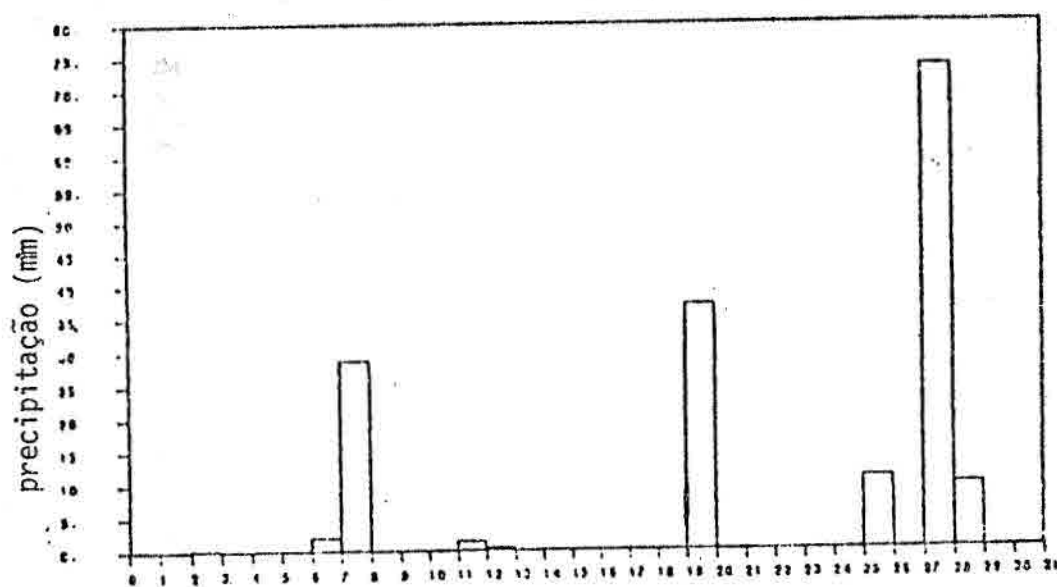


Fig. 4.1 - Precipitação em Cachoeirinha para julho de 1980.

FONTE: Cavalcanti (1985)

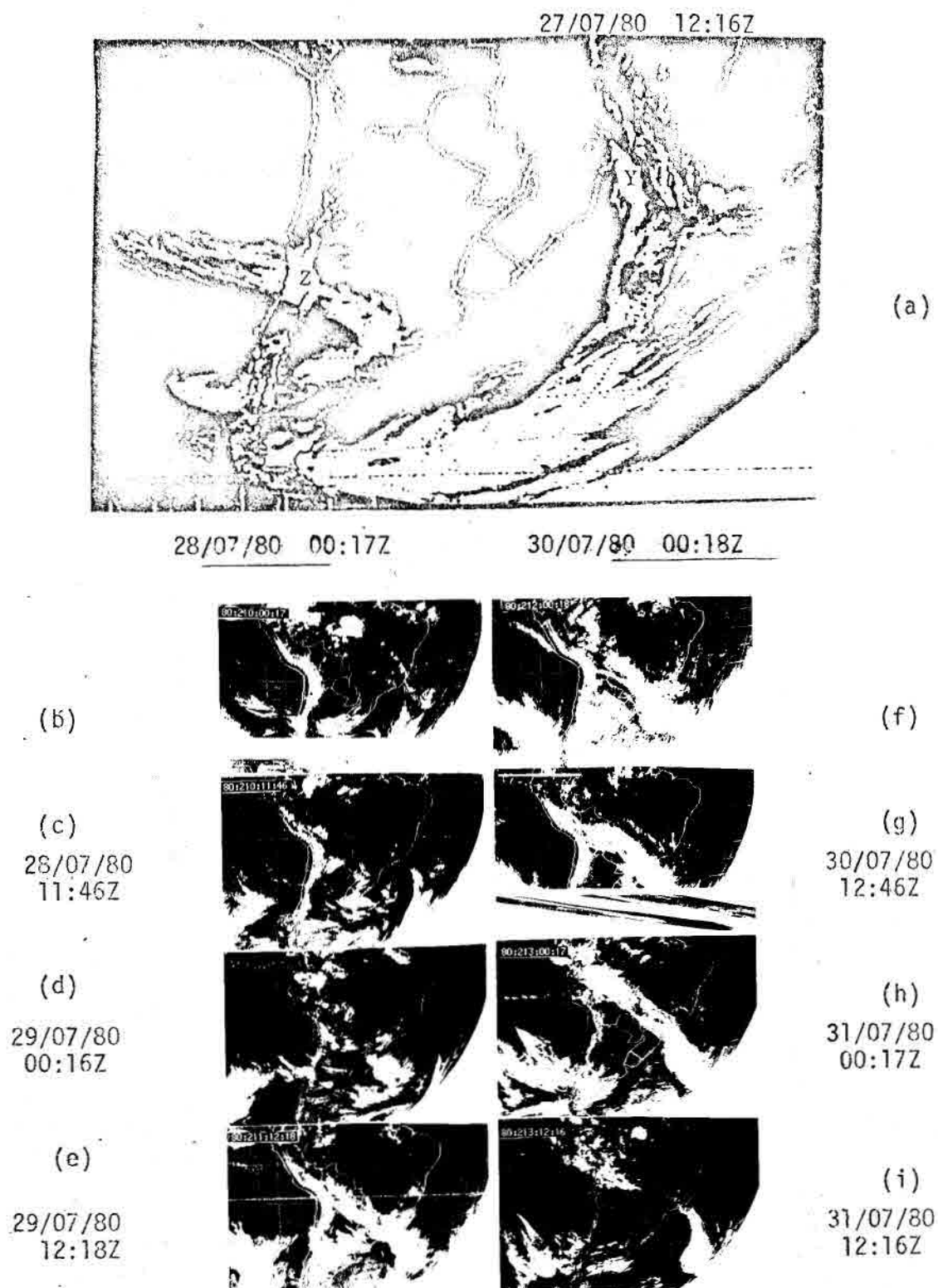
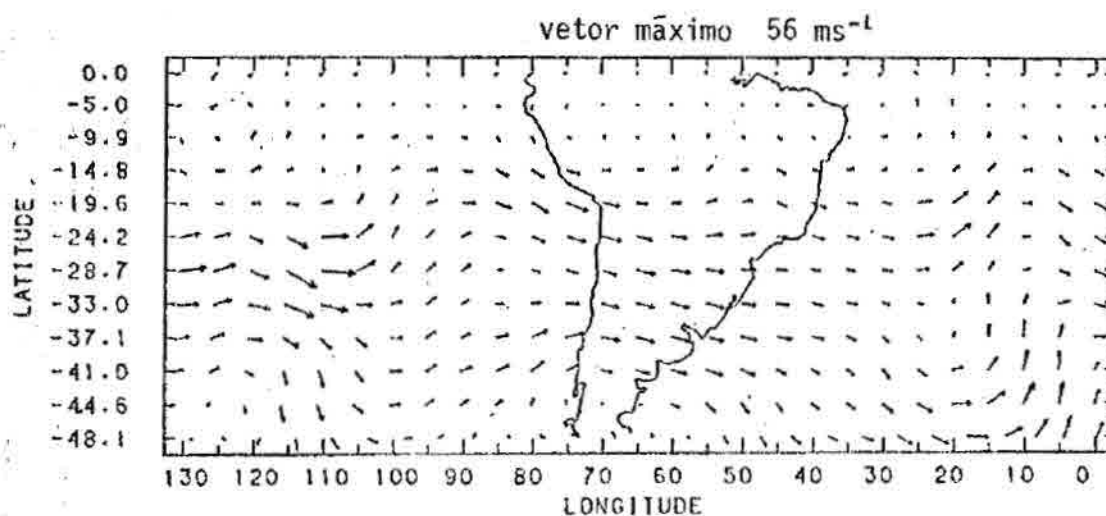


Fig. 4.2 - Um caso de frontogênese sobre o Sul do Brasil e vizinhanças, visto por imagens infravermelhas do GOES em 12 h de intervalo a partir de (a) 12:16Z em 27 de julho de 1980.



(a) escoamento em 25 kPa

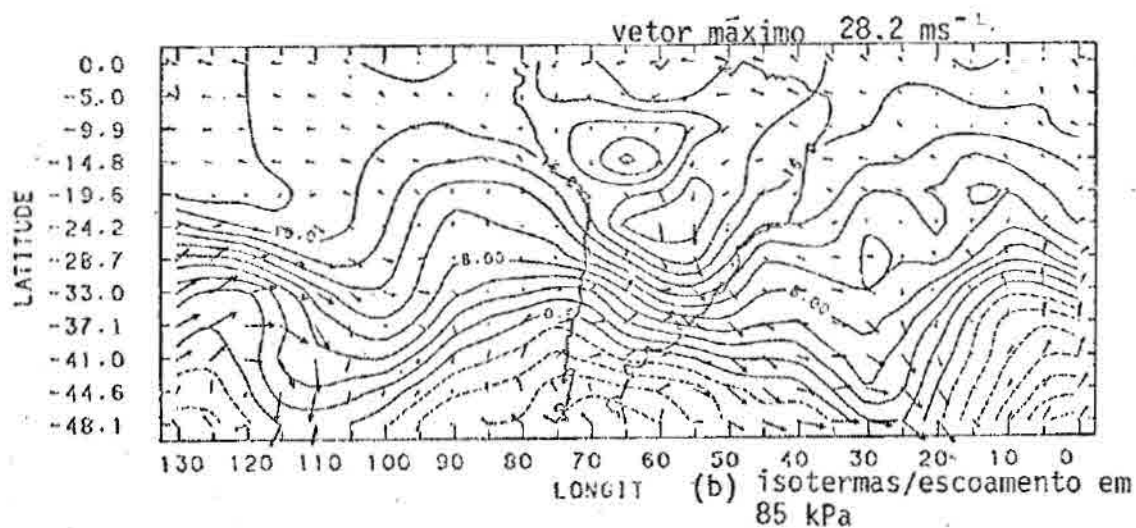


Fig. 4.3 - Escoamento em 25 kPa e isothermas/escoamento em 85 kPa para o dia 28 de julho de 1980.
FONTE: Cavalcanti (1985).

Na análise das isotermas e do escoamento em 85 kPa (Figura 4.3b), a advecção quente do norte, a advecção fria do sul e o estreitamento das isotermas são bem verificados na região onde a zona frontal está se organizando. Outro fator importante para o forte desenvolvimento convectivo é a presença do "jet streak" em altos níveis (Figura 4.3a) na região estudada (Ucellini and Johnson, 1979).

No dia 29 de julho a zona frontal já estava bem definida (Figura 4.2c) deslocando-se a uma velocidade de apenas 8 km/h desde o dia anterior. Por esta figura nota-se também no Pacífico uma faixa de cirrus que indica a existência do jato em altos níveis, orientado para a Região Sul do Brasil onde se encontrava o sistema frontal. No dia 30, a zona frontal deslocou-se para nordeste, atingindo os Estados de São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul, e encerrou sua atividade no dia 31 no litoral do Rio de Janeiro.

4.2 - FUNÇÃO FRONTOGENÉTICA E OUTROS CAMPOS EM 85 kPa

A Tabela 4.2 mostra o total de precipitação ocorrida nas estações do INMET, em Campo Grande, São Paulo, Curitiba, Florianópolis e Porto Alegre, nos dias 28, 29, 30 e 31 de julho de 1980. Comparando a Tabela 4.1 com a Tabela 4.2, esta permite as seguintes constatações: o presente caso em estudo contribui com um total de precipitação relativo ao total mensal de julho de 1980 nas seguintes estações: São Paulo - 39%, Curitiba - 33%, Florianópolis - 68% e Porto Alegre - 35%. O maior total registrado em Florianópolis é de 99,5 mm e o menor, em São Paulo, de 6,7 mm. Ao buscar uma explicação para o fato de não ser levado em conta o total registrado de 3,2 mm em São Paulo no dia 28 de julho de 1980, a série de fotografias de satélite mostra que este último registro pluviométrico não é uma consequência do sistema frontal em estudo. A Figura 4.4 mostra a função frontogenética calculada a partir da Equação 2.1 para os mesmos dias e horários das imagens das Figuras 4.2b a 4.2i.

TABELA 4.2

PRECIPITAÇÃO DIÁRIA PARA OS DIAS 28 A 31 JULHO 1980

DIAS	SÃO PAULO	CURITIBA	CAMPO GRANDE	FLORIANÓPOLIS	PORTO ALEGRE
28	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0
29	0,0	0,0	0,0	0,4	59,6
30	0,0	30,4	19,6	89,4	8,6
31	6,7	36,6	28,4	9,7	0,0

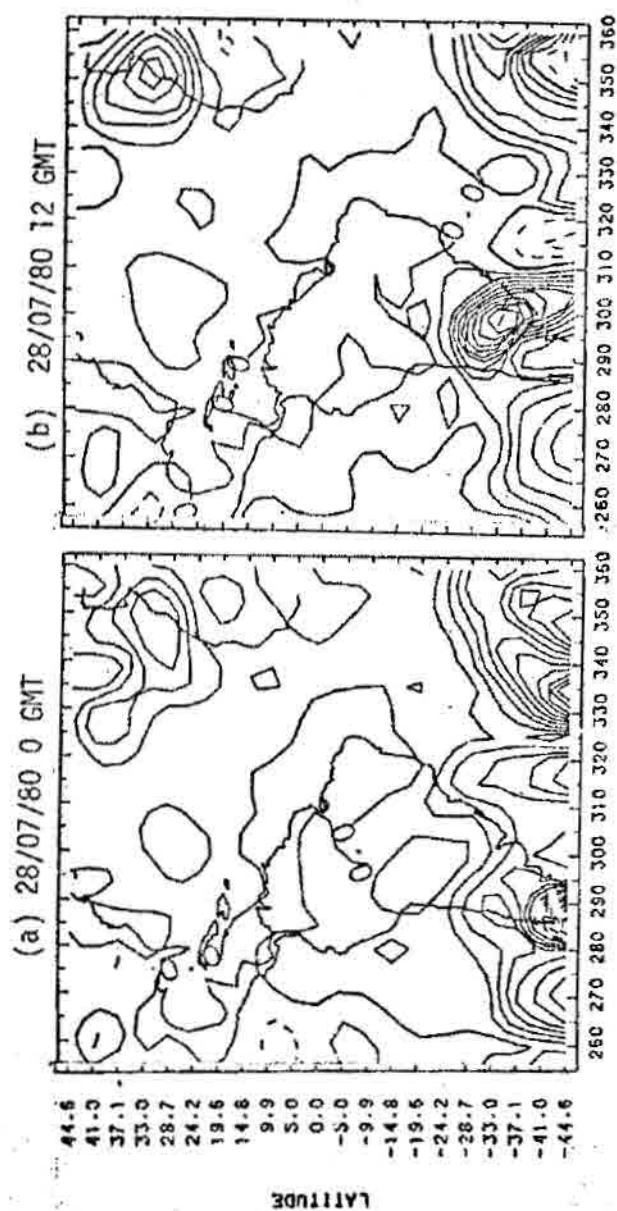
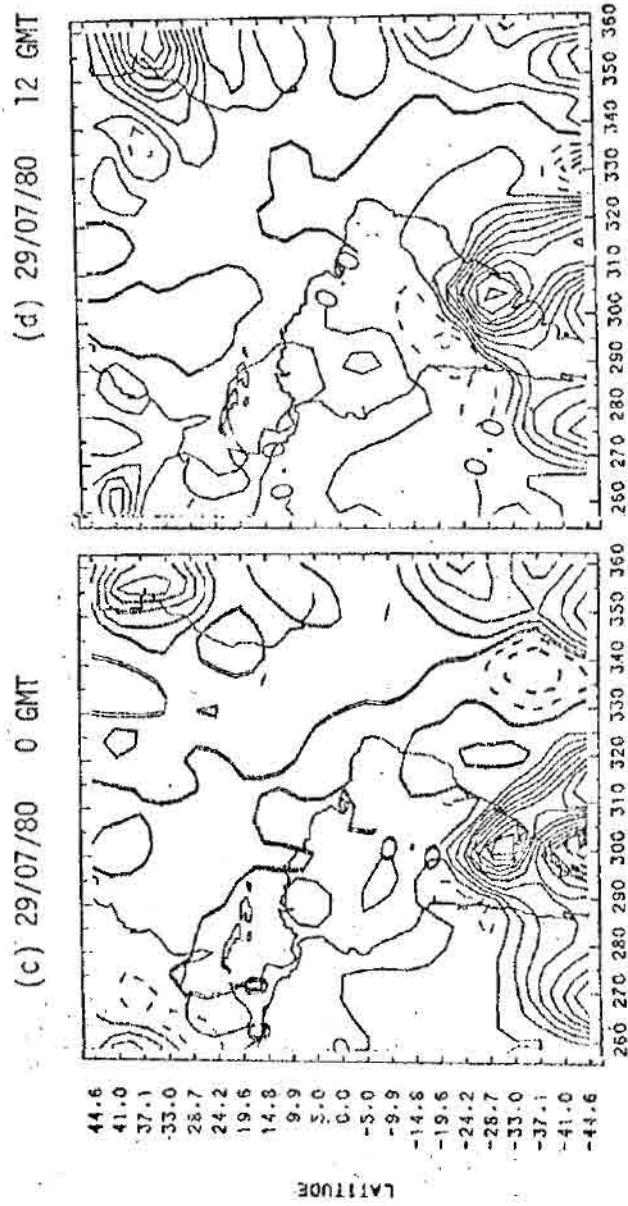


Fig. 4.4 - Função frontogenética em 85 kPa para o período 28-31 de julho de 1980.

