

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA

DISSERTAÇÃO

CAMPINA GRANDE - Pb

FEVEREIRO DE 1993

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAIBA
CENTRO DE CIENCIAS E TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS ATMOSFÉRICAS
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA

SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA: UM ESTUDO DE CASO

Dissertação elaborada em
cumprimento às exigências
para obtenção do grau de
Mestre pela Universidade
Federal da Paraíba - UFPb.

ROMULO DA SILVEIRA PAZ

MESTRANDO

VALDO DA SILVA MARQUES
ORIENTADOR

MANDEL FRANCISCO GOMES FILHO
CO-ORIENTADOR



P348s Paz, Rômulo da Silveira.
Sistemas convectivos de mesoescala : um estudo de caso /
Rômulo da Silveira Paz. - Campina Grande, 1993.
18 f.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade
Federal da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia, 1993.
"Orientação : Prof. Dr. Valdo da Silva Marques, Prof.
Manoel Francisco Gomes Filho".
Referências.

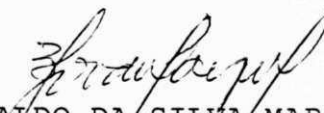
1. Mesoescala. 2. Sistema Convectivo. 3. Enchentes -
Paraná. 4. Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM). 5.
Dissertação - Meteorologia. I. Marques, Valdo da Silva. II.
Gomes Filho, Manoel Francisco. III. Universidade Federal da
Paraíba - Campina Grande (PB). IV. Título


CDU 551.515.6(043)

SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA: ESTUDO DE CASO


RÔMULO DA SILVEIRA PAZ

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 17/3/93


VALDO DA SILVA MARQUES
Orientador


MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
Co-Orientador


JOSÉ ORIBE ROCHA DE ARAGÃO
Membro


MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO
Membro

CAMPINA GRANDE
MARÇO - 1993

A

Débora, Romulo Jr.,
Daniel, Fernanda e
Deborinha

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Valdo da Silva Marques pela valiosa orientação.

Ao Professor Manoel Francisco Gomes Filho pela efetiva co-orientação.

À Diretoria de Hidrografia e Navegação, na pessoa da meteorologista Giovana Siqueira, pela colaboração.

À meteorologista Helenir Oliveira pelo apoio.

À Sra. Divanete Cruz pela atenção.

À meteorologista Débora de Araujo Paz pelas sugestões e incentivo.

RESUMO

As condições favoráveis à formação e evolução de um complexo convectivo de mesoescala (CCM) a partir das forçantes de larga escala são diagnosticadas através de um estudo de caso, referente ao episódio ocorrido entre 23 e 25 de junho de 1982, gerando enchentes no Estado do Paraná, Brasil. O ambiente sinótico e o mecanismo dinâmico responsáveis pela evolução desse fenômeno atmosférico são avaliados a partir da análise tridimensional da atmosfera através de cartas de campos meteorológicos, tais como: geopotencial, pressão à superfície, vorticidade, divergência, divergência de umidade, advecção de temperatura e advecção de vorticidade, além de diagramas termodinâmicos. Os resultados indicam que o CCM se desenvolveu como consequência do acoplamento entre a corrente de jato e um jato de baixos níveis gerado na borda do anticiclone semi-estacionário do Atlântico Sul.

ABSTRACT

The large scale conditions which favored the formation and development of a mesoscale convective complex (MCC) which caused flooding in the State of Paraná, Brazil, are diagnosed. The system lasted from 23 to 25 June 1982. The synoptic environment and dynamic mechanisms which were responsible for the evolution of the atmospheric phenomenon were evaluated by means of a three-dimensional analysis of the atmosphere through the charts of meteorological fields such as: geopotential, surface, pressure, vorticity, mass divergence, moisture divergence, temperature advection and vorticity advection, besides the thermodynamic diagrams. The results indicate that coupling between the subtropical jet stream and a low level jet formed on the outskirts of the semi-stationary South Atlantic anticyclone was crucial for MCC development.