(10^{-12} K/mis) contorno de - 120 a 180 e intervalo de 15.

(continua)



(continua)

Fig. 4.4 - Continuação

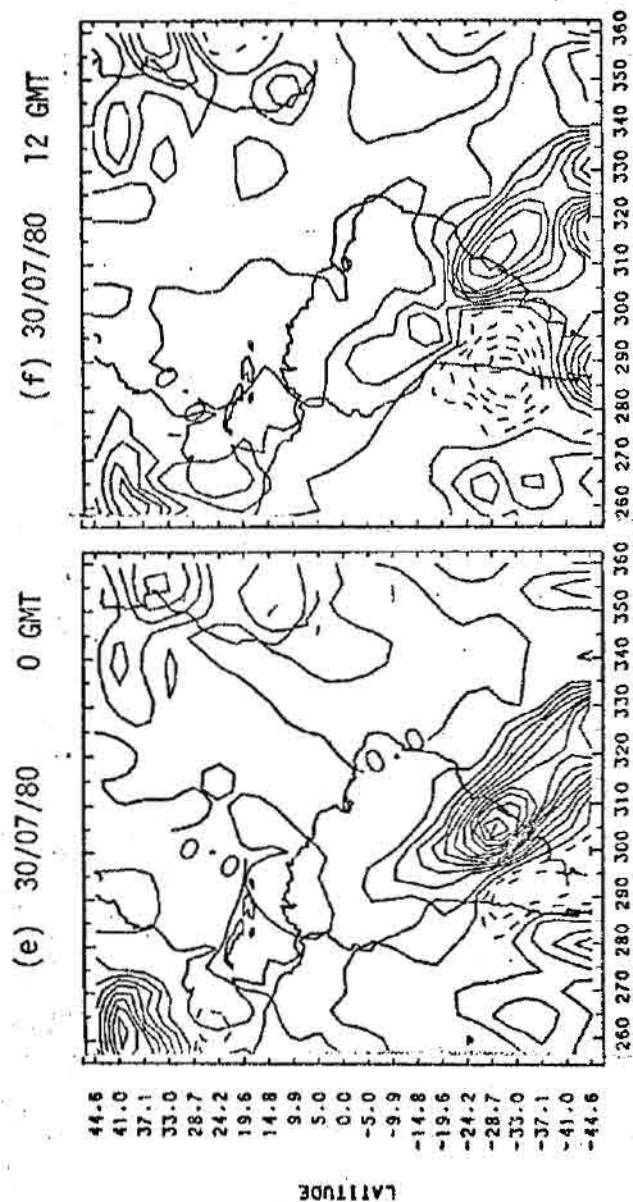


Fig. 4.4 - Continuação

(continua)

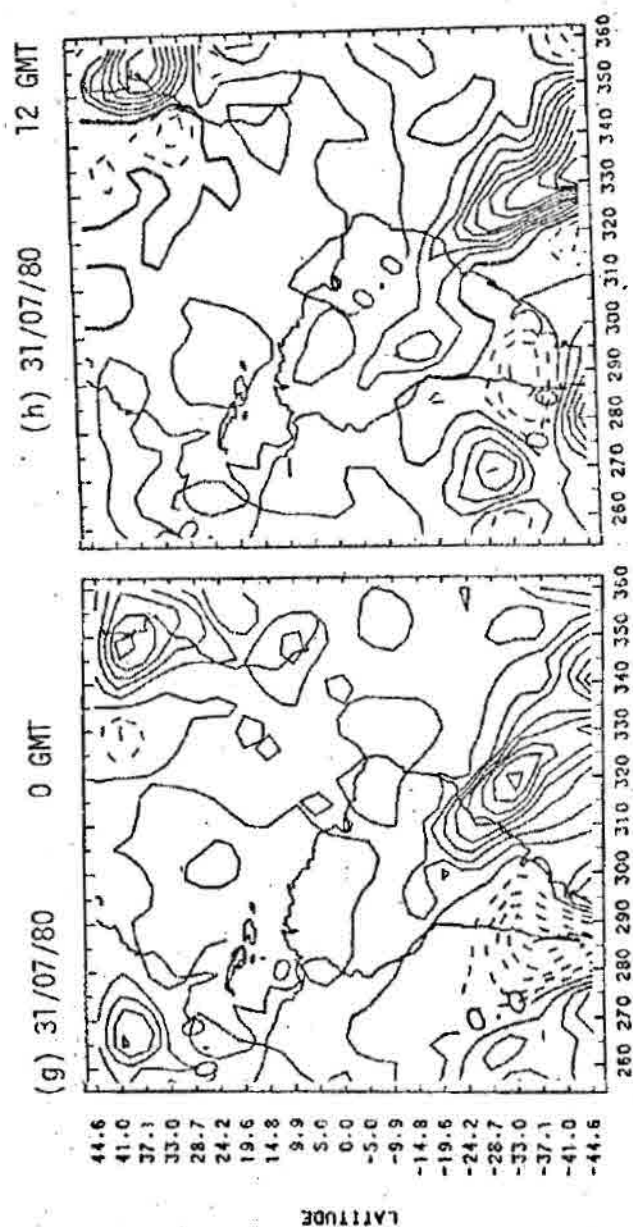


Fig. 4.4 - Conclusão.

Por definição uma frente movimenta-se no sentido transversal a si mesma quando houver frontogênese na sua vanguarda e frontólise na sua retaguarda. Se houver frontogênese (frontólise), onde estiver ela se intensificará (enfraquecerá). Como a superfície frontal é uma superfície material, ela, pela condição cinemática, para continuar existindo exige que a componente normal da velocidade, V_n , perpendicular à superfície frontal, seja a mesma em ambos os lados. Desta forma:

$$V_n = V'_n = C, \quad (4.1)$$

onde V_n e V'_n são componentes do vento normal à frente, pertencentes ao plano horizontal, uma de cada lado dela. O deslocamento no plano horizontal, na direção transversal, é realizado pela velocidade C .

A Figura 4.2a mostra, em imagem do dia 27 de julho de 1980, às 12 TMG, duas frentes frias: a frente fria Z que atravessa os Andes e a frente Y no leste do Estado de São Paulo. A Figura 4.2b mostra a imagem do dia 28 de julho, à 00 TMG, portanto 12 horas mais tarde; a frente Y deslocou-se para o Rio de Janeiro, apresentando sinais de decaimento. Procurando a frente Y na Figura 4.4a, que mostra o campo instantâneo da função frontogenética no mesmo tempo da frente apresentada na Figura 4.2b, pode-se localizá-la pela isolinha que cruza o litoral Sudeste do Brasil. Observa-se pela concentração de isolinhas a sudeste da frente Y uma forte frontogênese à sua vanguarda (a sudeste) e no interior do continente, à retaguarda, uma tendência para frontólise. Portanto, esta frente deslocar-se-á para sudeste no seu setor oceânico e dissipar-se-á no setor continental.

A frente Z pode ser vista com dificuldade na Figura 4.2b, a oeste de Buenos Aires, devido à sua nebulosidade estar desorganizada. Na Figura 4.4a ela aparece nitidamente com poucas isolinhas, mas está espremida entre duas áreas frontolíticas, uma bem forte ao sul e outra fraca, já referida anteriormente, ao norte. Isto significa que esta frente não poderá se deslocar com a mesma rapidez com que vinha se deslocando até o momento. A frente poderá se intensificar por causa do máximo relativo positivo, situado a 35°S, 67°W, portanto no próprio local da frente Z.

A Figura 4.5 mostra, na mesma seqüência, o campo de temperatura, cujo gradiente horizontal faz parte do processo de frontogênese ou frontólise. O campo vetorial do vento para o continente sul-americano é mostrado na Figura 4.6.

A Figura 4.5a mostra que no dia 28 de julho à 00 TMG existe um fraco gradiente horizontal de temperatura e uma advecção quente no local da frente Y. Em contraste, há um gradiente bem mais intenso no local da frente Z e uma advecção fria à sua esquerda (ver Figura 4.6c).

A Figura 4.7 mostra a série de campos de vorticidade relativa, onde as áreas tracejadas são ciclônicas e as cheias são anticiclônicas no Hemisfério Sul. Pela letra (a) desta figura, localiza-se um anticiclone migratório, bem caracterizado a oeste da frente Y, no litoral do Rio Grande do Sul. Quanto ao sistema frontal Z, observa-se uma forte vorticidade ciclônica na Patagônia e uma vorticidade anticiclônica a 30°S, a oeste da frente.

A Figura 4.8 exibe a série temporal do campo de deformação que também entra na composição de frontogênese pela Equação 2.1. A letra (a) desta figura (zero hora do dia 28 de julho) mostra que a frente Y está relacionada, em posição e orientação do seu comprimento, com um máximo de intensidade de deformação, estendendo-se de norte-noroeste para sul-sudeste. A frente Z posiciona-se, ou tende a se orientar segundo o máximo de deformação que, neste horário, se estende de W-SW para E-NE no centro da Argentina.

Doze horas depois, como se observa na imagem da Figura 4.2c, a frente Y localiza-se no oceano Atlântico em posição mais afastada do continente sul-americano. Na Figura 4.4b, o campo da função frontogenética indica que há frontólise onde ela se localiza. Pode-se agora, na Figura 4.2c, localizar facilmente a frente Z, em estágio inicial de intensificação, pelo surgimento de nebulosidade organizada, ao sul do Paraguai, Rio Grande do Sul e Uruguai até a Foz do Prata.

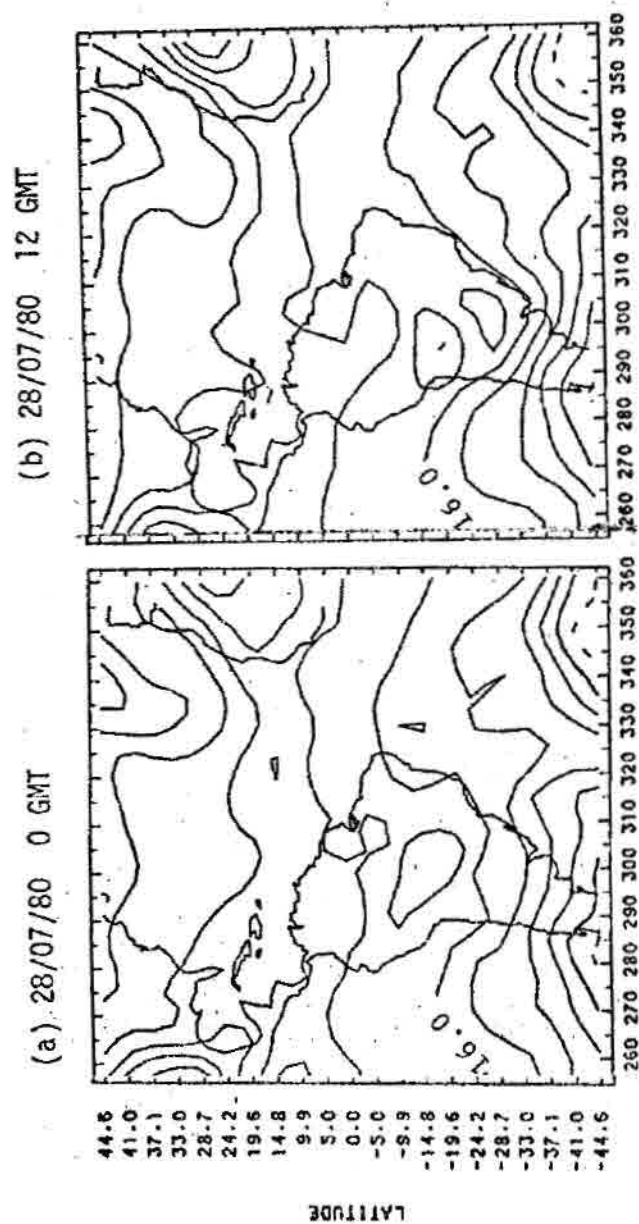
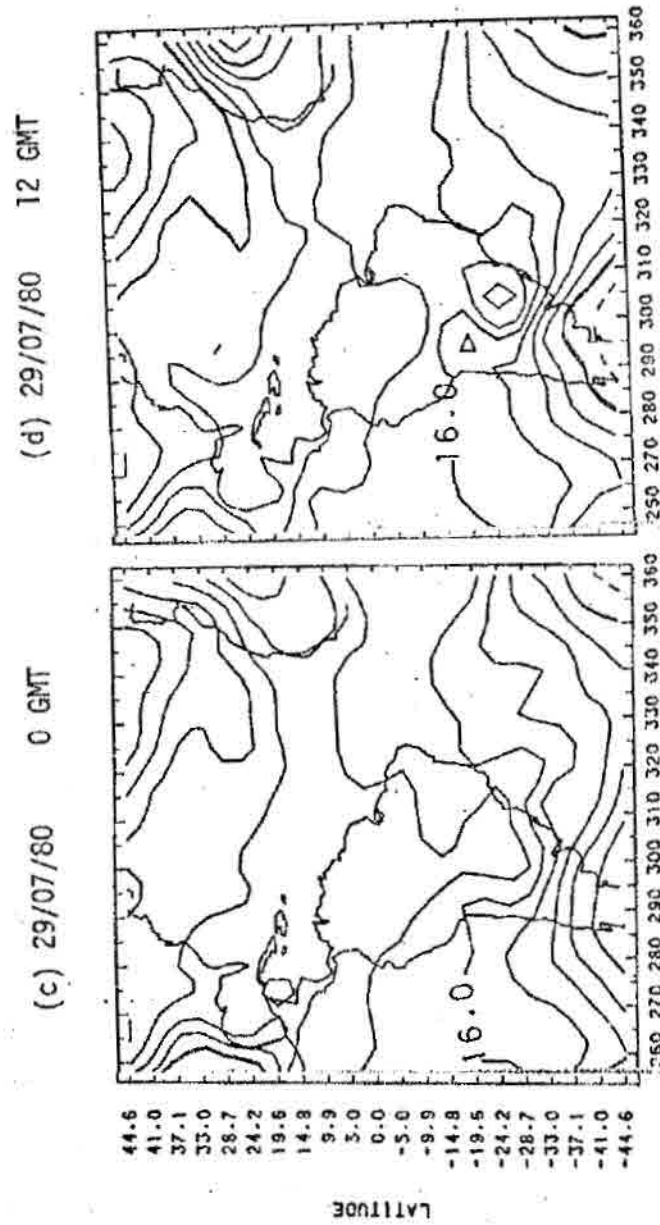


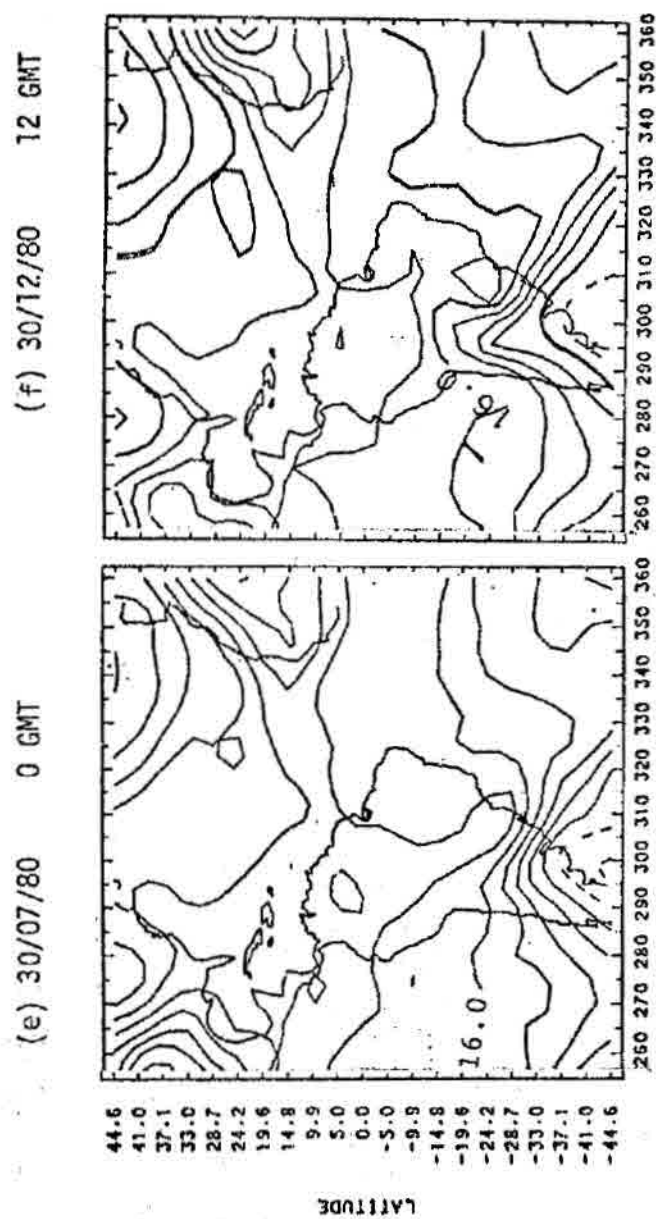
Fig. 4.5 - Temperatura em 85 kPa para o período de 28 a 31 de julho de 1980.
Contorno de - 4 a 40 e intervalo de 4 ($^{\circ}\text{C}$).

(continua)



(continua)

Fig. 4.5 - Continuação



(continua)

Fig. 4.5 - Continuação

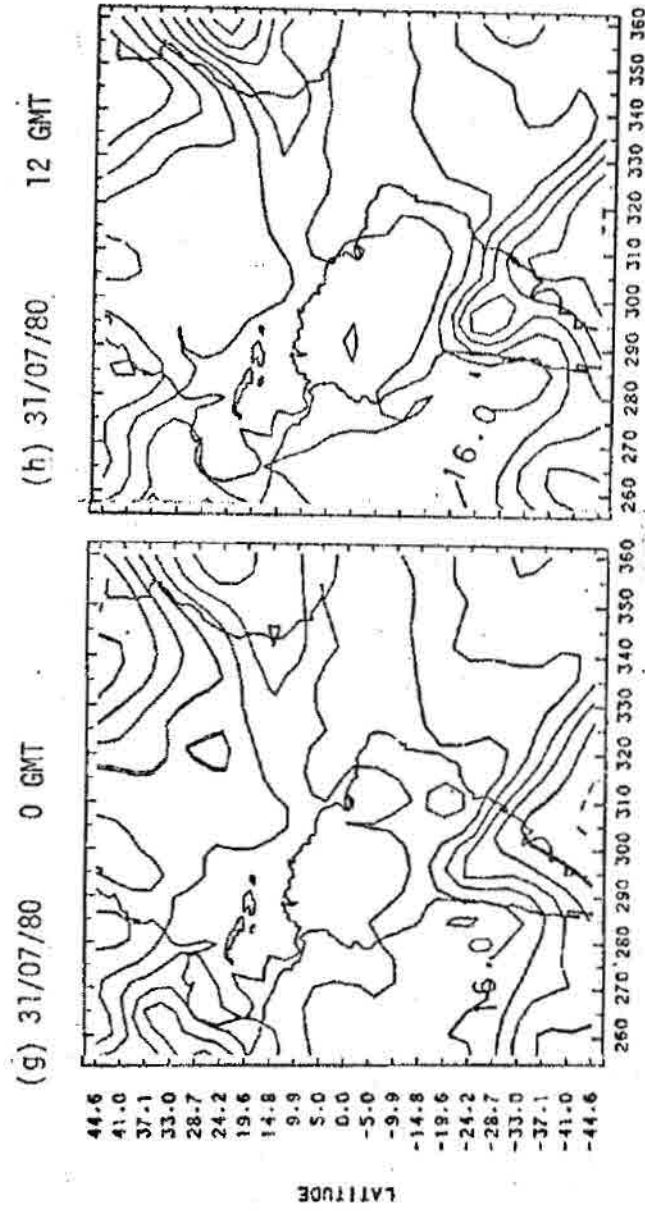


Fig. 4.5 - Conclusão.

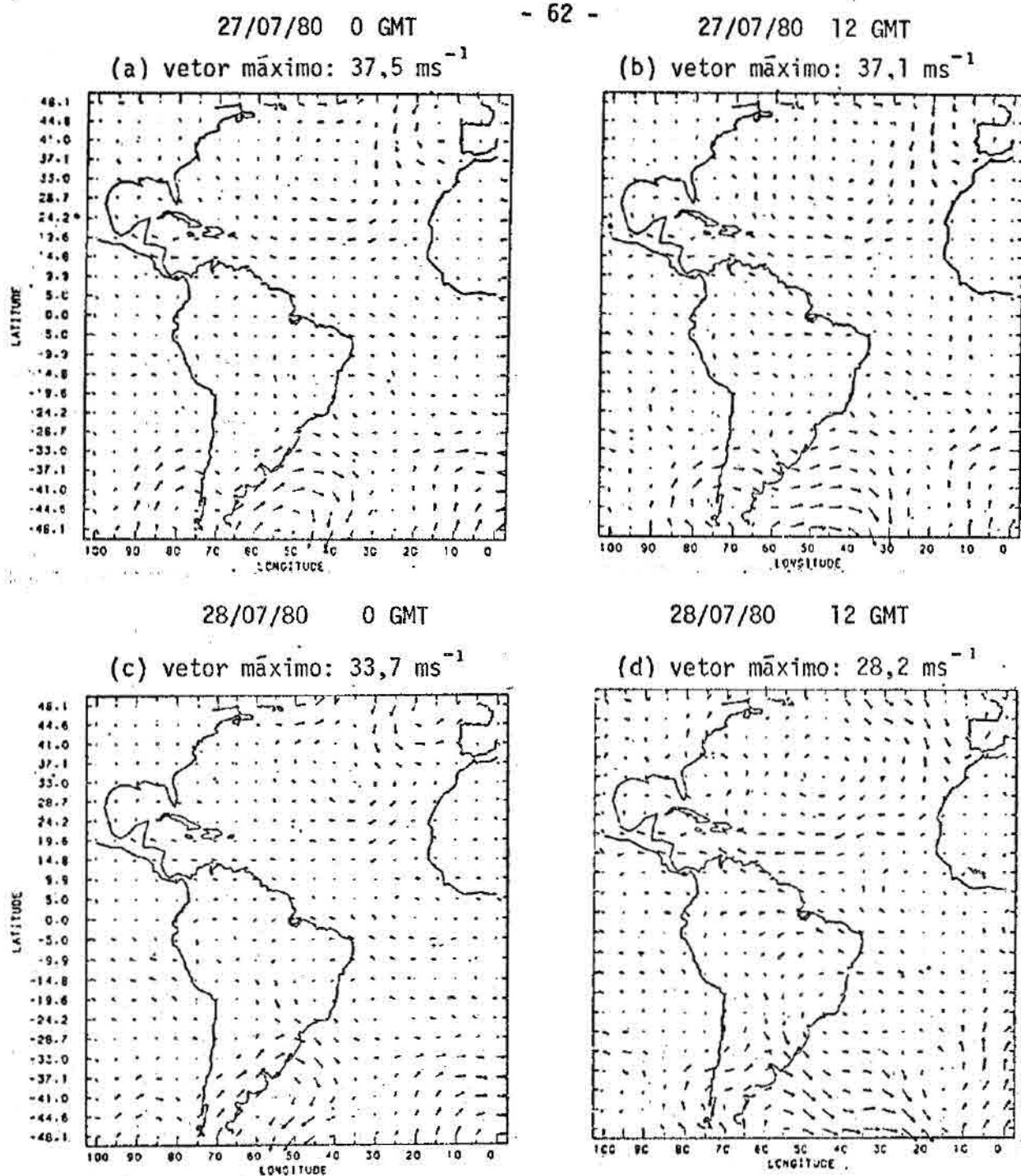


Fig. 4.6 - Escoamento em 85 kPa para o período de 27 a 31 de julho na América do Sul.

(continua)

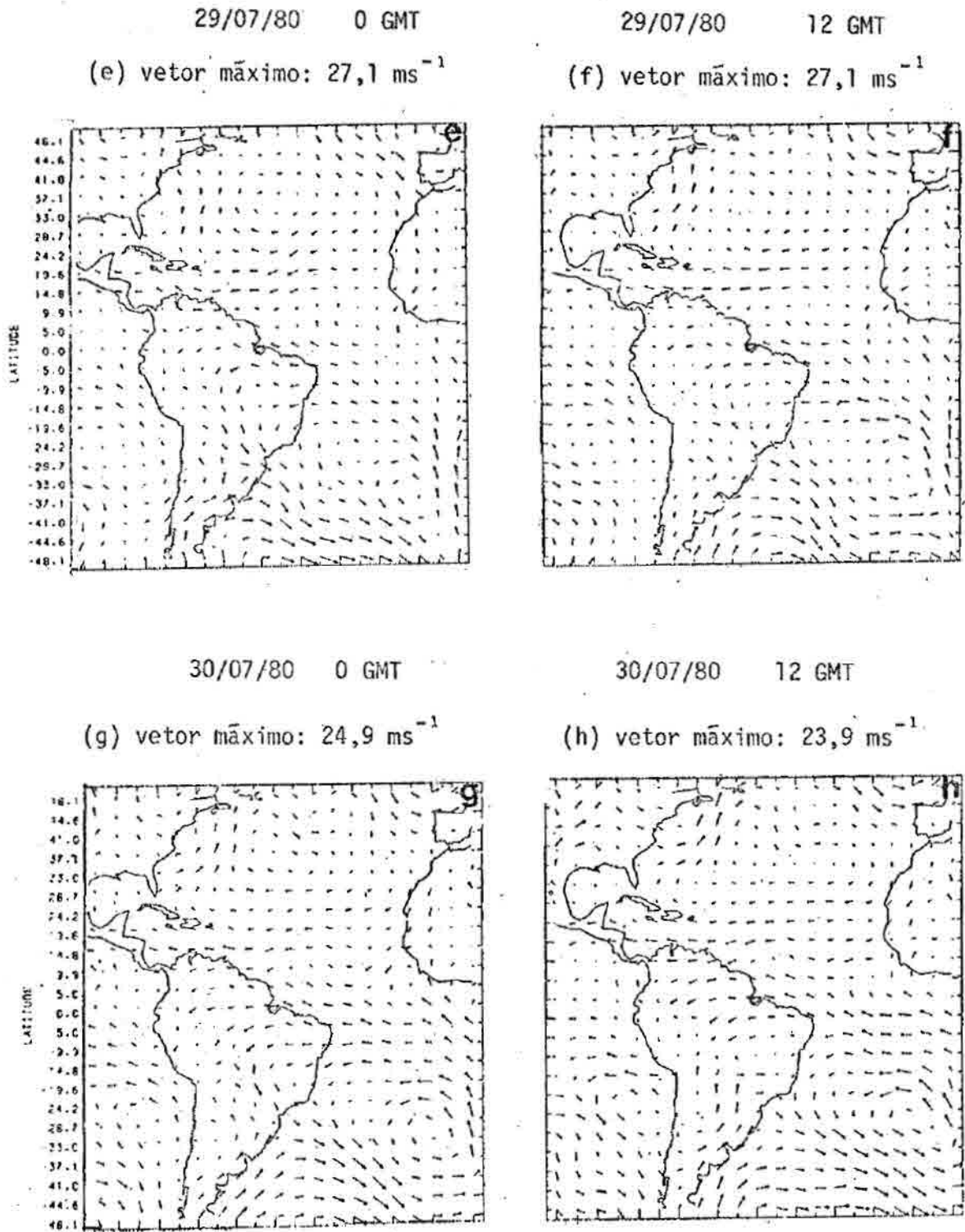


Fig. 4.6 - Continuação

(continua)

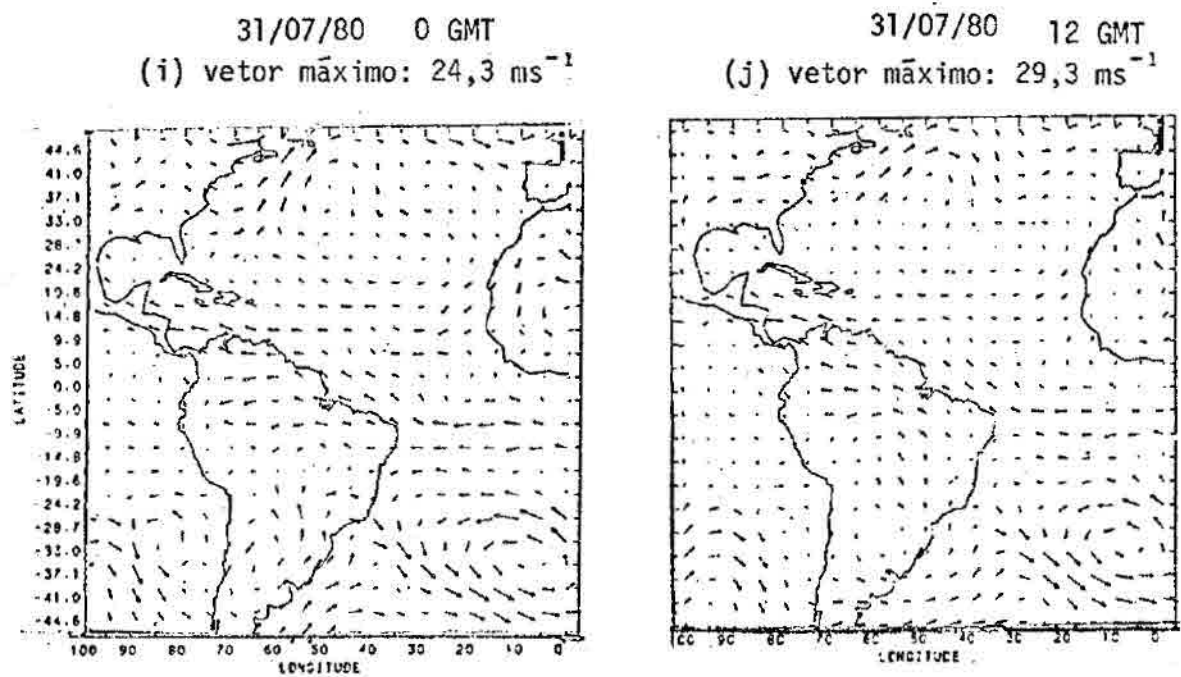


Fig. 4.6 - Conclusão.