INDICE DAS FIGURAS

Fig. 4.1	- Imagem de satélite GOES para as 00:17 TMG do dia 23/06/82.....	31
Fig. 4.2	- Imagem de satélite GOES para as 12:17 TMG do dia 23/06/82.....	32
Fig. 4.3	- Imagem de satélite GOES para as 06:17 TMG do dia 24/06/82.....	33
Fig. 4.4	- Imagem de satélite GOES para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	34
Fig. 4.5	- Imagem de satélite GOES para as 00:17 TMG do dia 25/06/82.....	35
Fig. 4.6	- Imagem de satélite GOES para as 12:17 TMG do dia 25/06/82.....	36
Fig. 4.7	- Carta sinótica de superfície para as 12:00 TMG do dia 23/06/82 (DHN).....	37
Fig. 4.8	- Carta sinótica de superfície para as 12:00 TMG do dia 24/06/82 (DHN).....	38
Fig. 4.9	- Carta sinótica de superfície para as 12:00 TMG do dia 25/06/82 (DHN).....	39
Fig. 4.10	- Campo do geopotencial no nível de 850 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	40
Fig. 4.11	- Campo do geopotencial no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	41
Fig. 4.12	- Campo do geopotencial no nível de 500 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	42
Fig. 4.13	- Campo do geopotencial no nível de 300 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	43
Fig. 4.14	- Campo do geopotencial no nível de 850	

	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	44
Fig. 4.15 -	Campo do geopotencial no nível de 700	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	45
Fig. 4.16 -	Campo do geopotencial no nível de 500	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	46
Fig. 4.17 -	Campo do geopotencial no nível de 300	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	47
Fig. 4.18 -	Campo do geopotencial no nível de 850	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.....	48
Fig. 4.19 -	Campo do geopotencial no nível de 700	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.....	49
Fig. 4.20 -	Campo do geopotencial no nível de 500	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.....	50
Fig. 4.21 -	Campo do geopotencial no nível de 300	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.....	51
Fig. 4.22 -	Advecção de Temperatura do ar no nível de 850	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	52
Fig. 4.23 -	Advecção de Temperatura do ar no nível de 700	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	53
Fig. 4.24 -	Advecção de Temperatura do ar no nível de 500	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	54
Fig. 4.25 -	Advecção de Temperatura do ar no nível de 300	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	55
Fig. 4.26 -	Advecção de Temperatura do ar no nível de 850	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	56
Fig. 4.27 -	Advecção de Temperatura do ar no nível de 700	
	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	57
Fig. 4.28 -	Advecção de Temperatura do ar no nível de 500	

	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	58
Fig. 4.29 - Advecção de Temperatura do ar no nível de 300		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	59
Fig. 4.30 - Advecção de Temperatura do ar no nível de 850		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.....	60
Fig. 4.31 - Advecção de Temperatura do ar no nível de 700		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.....	61
Fig. 4.32 - Advecção de Temperatura do ar no nível de 500		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.....	62
Fig. 4.33 - Advecção de Temperatura do ar no nível de 300		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.....	63
Fig. 4.34 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 850		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	64
Fig. 4.35 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 700		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	65
Fig. 4.36 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 500		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	66
Fig. 4.37 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 300		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.....	67
Fig. 4.38 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 850		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	68
Fig. 4.39 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 700		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	69
Fig. 4.40 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 500		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	70
Fig. 4.41 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 300		
	hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.....	71
Fig. 4.42 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 850		

	hPa para as 12:00 TMB do dia 25/06/82.....	72
Fig. 4.43 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 700		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 25/06/82.....	73
Fig. 4.44 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 500		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 25/06/82.....	74
Fig. 4.45 - Advecção de Vorticidade absoluta no nível de 300		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 25/06/82.....	75
Fig. 4.46 - Divergência de Umidade específica no nível de 850		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 23/06/82.....	76
Fig. 4.47 - Divergência de Umidade específica no nível de 700		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 23/06/82.....	77
Fig. 4.48 - Divergência de Umidade específica no nível de 500		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 23/06/82.....	78
Fig. 4.49 - Divergência de Umidade específica no nível de 850		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 24/06/82.....	79
Fig. 4.50 - Divergência de Umidade específica no nível de 700		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 24/06/82.....	80
Fig. 4.51 - Divergência de umidade específica no nível de 500		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 24/06/82.....	81
Fig. 4.52 - Divergência de Umidade específica no nível de 850		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 25/06/82.....	82
Fig. 4.53 - Divergência de umidade específica no nível de 700		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 25/06/82.....	83
Fig. 4.54 - Divergência de Umidade específica no nível de 500		
	hPa para as 12:00 TMB do dia 25/06/82.....	84
Fig. 4.55 - Vorticidade absoluta no nível de 850 hPa para as		
	12:00 TMB do dia 23/06/82.....	85
Fig. 4.56 - Vorticidade absoluta no nível de 700 hPa para as		