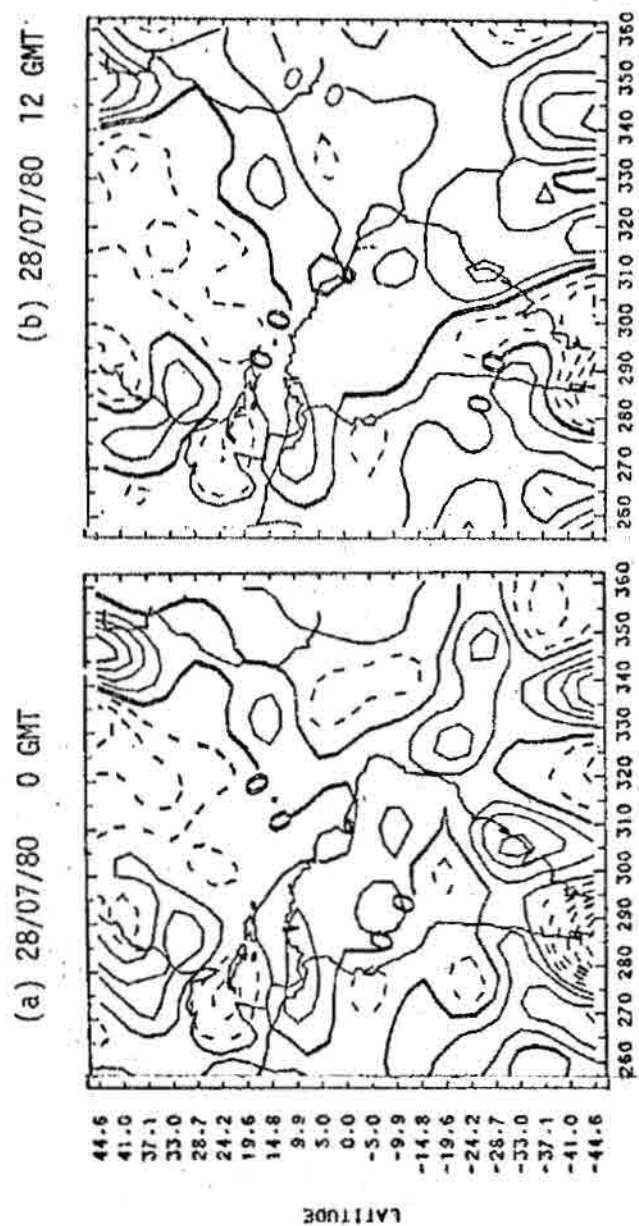
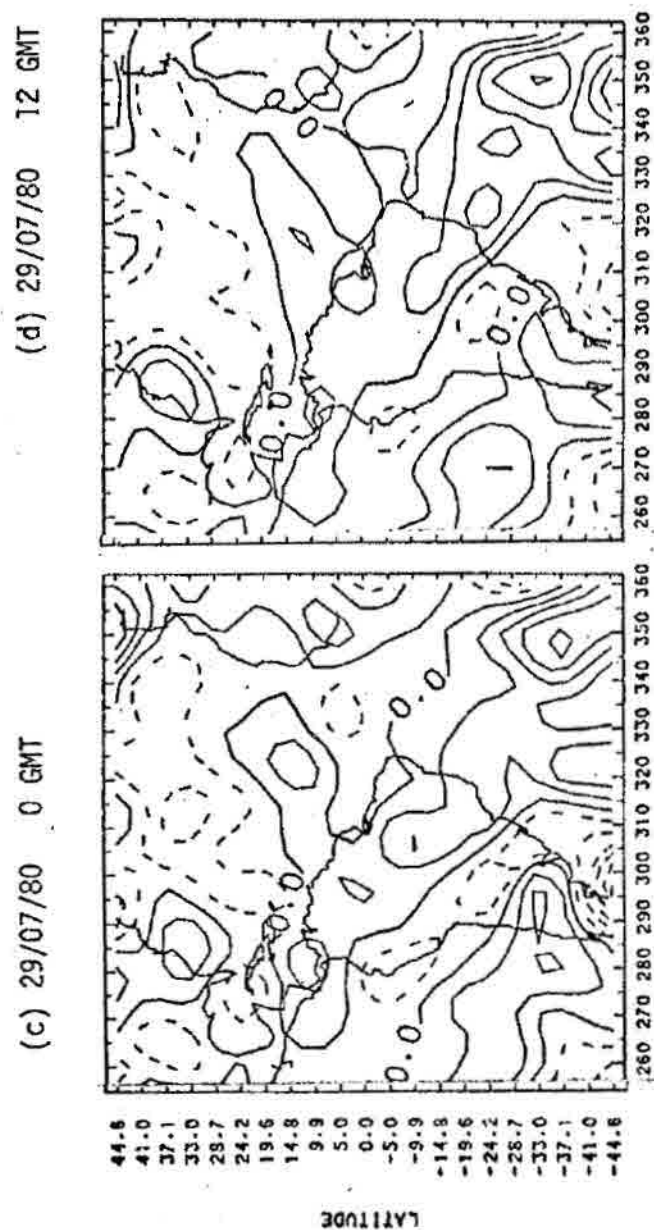


Fig. 4.7 - Vorticidade relativa em 85 kPa no período de 28 a 31 de julho de 1980.

(continua)



(continua)

Fig. 4.7 - Continuação

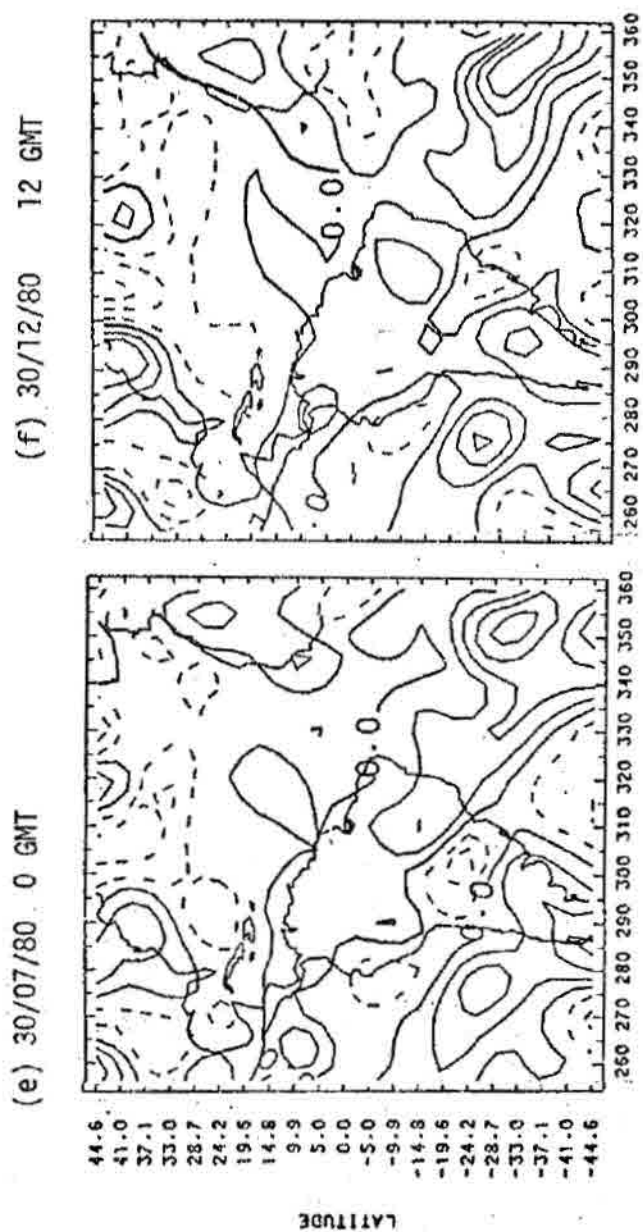


Fig. 4.7 - Continuação

(continua)

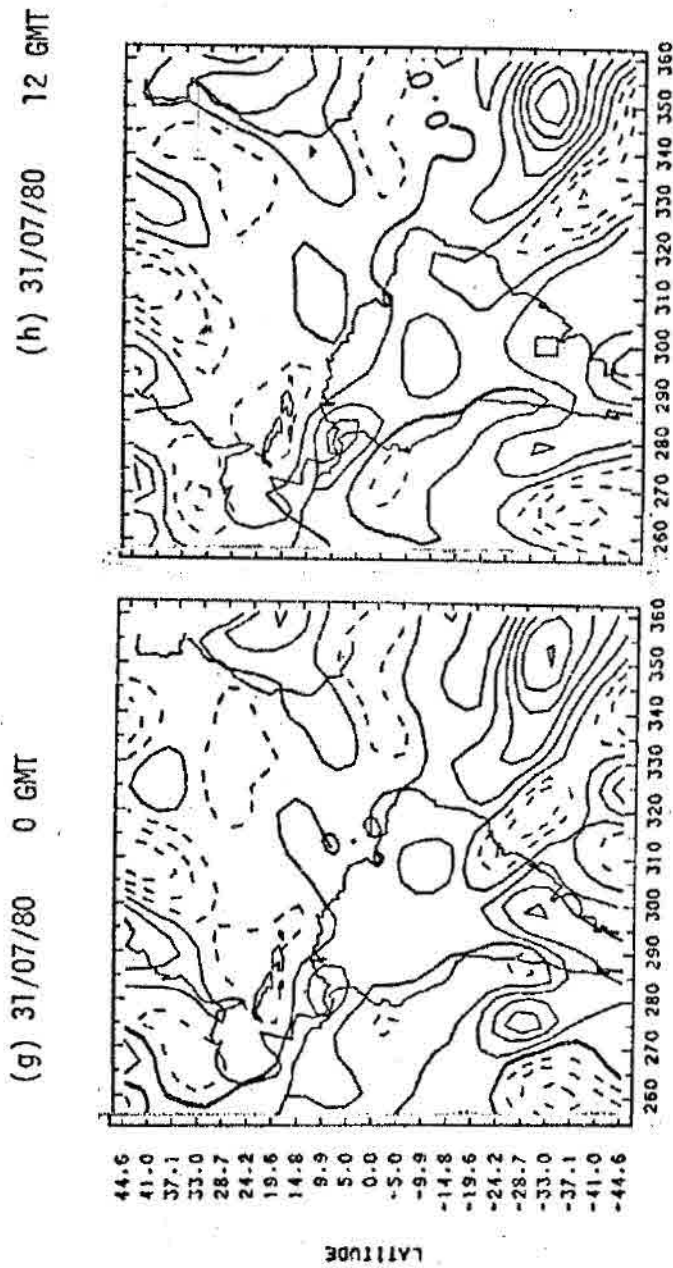


Fig. 4.7 - Conclusão.

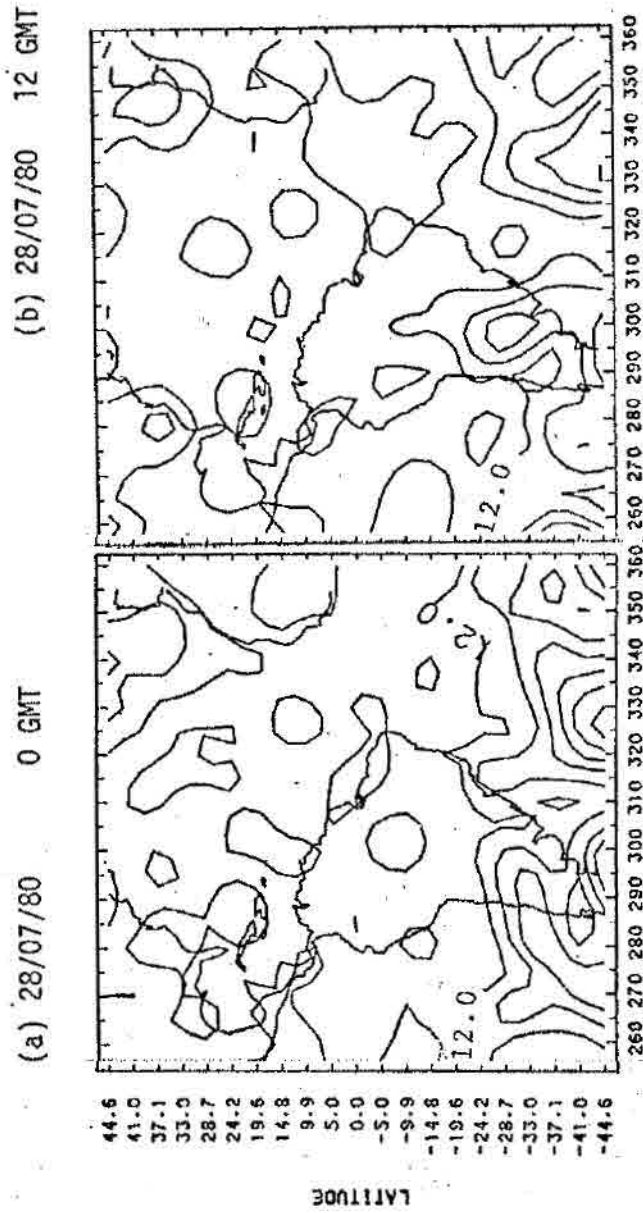


Fig. 4.8 - Deformação em 85 kPa no período de 28 a 31 de julho de 1980.

(continua)

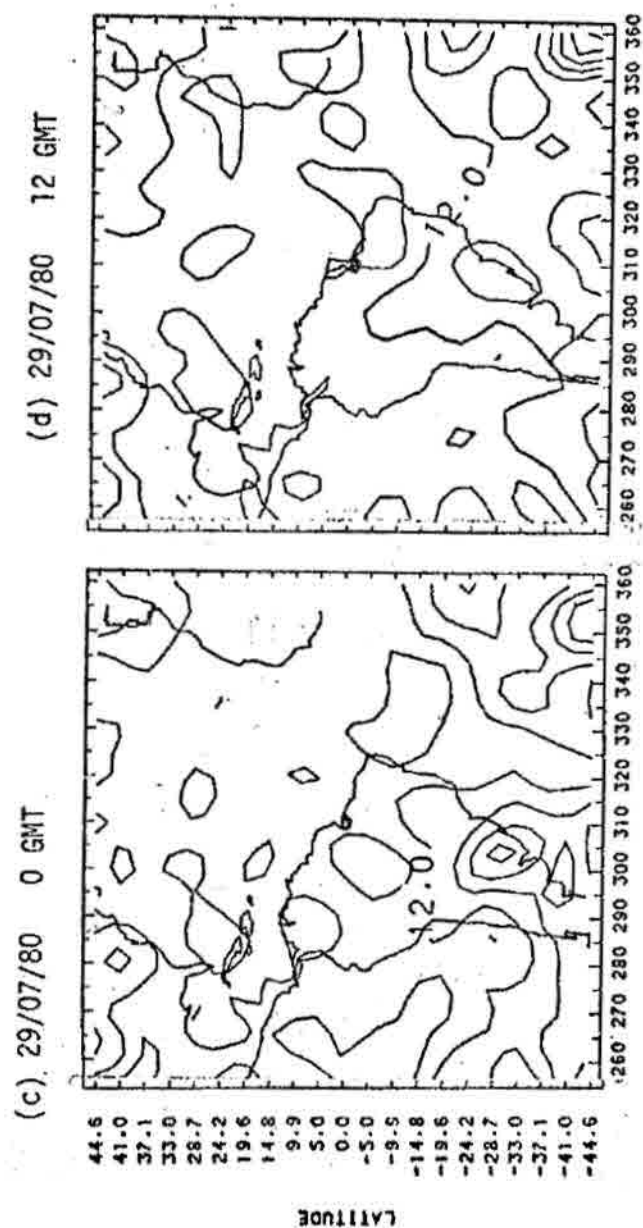
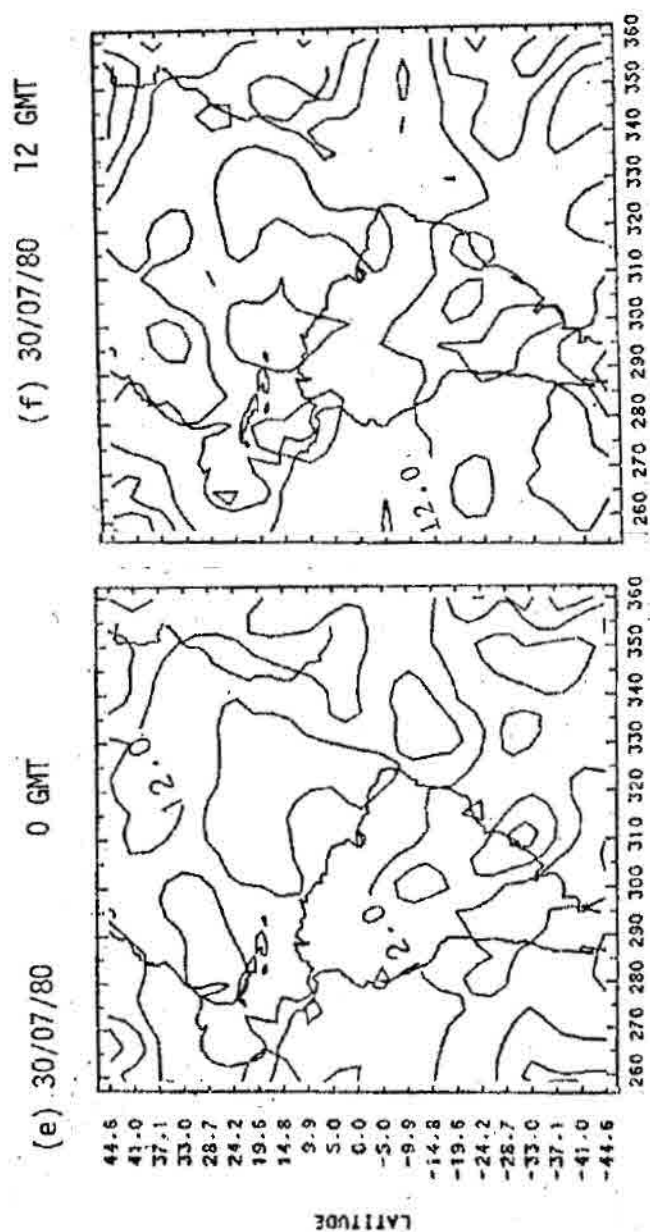


Fig. 4.8 - Continuação

(continua)



(Continua)

Fig. 4.8 - Continuação

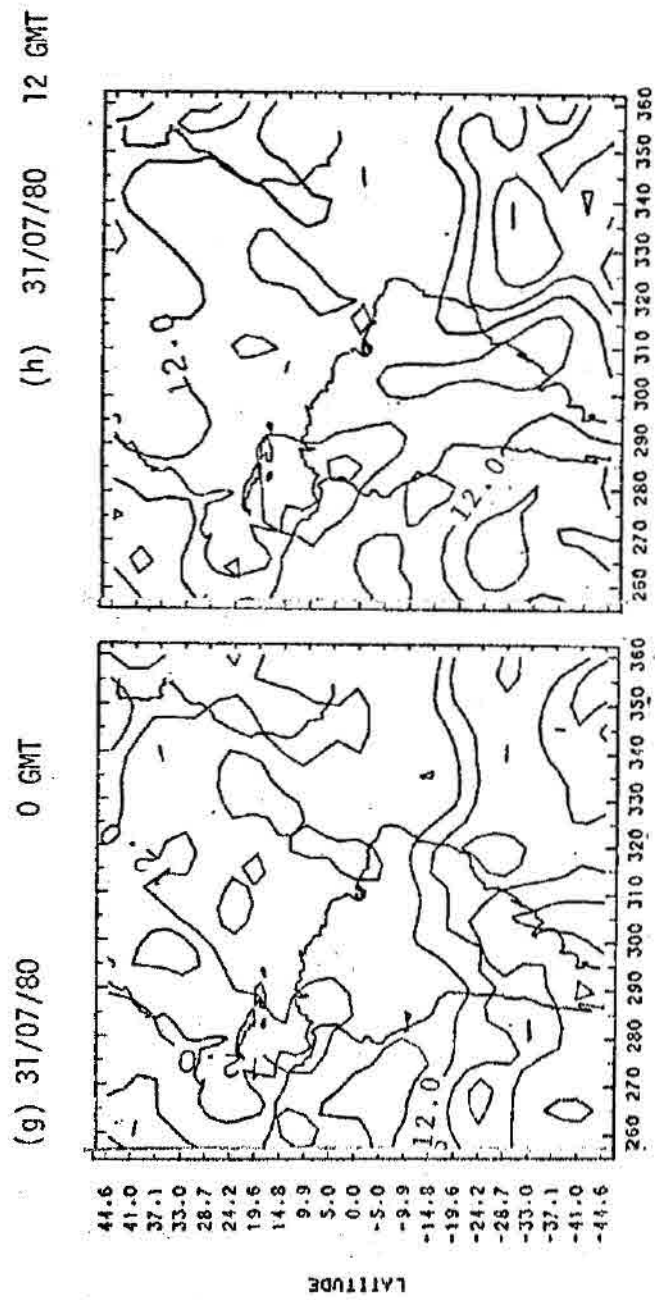


Fig. 4.8 - Conclusão.

Na Figura 4.4b, a frente Z é facilmente relacionada, na fase de intensificação, com fortes valores de frontogênese centrados no sul do Uruguai, os quais estão ladeados por duas áreas frontolíticas: uma mais nítida à sua direita, já referida no parágrafo anterior, e outra menos evidente à esquerda. Portanto, esta frente se intensifica sem chance de se deslocar de modo notável.

Pode-se notar, pela Figura 4.5b, o forte gradiente horizontal de temperatura na região onde se localiza a frente Z. A advecção quente persiste a leste na direção do Rio Grande do Sul, havendo ainda presente uma advecção fria a oeste da Argentina. Entre estas duas advecções encontra-se o crescente gradiente horizontal de temperatura, o que confirma o processo frontogenético no sistema frontal Z (ver Figura 4.6d).

A Figura 4.7b mostra a evolução da vorticidade ciclônica relacionada à posição da frente Z, desde o Paraguai até a Patagônia.

Da mesma forma, a Figura 4.8b mostra a frente Z na região de maiores valores de deformação e sua tendência para se orientar segundo o eixo de dilatação, a partir da área cujo valor máximo de deformação se encontra a nordeste da Argentina. Nota-se que sua orientação mudou para N-NW a S-SE, nas últimas doze horas, devido ao fato de ela ter cruzado a cordilheira dos Andes e se organizado segundo a nova orientação.

A Figura 4.2d mostra a nebulosidade do sistema frontal Z que se estende de forma fragmentada sobre a Bolívia e Paraguai e de forma compacta do Rio Grande do Sul ao Oceano Atlântico. Podem-se ver também nuvens cirrus associadas a um jato em altos níveis ao longo da frente. A Figura 4.4.c mostra o correspondente campo de função frontogenética que na região enfocada aparece com valores maiores que na análise das 12 horas anteriores. Isto significa forte frontogênese que persiste no Uruguai e sul do Rio Grande do Sul e recente frontogênese do Rio Grande do Sul para sudeste no Oceano Atlântico, impulsionada pela forte frontólise à sua esquerda. O setor continental do sistema Z aparece confinado entre duas áreas pouco frontolíticas, indicando ainda um fraco deslocamento.

A Figura 4.5c mostra que o gradiente horizontal de temperatura é máximo na região entre o oeste do Rio Grande do Sul e a foz do Rio da Prata. A massa de ar frio penetra pelo sul do continente para o norte da Argentina e sul da Bolívia, tendendo a se curvar em direção ao Paraguai.

A Figura 4.7c mostra uma extensa faixa de vortacidade ciclônica que coincide com o sistema frontal Z e com o vórtice em formação, visto na imagem a leste da Patagônia. A vortacidade anticiclônica passou a ser bem definida e aparece com um máximo a oeste de Buenos Aires, associado a uma alta pressão migratória à superfície.

O campo de deformação da Figura 4.8c mostra um máximo a oeste do Rio Grande do Sul e indica que a área sob a sua influência se ampliou e que a frente Z vai se organizar na direção do seu eixo de dilatação.

Na Figura 4.2d nota-se o crescimento rápido da banda de nuvens, de forma compacta, desde a Bolívia até o sul do Atlântico. As nuvens cirrus associadas ao jato podem ser identificadas sobre o sudeste brasileiro. O vórtice referido na descrição da Figura 4.7c é visto no Oceano Atlântico.

O campo da Figura 4.4d mostra frontogênese máxima ainda a leste do Rio Grande do Sul e a sua expansão para nordeste e leste, o que está relacionado ao deslocamento do sistema frontal Z para tais direções, uma vez que ao norte há um núcleo frontolítico.

O campo térmico da Figura 4.5d indica aquecimento à direita e esfriamento à esquerda do sistema frontal Z, o que faz acentuar mais ainda o gradiente horizontal sobre o Uruguai. É observada também a isoterma de 0°C em Mar del Plata, o que implica uma diferença de 24 graus entre Santa Catarina e o balneário argentino.

Na Figura 4.7d observa-se claramente a coincidência do sistema frontal Z com a faixa de vortacidade ciclônica em uma posição um pouco deslocada para a direita, em relação à Figura 4.7c. A configuração

ração anticiclônica aparece à esquerda do referido sistema frontal.

O máximo de deformação na Figura 4.8d na área em questão localiza-se entre o Estado de São Paulo e o Rio da Prata. A sua crista se estende para noroeste, até a Amazônia. Portanto, o sistema frontal tende a se orientar na mesma direção.

A banda de nuvens, que é mostrada pela Figura 4.2e, confirma a referida tendência por causa da expansão observada para o oeste da Amazônia e sul das Regiões Sudeste e Centro-Oeste.

A função frontogenética, por sua vez, mostra no restante da Figura 4.4 a concentração de isolinhas positivas confirmatórias do acima exposto e um claro campo frontolítico à esquerda, demonstrativo de uma forte tendência de deslocamento do sistema Z.

Os campos térmicos e de vento no restante das Figuras 4.5 e 4.6 mostram o avanço de uma língua fria à esquerda do sistema Z. O gradiente continua bem intenso e a isoterma 0°C posiciona-se no sul do Uruguai e depois recua para sudeste no Oceano Atlântico.

Pelo restante da sequência da vorticidade ciclônica, relacionada ao sistema Z, na Figura 4.7, vê-se a intensificação e seu deslocamento para o oceano, e a vorticidade anticiclônica à esquerda de Z se organiza para assumir uma forma de centro de Anticiclone frio migratório.

O campo de deformação mostra, na sequência da Figura 4.8, que o papel da deformação é mais evidente no início do processo de frontogênese. Os seus maiores valores indicam com antecedência para onde o sistema frontal vai se deslocar. A frente estaria em fase de dissipação, se não houvesse a manutenção destes valores no decorrer do seu processo de deslocamento.

As últimas figuras das seqüências mostram que a frente Z tem a tendência de adotar um comportamento análogo ao da frente Y em seu estágio final.

A intensidade da função frontogenética decai no final do processo e tem durante este caso a ordem de magnitude de $10^{-11} \text{ km}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ou 10 K/1000 km dia , ou seja, uma ordem de grandeza superior ao caso da frontogênese climatológica (média mensal e anual).

Pode-se afirmar que o campo de deformação tem um papel muito importante na intensificação, movimento e orientação da frente Z, na baixa troposfera. O próximo item descreve a frente Z nas cartas sinóticas oriundas do Instituto de Atividades Espaciais (IAE) e na seção vertical, permitindo novas conclusões.

4.3 - ESTRUTURA VERTICAL DO SISTEMA FRONTAL EM ESTUDO

Procura-se verificar aqui se as posições da frente Z nas cartas do IAE são ou não confirmadas pelas seções verticais. A Figura 4.9 mostra uma seqüência de cartas sinóticas de superfície analisadas subjetivamente para o período citado anteriormente nos horários 0 e 12 TMG. Estas cartas são baseadas nos dados de estações climatológicas e de aeroportos e não dispõem de dados nos oceanos. Portanto, não são muito confiáveis nestes setores.

Em contrapartida, as séries das Figuras 4.10, 4.11 e 4.12 mostram, em seção vertical ao longo do meridiano 50°W e de 48°S a 5°N , os campos de componentes u do vento, vorticidade relativa, ξ , e θ da isentrópica, θ , respectivamente. Seus dados, oriundos da AOT do NMC, seguem a mesma seqüência cronológica, de 28 a 31 de julho de 1980, para os níveis 100, 85, 70, 50, 30, 25 e 20 kPa.

A Figura 4.9a mostra as configurações das frentes Y e Z definidas pelo campo isobárico do dia 28.07.80 a 00 TMG. O centro de alta pressão a oeste da frente Y (A1) localiza-se no oceano próximo ao litoral de Santa Catarina com 102 kPa. O setor continental da frente Y está enfraquecido e passa pelo Estado de São Paulo no meridiano 50°W .

(b) 29/07/80

0 GMT

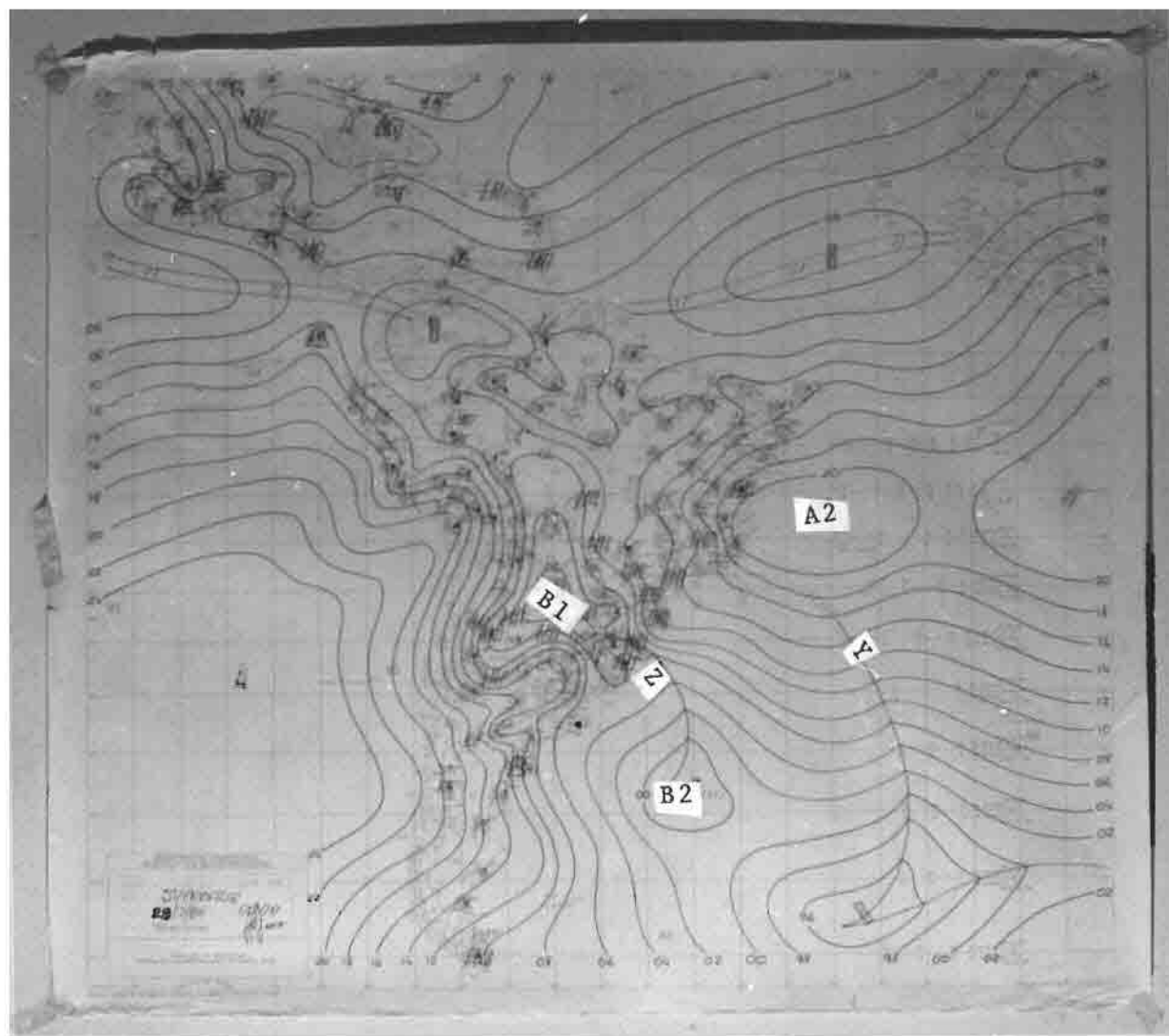


Fig. 4.9 - Continuação

(continua)