	12:00 TMB do dia 23/06/82.....	86
Fig. 4.57 -	Vorticidade absoluta no nível de 500 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 23/06/82.....	87
Fig. 4.58 -	Vorticidade absoluta no nível de 300 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 23/06/82.....	88
Fig. 4.59 -	Vorticidade absoluta no nível de 850 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 24/06/82.....	89
Fig. 4.60 -	Vorticidade absoluta no nível de 700 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 24/06/82.....	90
Fig. 4.61 -	Vorticidade absoluta no nível de 500 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 24/06/82.....	91
Fig. 4.62 -	Vorticidade absoluta no nível de 300 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 24/06/82.....	92
Fig. 4.63 -	Vorticidade absoluta no nível de 850 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 25/06/82.....	93
Fig. 4.64 -	Vorticidade absoluta no nível de 700 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 25/06/82.....	94
Fig. 4.65 -	Vorticidade absoluta no nível de 500 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 25/06/82.....	95
Fig. 4.66 -	Vorticidade absoluta no nível de 300 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 25/06/82.....	96
Fig. 4.67 -	Divergência horizontal no nível de 850 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 23/06/82.....	97
Fig. 4.68 -	Divergência horizontal no nível de 700 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 23/06/82.....	98
Fig. 4.69 -	Divergência horizontal no nível de 500 hPa para as	
	12:00 TMB do dia 23/06/82.....	99
Fig. 4.70 -	Divergência horizontal no nível de 300 hPa para as	

	12:00 TMG do dia 23/06/82.....	100
Fig. 4.71 -	Divergência horizontal no nível de 850 hPa para as	
	12:00 TMG do dia 24/06/82.....	101
Fig. 4.72 -	Divergência horizontal no nível de 700 hPa para as	
	12:00 TMG do dia 24/06/82.....	102
Fig. 4.73 -	Divergência horizontal no nível de 500 hPa para as	
	12:00 TMG do dia 24/06/82.....	103
Fig. 4.74 -	Divergência horizontal no nível de 300 hPa para as	
	12:00 TMG do dia 24/06/82.....	104
Fig. 4.75 -	Divergência horizontal no nível de 850 hPa para as	
	12:00 TMG do dia 25/06/82.....	105
Fig. 4.76 -	Divergência horizontal no nível de 700 hPa para as	
	12:00 TMG do dia 25/06/82.....	106
Fig. 4.77 -	Divergência horizontal no nível de 500 hPa para as	
	12:00 TMG do dia 25/06/82.....	107
Fig. 4.78 -	Divergência horizontal no nível de 300 hPa para as	
	12:00 TMG do dia 25/06/82.....	108
Fig. 4.79 -	Diagrama aerológico de Curitiba do dia	
	24/06/82 às 12:00 TMG	109
Fig. 4.80 -	Diagrama aerológico de Curitiba do dia	
	25/06/82 às 00:00 TMG.....	110
Fig. 5.1 -	Representação Esquemática dos Jatos	
	superior e de baixos níveis	113
Fig. 7.1 -	Precipitação do dia 24/06/82 para as 12:00 TMG.....	117
Fig. 7.2 -	Precipitação do dia 25/06/82 para as 12:00 TMG.....	118

INDICE

1.	Introdução.....	01
2.	Revisão Bibliográfica.....	04
3.	Metodologia.....	14
3.1	Definição do Período de Estudo.....	14
3.2	Análise das Condições Sinóticas.....	14
3.2.1	Superfície.....	14
3.2.2	Ar Superior.....	14
3.3	Campos Meteorológicos de Parâmetros Derivados.....	15
3.4	Sondagens Aerológicas e Índices de Instabilidade.....	17
3.5	Descrição dos Dados.....	18
4.	Desenvolvimento.....	21
4.1	Condições Sinóticas.....	21
4.2	Análise dos Campos de Parâmetros Derivados.....	26
4.2.1	Advecção de Temperatura do ar.....	26
4.2.2	Advecção de Vorticidade absoluta.....	26
4.2.3	Divergência de Umidade específica.....	27
4.2.4	Vorticidade absoluta.....	27
4.2.5	Divergência horizontal.....	27
4.3	Diagramas Aerológicos e Índices de Instabilidade.....	28
4.4	Considerações Gerais.....	28
5.	Considerações Finais.....	111
5.1	Conclusões.....	111
5.2	Sugestões.....	112
6.	Referências.....	114
7.1	Apêndice: Fig. 7.1 - Precipitação total de 24/6/82...	117
	Fig. 7.2 - Precipitação total de 25/6/82..	118

ABREVIATURA

CCM: Complexo Convectivo de Mesoescala
TEMP CONV: Temperatura convectiva
WBZ HT: Altitude na qual a temperatura do bulbo é 0°C
NIVEL EQ: Nível de equilíbrio.

1. INTRODUÇÃO

Durante os últimos 50 anos, progresso considerável foi alcançado na previsão de fenômenos meteorológicos de larga-escala enquanto que o entendimento sobre o comportamento dos fenômenos de mesoescala não se desenvolveu com a mesma velocidade.