(c) 29/07/80

12 GMT

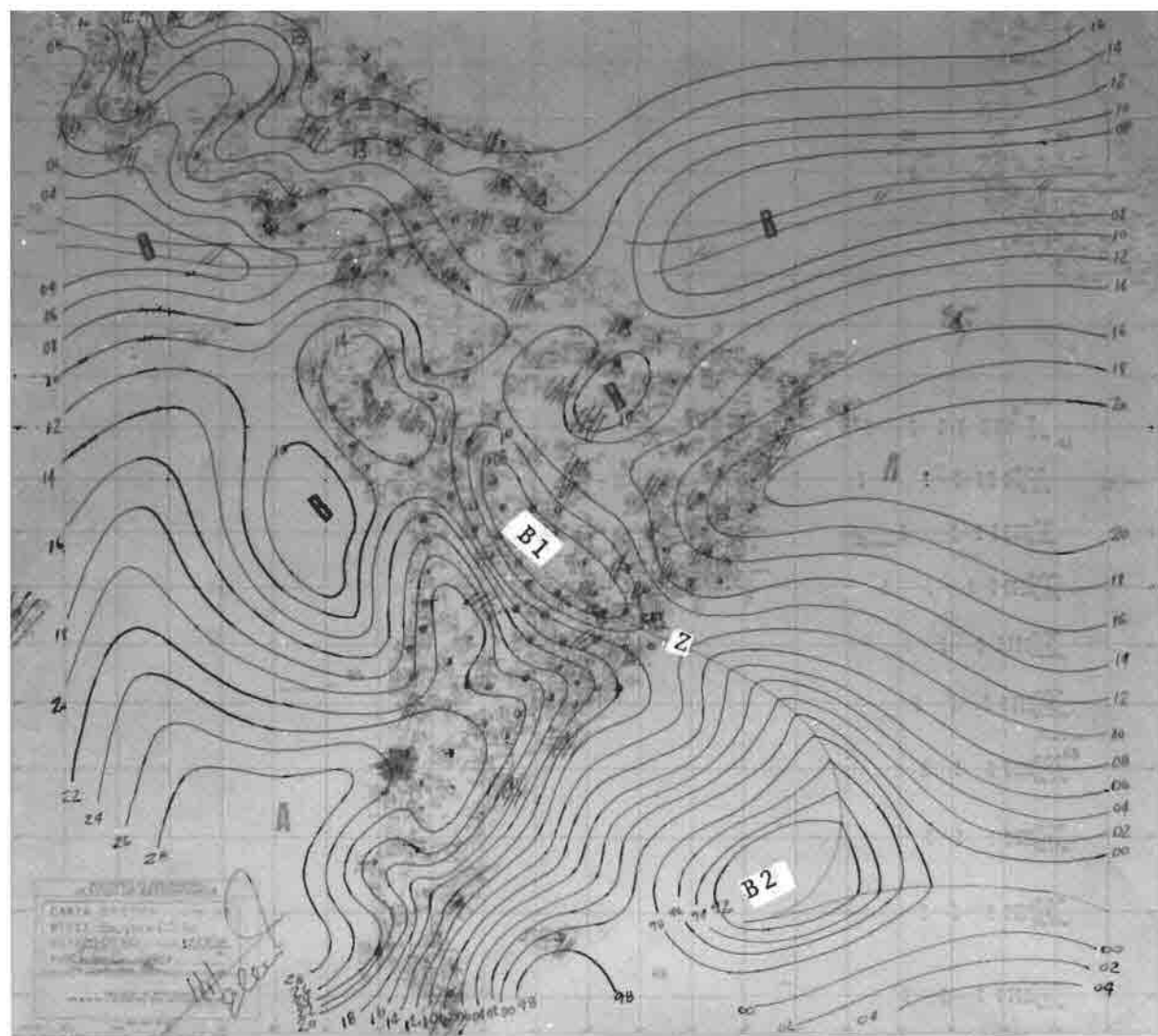


Fig. 4.9 - Continuação

(continua)

(d) 31/12/80 12 GMT

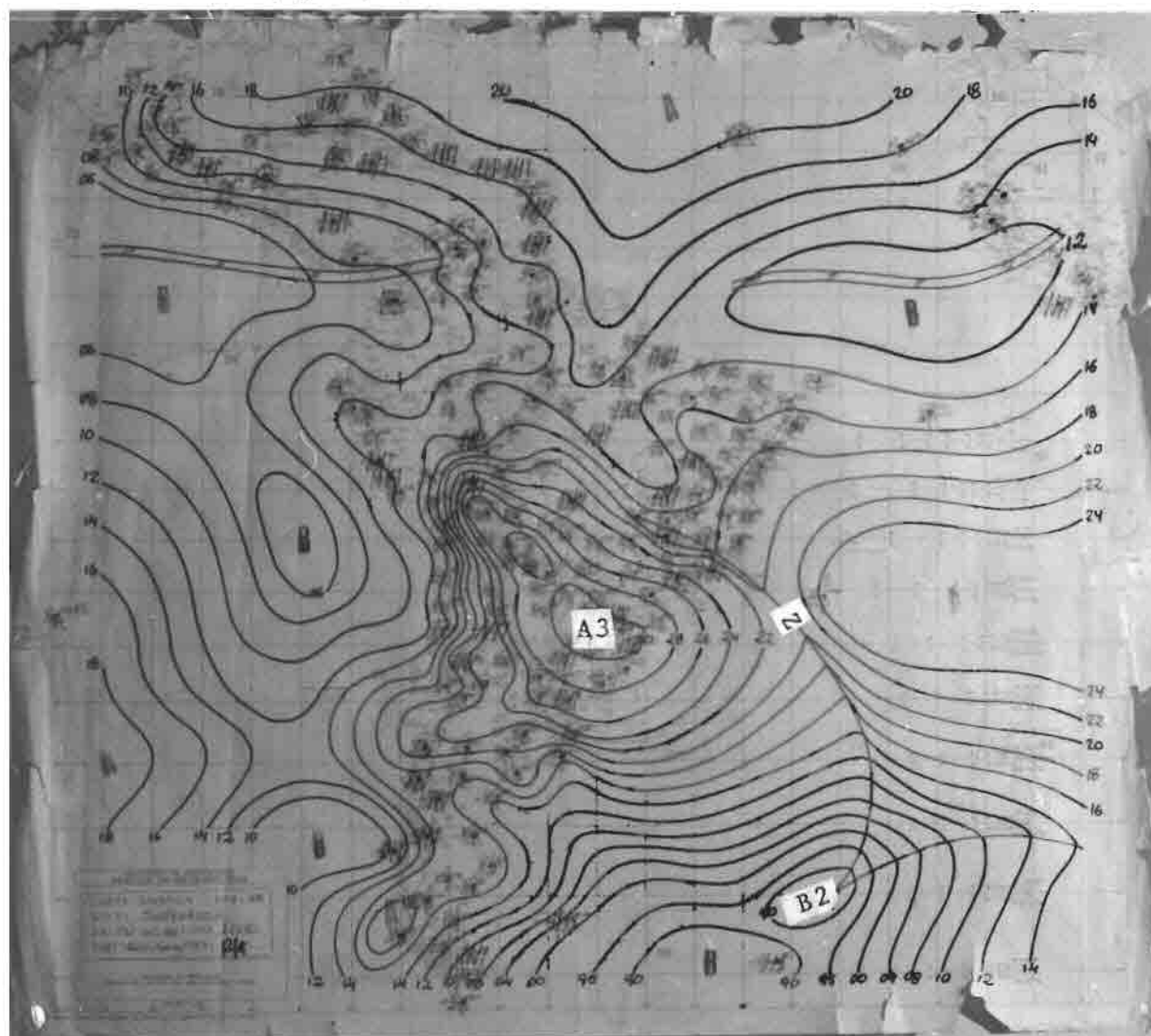


Fig. 4.9 - Conclusão.

A Figura 4.10a mostra, no mesmo tempo de observação, o campo u em seção vertical pelo meridiano 50°W , predominando a componente oeste ($u > 0$) das altas latitudes, na superfície, até o Rio Grande do Sul e daí até o equador predomina a componente leste ($u < 0$). Em altos níveis aparecem dois centros máximos positivos associados a jatos que projetam cristas em direção à superfície.

O campo de vorticidade relativa mostrado na Figura 4.11a apresenta uma região ciclônica ($\xi < 0$) fraca entre duas regiões anticiclônicas ($\xi > 0$) fortes, cujos centros de máximos positivos localizam-se próximos aos jatos referidos na Figura 4.10a, e os dois centros de máximo positivo secundários que aparecem na baixa troposfera relacionam-se com as duas altas de superfícies A1 e A2 na vizinhança da frente Y mostradas na Figura 4.9a. A frente Y pode ser localizada na interseção do eixo do cavado definido pela região ciclônica citada como o nível de 100 kPa ao fundo da Figura 4.11a. É notável a barotropia desta situação sinótica (não há inclinação com a altura dos centros de vorticidade).

As isentrópicas (isolinhas de temperatura potencial) da Figura 4.12a mostram a tropopausa na parte esquerda superior ($\frac{\partial \theta}{\partial z}$ máximo) e a região de fraco gradiente localizado na área da influência do Anticiclone A2.

As demais imagens da Figura 4.9 mostram a chegada, estacionamento e saída do sistema frontal Z, projetado na carta sinótica de superfície, na área de influência da seção vertical (50°W). O centro de Baixa associado a Z com 100 kPa localiza-se no litoral argentino, divide-se em dois; B1 desloca-se para o norte da Argentina com 100,2 kPa e B2 desloca-se para sudeste no Oceano Atlântico com 100 kPa, onde posteriormente se aprofunda com 99,2 kPa e se afasta do meridiano acima citado. B1 vai se tornando mais raso (100,8 kPa) e desaparece, dando lugar ao cavado frontal, exatamente ao redor de 50°W e sobre o norte da Região Sul. Observa-se também o desenvolvimento e deslocamento de uma Alta Pressão - (A3) fria e migratória associada a Z, atravessando a cordilheira dos Andes entre 35°S e 40°S , dirigindo-se para o norte da Argentina, onde assume o valor máximo de 103 kPa e depois de desloca para o norte do Rio Grande do Sul no final da série.

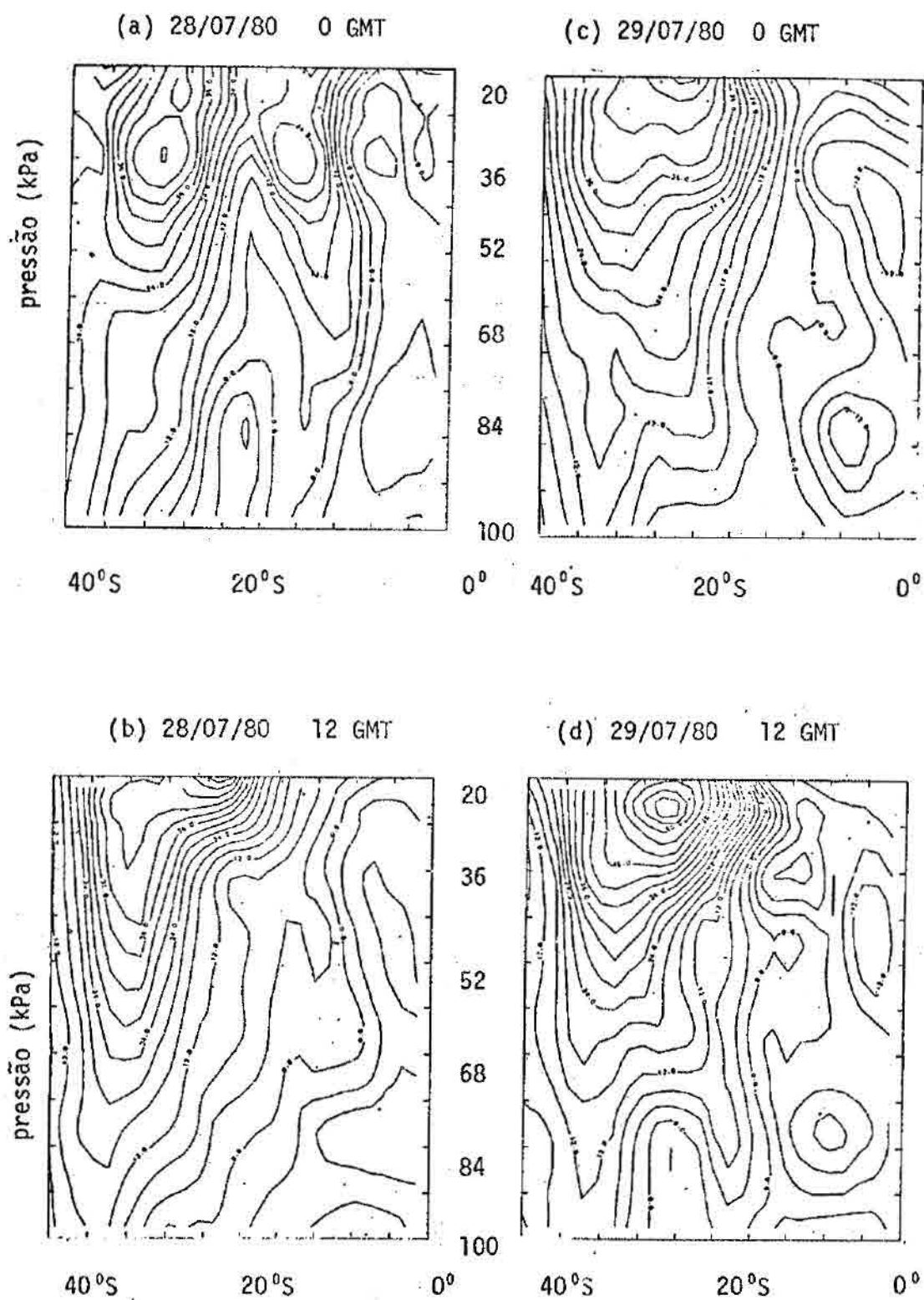


Fig. 4.10 - Componente u do vento em seção vertical a 50 W.

(continua)

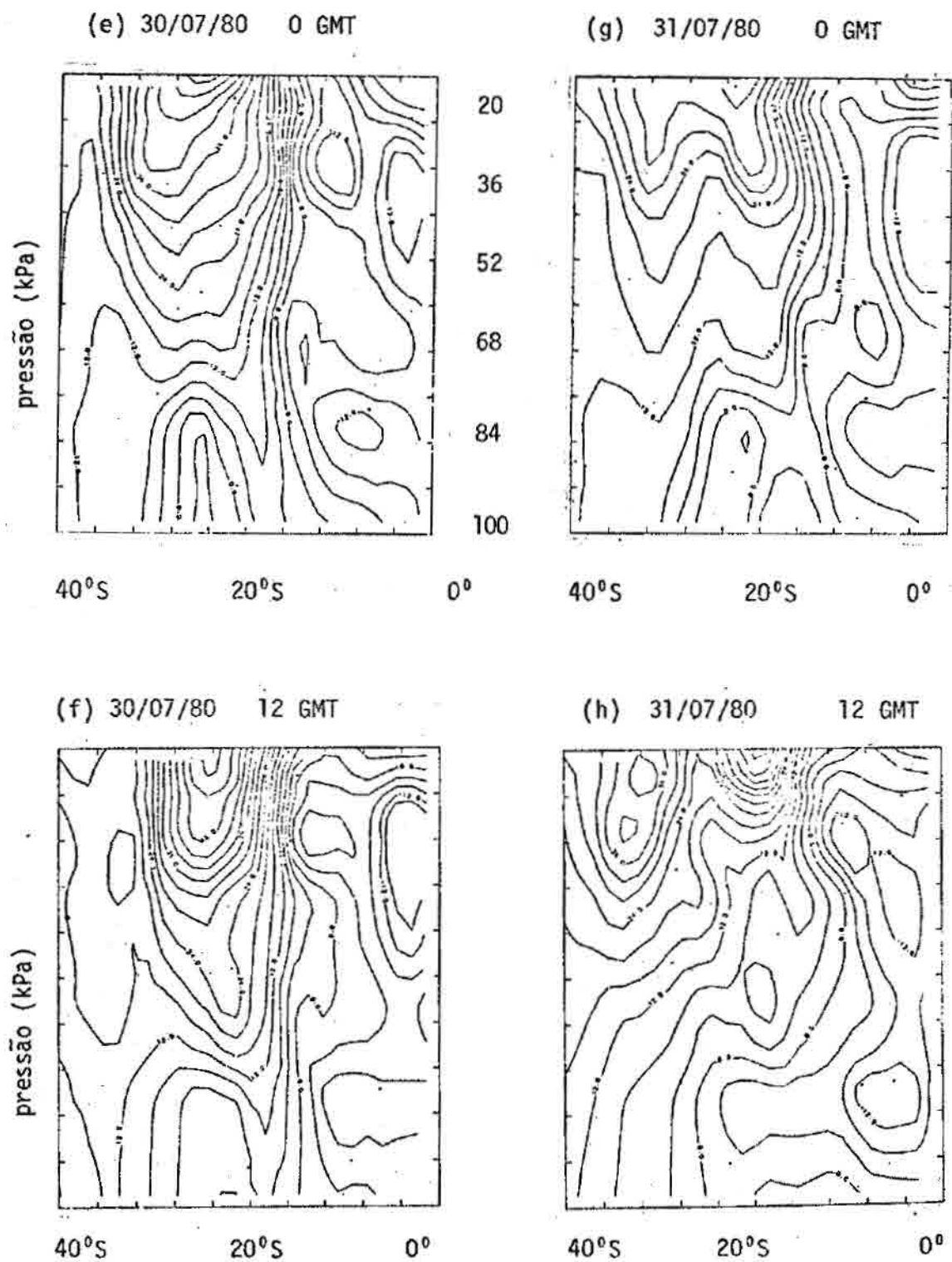


Fig. 4.10 - Conclusão.

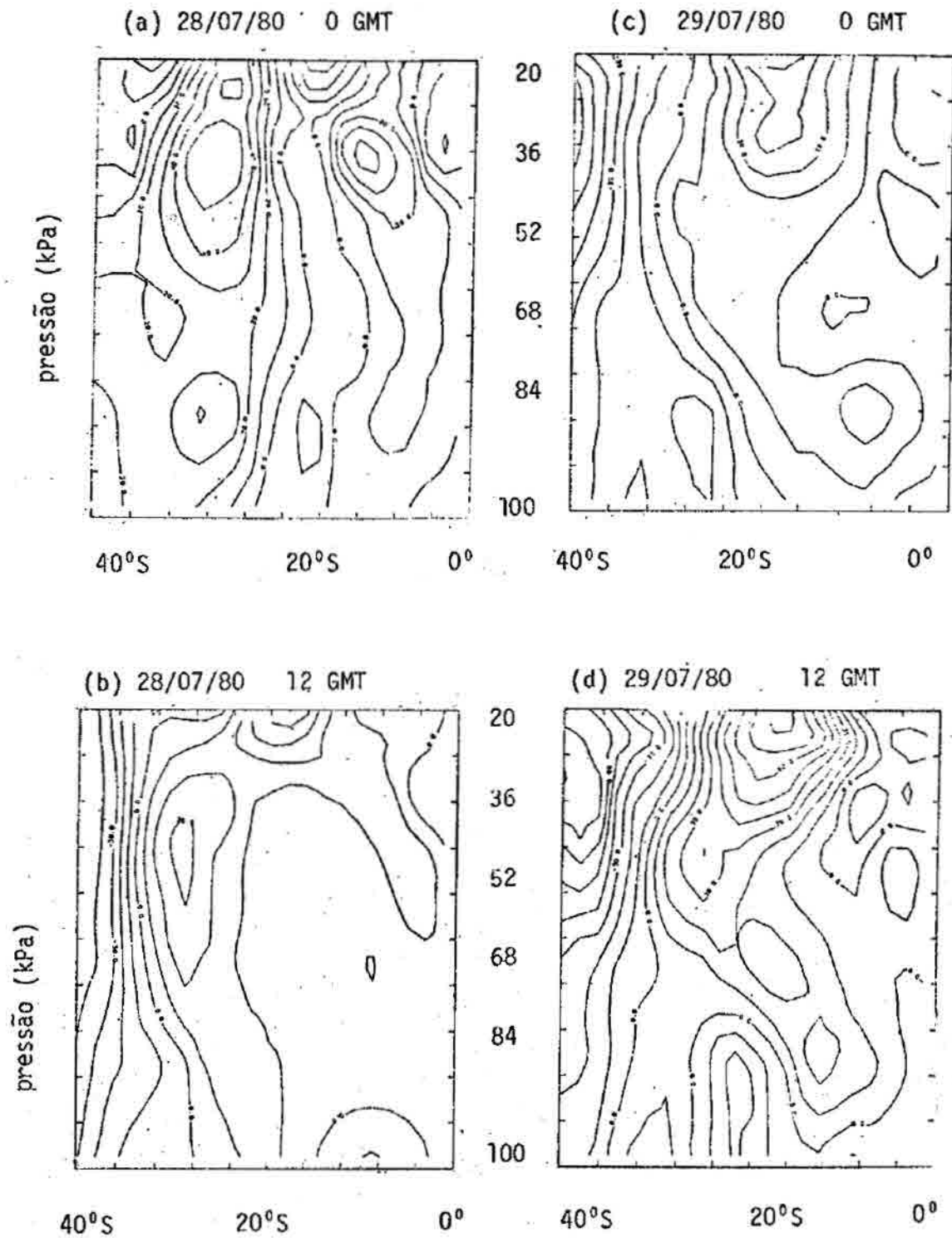


Fig. 4.11 - Vorticidade relativa em seção vertical a 50 W.

(continua)

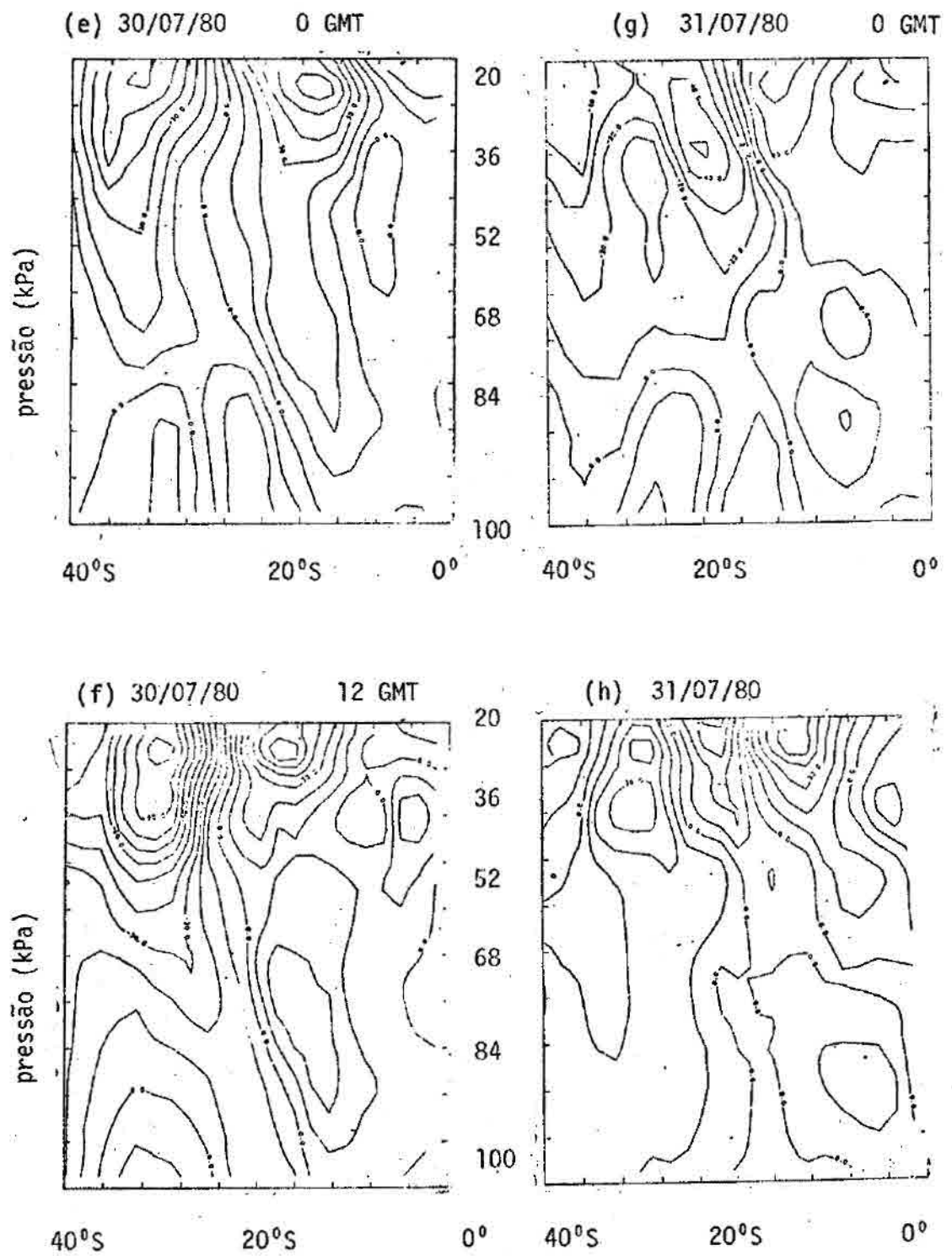


Fig. 4.11 - Conclusão

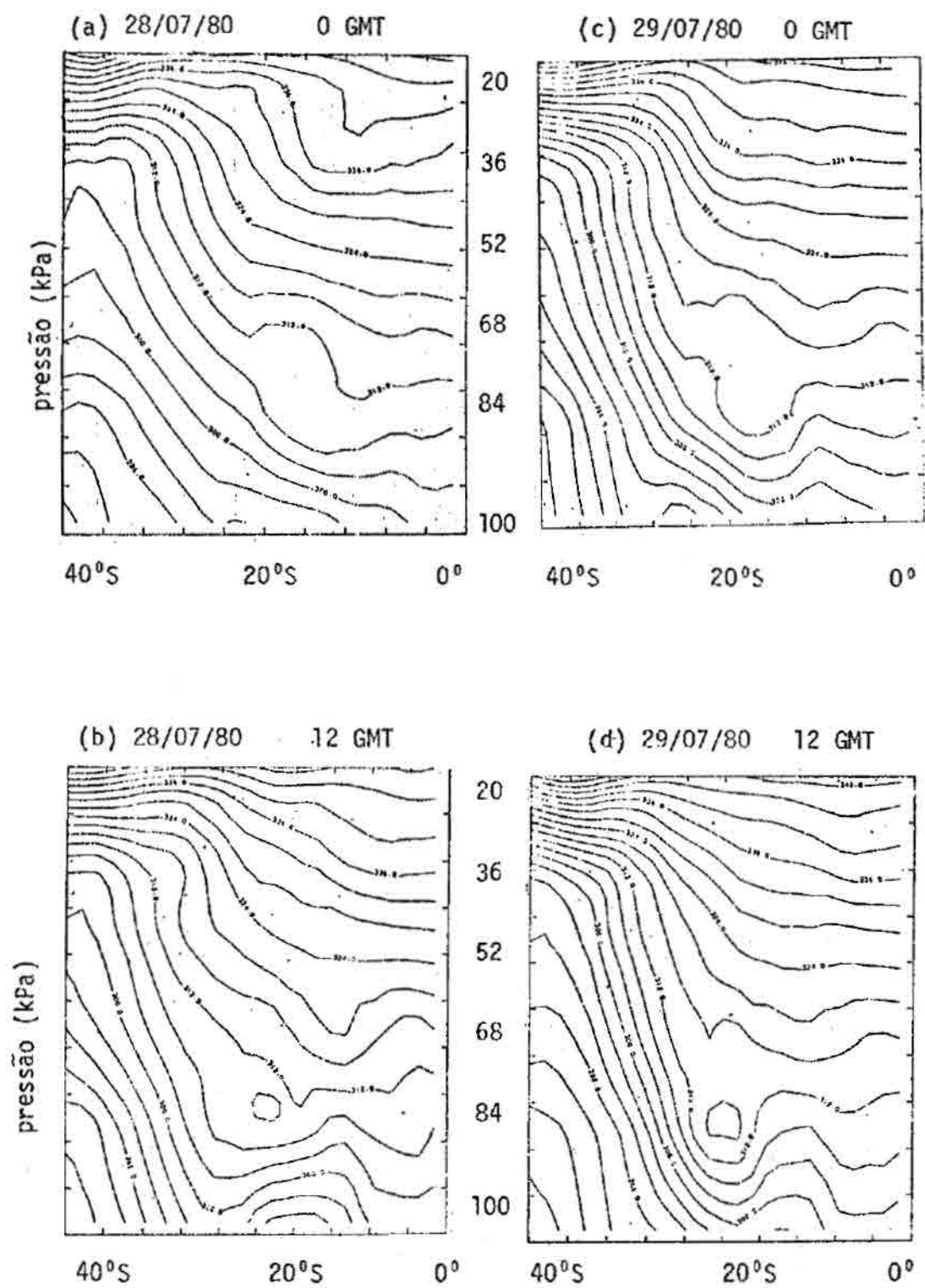


Fig. 4.12 - Temperatura potencial em seção vertical a 50 W.

(continua)

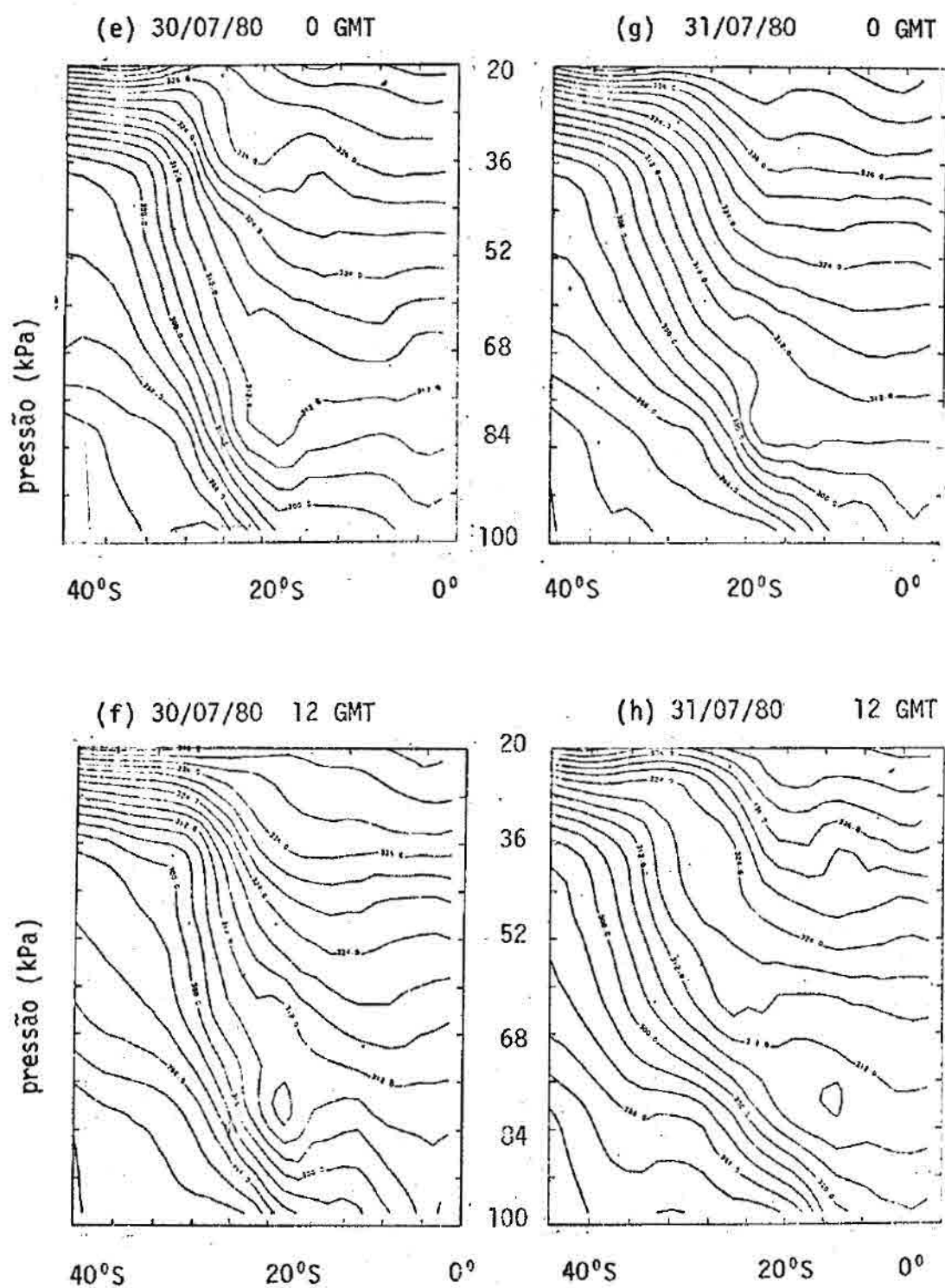


Fig. 4.12 - Conclusão.

A sequência da Figura 4.10 mostra o deslocamento da crista ($u > 0$) para latitudes menores e o aparecimento de $u < 0$ na baixa troposfera relacionados, respectivamente, ao sistema frontal Z e ao anticiclone A3.

A Figura 4.11 confirma a posição da rampa frontal de Z relacionada na baixa troposfera com $\xi < 0$ e do A3 com $\xi < 0$. A barotropia inicial dá lugar à baroclinia que se acentua no decorrer da sequência e permite ver o sistema Z ($\xi < 0$) deslocar-se da esquerda ($44,6^\circ$ S) para a direita ($19,6^\circ$ S). A3 se desloca de 35° S a $28,7^\circ$ S.

A Figura 4.12 retrata a rampa frontal Z pelo campo de θ , seu desenvolvimento, deslocamento e variação da inclinação com a sequência. Observa-se que na fase de desenvolvimento (até o dia 30) há uma massa de ar frio junto à superfície deslocando-se do sul para o norte e, ao mesmo tempo, na baixa e média troposfera há uma massa de ar quente vinda em sentido contrário, fazendo com que as isotermas fiquem mais apertadas em 100 kPa do que nos níveis acima, dentro da zona frontal. Esta configuração retrata um caso normal de frontogênese, que concorda com a descrição de Sanders (1955), permitindo avaliar a posição de frente na carta sinótica (subjéiva) da superfície. Na baixa troposfera ela ainda dá idéia de estabilidade (instabilidade) termodinâmica pelo gradiente vertical de θ . O deslocamento da rampa frontal se faz do sul para o norte até a latitude de 20° S no final da série e com a inclinação (1/300) maior que no início (1/200). No dia 31 observa-se que o sistema frontal torna-se quase horizontal na baixa troposfera, o que indica que já se encontra na fase de oclusão.

Para concluir o Capítulo 4, vale dizer que também a seção vertical confirma que a frontogênese da baixa-média troposfera desempenha um papel fundamental no desenvolvimento dos sistemas de escala sinótica na América do Sul.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

Entre duas regiões onde se localizam intensos anticiclones define-se o colo ou sela onde o campo de deformação é costumeiramente forte e, se a distribuição de temperatura for favorável, aí poderão ser geradas zonas de forte gradiente térmico que levam à formação de frentes. Uma dessas regiões é o centro-sul da América do Sul como se vê pela distribuição climatológica da vorticidade relativa.

Um estudo climatológico dos efeitos frontolíticos e frontogenéticos dos campos de deformação horizontal e divergência na baixa troposfera sobre a parte do globo compreendida entre 45°N e 45°S é feito e nele verifica-se que as bem conhecidas regiões frontogenéticas do Hemisfério Norte (HN), leste das Montanhas Rochosas e área do Mar do Japão, no outono e inverno são reproduzidas satisfatoriamente. No Hemisfério Sul (HS) vê-se que a parte sul da América do Sul é fortemente frontogenética. Uma linha orientada de noroeste para sudeste passa através do Estado do Rio de Janeiro e divide as regiões de frontogênese a sudoeste e frontólise a nordeste. Isto concorda com a experiência sinótica diária de que as frentes, em seu deslocamento para nordeste, geralmente tendem a se enfraquecer após passarem pelo Rio de Janeiro e de que os sistemas ciclônicos provenientes do oceano Pacífico tendem a desenvolver bandas frontais sobre o norte e leste da Argentina. As bandas de frontogênese e frontólise no Hemisfério Sul são alinhadas de noroeste para sudeste, concordando com as orientações observadas na maioria das grandes bandas de nuvens, inclusive a bem conhecida zona de convergência do Pacífico Sul. A função frontogenética sobre a Patagônia é mais forte no verão, em contraste com as situações norte-americanas e do Mar do Japão.

No trabalho de Rao e Hada (1987) demonstra-se que o trimestre mais chuvoso nas Regiões Sudeste e Sul (exceto no extremo sul do Rio Grande do Sul) é dezembro-janeiro-fevereiro. Diante deste fato e dos resultados deste trabalho, pode-se afirmar que esse regime de precipitação também é afetado pela frontogênese na Patagônia e subsequente des

locamento para nordeste das bandas frontais, as quais provocam chuvas intensas durante a passagem pelas regiões situadas entre a Patagônia e o sudeste do Brasil.

Os campos cinemáticos e a função frontogenética são calculados para um caso ocorrido de formação de frente sobre a Região Sul do Brasil com duração de quatro dias entre 28 e 31 de julho de 1980. Os resultados obtidos mostram que os valores significativos da função frontogenética aparecem antes e durante a formação da banda frontal. Estes valores são positivos no próprio local onde a nebulosidade é mais compacta e a sudoeste os valores são negativos. A orientação das faixas frontogenéticas, de noroeste para sudeste, confirma a orientação desta frente, concordando com a climatologia, e demonstra que o papel da deformação horizontal é fundamental no diagnóstico de frontogênese de baixa troposfera. No dia a dia de um centro de Análise e Previsão do Tempo deve-se estar atento às intensidades e orientação do campo de deformação.

A seção vertical mostra que há um deslocamento de massa de ar quente de norte para sul na média e baixa troposfera e de massa de ar frio do sul para norte junto à superfície, fazendo com que o processo frontogenético seja confirmado pelo estreitamento das isentrópicas. No final da sequência do campo de temperatura potencial vê-se que a rampa frontal se torna quase horizontal com o ar mais quente acima do ar mais frio situado junto à superfície. Este fato caracteriza uma frente em estágio de oclusão ou dissipação (frontólise).

Como as frentes são fenômenos transientes, elas não se sobressaem nas cartas climatológicas. Mas, se existem lugares preferidos pela frontogênese, eles devem também aparecer em cartas médias mensais e anuais. No cálculo da função frontogenética é usada a temperatura do bulbo seco, mas seria mais correto usar a temperatura virtual para levar em conta os efeitos da umidade na distribuição de densidade.

Até o presente momento não foi possível encontrar na literatura meteorológica nenhum trabalho a respeito de frontogênese climatológica, dentro da escala semiglobal exposta nesta dissertação. Portanto, pode-se afirmar que esta linha de pesquisa é inédita.

Os dados usados no presente trabalho são restritos a $\pm 48^\circ$ de latitudes como fronteiras norte e sul e cobrem apenas um período de 7 anos, em grade de 5° de malha. Aconselha-se que sejam usados dados para períodos maiores e em grade mais densa ($2,5^\circ$ de malha, por exemplo), porque os efeitos de meso-escala que ocorrem dentro de uma dimensão transversal da zona frontal passariam a ser mais facilmente percebidos. É recomendável também que se expandam as fronteiras norte e sul para latitudes altas, porque a frontogênese é essencialmente caracterizada como fenômeno de altas e médias latitudes.

Seria interessante também investigar a frontogênese sobre o oceano, principalmente em áreas de correntes quentes onde já se sabe que aconteceram casos de ciclogênese explosiva; por exemplo os estudos por Rogers e Bosart (1986).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBRICHT, M.D.; RECKER, E.E.; REED, R.L.; DANG, R. The diurnal variation of deep convection and inferred precipitation in the central tropical Pacific during January-February, 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 113(10):1663-1680, 1985.
- ANDERSON, R.K. 1983. Severe storm satellite signature. Image Analysis for Aviation Applications. In: *World Meteorological Organization RA III/IV Training course on the management and application of meteorological satellite data*. São José dos Campos, WMO/INPE., 1983. p. C.3.
- ARKIN, P.A. The relationship between interannual variability in the 200 mb tropical wind field and the southern oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 110(10):1393-1404, 1982.
- BERGERON, T. Über die dreidimensional verknüpfende wetteranalyse, *Geofys. Publik.*, 5(6):1-111, 1928. Apud Petterssen (1940).
- CAVALCANTI, I.F. de A. *Casos de intensa precipitação nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil no período de inverno de 1979 a 1983*. São José dos Campos, INPE, 1985 (INPE-3743-RPE/498).
- CLIMANÁLISE. São José dos Campos, INPE, V2, nº 1-6, 1987.
- EADY, E. Long waves and cyclonic waves, *Tellus*, 1(3):33-52, 1949.
- FINDLATER, Y. A major low-level air current near the Indian ocean during the northern summer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 95(406): 362-380. 1969.
- GANDIN, L.S. *Objective analysis of meteorological fields*. Jerusalem, Israel Program for Scientific Translations, 1963, 242 p.
- HALTINER, G.J.; MARTIN, F.L. *Dynamical and physical Meteorology*. New York, NY, McGraw-Hill, 1957, 470 p.
- HOLTON, J.R. *An Introduction to dynamic meteorology*. New York, NY, Academic, 1979.
- HOSKINS, B.J.; BRETHERTON, F.P. Atmospheric frontogenesis models: mathematical formulation and solution, *J. Atmos. Sci.*, 29(1):11-37, 1972.

- HOSKINS, B.J. The mathematical theory of frontogenesis. In: *Annual Reviews in Fluid Mechanics*. Palo Alto, CA, *Annual Reviews*, 1982, v. 14 p. 131-151.
- KEYSER, D.; SHAPIRO M.A. A review of the structure and dynamics of of upper-level frontal zone, *Mon. Wea. Rev.*, 114(2):452-499.
- MILLER, D.B. *Global atlas of relative cloud cover 1967-70, based on data from meteorological satellites*. Washington, DC, USAFETAC, Sept. 1971.
- MILLER, J.E. On the concept of frontogenesis, *J. Meteorol.*, 5(3):169-171, 1948.
- ORLANSKI, I.; ROSS, B.; POLINSKY, L.; SHAGINAW, R. Advances in the theory of atmospheric fronts. In: *Advances in Geophysics*. Orlando, FL, Academic, 1985, v. 28b, p. 223-252.
- PETTERSSSEN, S. *Weather analysis and forecasting*, New York, NY, McGraw-Hill. 1^a ed. 1940.
- 2^a ed. 1956, v.1.
- PHILLIPS, N.A. The general circulation of the atmospheric. A numerical experiment. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 82(352):123-164, 1956.
- RAO, V.B.; HADA, K. Regimes de precipitação no Brasil. *Comunicação Pessoal* a Luiz Fernando de Mattos, São José dos Campos, 30 de julho de 1987.
- RATISBONA, L.R. The Climate of Brazil. In: Schwerdtfeger, W., ed. *World survey of climatology*. Madison, WISC, Elsevier Scientific, 1976, v. 12, p. 219-293.
- ROGERS, E.; BOSART, L.F. An investigation of explosively deepening oceanic cyclones. *Mon Wea. Rev.*, 114(4):702-718, 1986.
- SANDERS F. An investigation of the structure and dynamics of an intense surface frontal zone. *J. Meteorol.*, 12(6):542-552, 1955.
- STONE, P.H. Frontogenesis by horizontal deformation fields, *J. Atmos. Sci.*, 23(5):455-465, 1966.
- UCCELLINI, L.W.; JOHNSON, D.R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 107(6):682-703, 1979.

- VAN LOON, H.; TALJAARD, J.J. Synoptic meteorology of the southern hemisphere. In: Newton C.N. *Meteorology of the southern hemisphere*. Boston, MASS, AMS, 1972. p. 139-211. (Meteorol. monogr. 13)
- WHITTAKER, L.M.; HORN, L.H. Northern Hemisphere extratropical cyclone activity for four mid-season months. *Journal of Climatology* 4(13):297-310, 1984.
- WILLIAMS, R.T. Atmospheric frontogenesis: a numerical experiment. *J. Atmos. Sci.*, 24(6):627-641, 1967.
- WILLIAMS, R.T.; PLOTKIN, J. Quasi-geostrophic frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 25(2):201-206, 1968.

BIBLIOGRAFIA COMPLEMENTAR

- BLUMEN, W. A comparison between Hoskins-Bretherton model of frontogenesis and the analysis of an intense frontal zone. *J. Atmos. Sci.*, 37(1):64-77, 1980.
- CHU, P.S.; HASTENRATH, S. *Atlas of upper-air circulation over Tropical South America*. Madison, Department of Meteorology, University of Wisconsin-Madison, May 1982.
- HESS, S.L. *Introduction to theoretical meteorology*. New York, NY, Rinehart and Winston, 1959, 362 p.
- KEYSER, D.; PECNICK, M.J.; SHAPIRO, M.A. Diagnosis of the role of vertical Deformation in a two-dimensional primitive equation model of upper-level frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 43(8):839-850, 1986.
- PALMEN, E.; NEWTON, C.W. Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation. *Int. Geophys. Series*, 13, 1969.
- RAMAGE, C.S.; RAMAN, C.V.R. *Meteorological atlas of the international Indian Ocean expedition*. Washington, DC, National Science Foundation, 1972, v.2.
- REED, R.J. Principal frontal zones of the Northern Hemisphere in winter and summer. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 41(11):591-598, 1960.
- SPIEGEL, M.R. *Manual de fórmulas e tabelas matemáticas*. Tradução de Chioccarello, R.; São Paulo, McGraw-Hill do Brasil, 1979.
- THOMAS Jr., G.B.T. *Cálculo*. tradução de Alfredo Alves de Farias, Rio de Janeiro, livro técnico, 1969.
- VAN LOON, H. A climatological study of the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere during IGY. Part I, *J. Appl. Meteorol.*, 4(4):479-491, 1965.
- WILLIAMS, R.T. A note on quasi-geostrophic frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 25(6):1157-1159, 1968.
- WILLIAMS, R.T. Quasi-geostrophic versus non-geostrophic frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 29(1):3-10, 1972.