Na década de 80, com o advento dos satélites geoestacionários, dos radares meteorológicos de alta potência e outros meios de observações remotas, foi dada maior atenção aos fenômenos de escalas menores que podem provocar trovoadas. Entre estes fenômenos, destaca-se o Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM). Esse sistema pode produzir condições de tempo bastante severo, provocando aguaceiro e destruição nas regiões por ele afetadas. Como resultado de seu efeito devastador, surgem graves consequências sócio-econômicas associadas a sua ocorrência, tanto pelo prejuízo material e de vidas humanas, como pela necessidade de se melhorar as condições de infra-estrutura das regiões afetadas, para minorar seus efeitos. Faz-se, portanto, necessário planificar e conseguir uma adequada prevenção deste tipo de catástrofe, o que por sua vez obriga a dispor de uma previsão meteorológica, mais confiável possível, sobre como, quando e onde se produzirão estes acontecimentos. É importante considerar que este tipo de fenômeno atmosférico tem como característica uma extrema irregularidade tanto espacial como temporal (Rivera, 1990), o que requer a utilização de técnicas modernas de previsão, bem como um aprofundamento na sua investigação científica. Por outro lado, os centros operacionais são obrigados a efetivar uma vigilância constante deste tipo de

fenômeno mediante a realização de planos operacionais especialmente adequados às singularidades destas situações.

O CCM é um tipo particularmente organizado de sistema convectivo de mesoescala que se apresenta como um extenso escudo de cirros aparentemente circular. Esse sistema se apresenta como um agrupamento de nuvens consistindo de regiões convectivas mais dispersas e menos lineares do que as linhas de instabilidade. Ocorre com maior frequência durante os meses mais quentes do ano tanto na região central dos Estados Unidos como no norte da Argentina, Bolívia, Paraguai e sul do Brasil (Velasco e Fritsh, 1987).

O primeiro modelo conceitual desses sistemas foi apresentado por Maddox (1980), utilizando imagens de satélite realçadas no infravermelho em conjunto com dados sinóticos convencionais de superfície e dados de radar. Como parâmetros para definir o sistema, ele utilizou a duração, forma e tamanho da cobertura de nuvens. Segundo os critérios de Maddox, a cobertura de nuvens com temperatura menor do que -32°C tem área maior do que 100.000 Km^2 , e a região interior mais fria do sistema com temperatura aproximada de -52°C tem área maior do que 50.000 Km^2 e ciclo de vida maior do que seis horas.

Silva Dias (1987) definiu o CCM como um conjunto de cúmulos-nimbos cobertos por densa camada de cirros que pode ser facilmente identificado através de imagens de satélite como sendo um conjunto de nuvens aproximadamente circulares e com um crescimento explosivo num intervalo de 6 a 12 horas.

Uma definição mais adequada desse sistema convectivo é apresentada por Zipser (1981): Sistemas de nuvens e de precipitação junto com sua circulação associada que inclui um grupo de cúmulos-nimbos durante a maior parte da vida do sistema. O grupo de cúmulos-nimbus deve permanecer durante as diferentes fases da vida das nuvens que o constituem e deve contribuir em algum momento para a formação de um fluxo de ar quente da troposfera superior. Ademais, as correntes descendentes de escala convectiva devem mesclar-se em algum momento para formar uma zona contínua de ar frio na baixa troposfera. Normalmente a precipitação estratiforme extensiva é proveniente do fluxo que sai evaporando-se em maior ou menor medida antes de chegar ao solo.

No presente trabalho é efetuado um estudo sinótico-dinâmico, através de técnicas de análise objetiva e análise sinótica convencional para analisar a atuação de um CCM de vida longa com enchente severa na Região Sul do Brasil durante o período de 23 a 25 de junho de 1982.

Como objetivo, este estudo pretende explorar os aspectos referentes ao ambiente sinótico relacionado com a evolução do CCM, na busca de informações que possibilitem contribuir para otimizar o prognóstico deste sistema de tempo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Da literatura especializada são relacionados diversos trabalhos que mostram os diferentes aspectos dos complexos convectivos de mesoescala.

Uccellini e Johnson (1979) investigaram as circulações transversas nas regiões de entrada e saída da corrente de jato através de simulação numérica, aplicando as equações do vento isalobárico em coordenadas isentrópicas, num estudo de caso, a fim de examinar a interação entre os jatos da baixa troposfera e da troposfera superior e o desenvolvimento de sistemas convectivos severos. Os resultados numéricos definem um ajustamento de massa de duas camadas na saída e na entrada do jato superior e mostram que: 1) um jato de baixos níveis, abaixo da região de saída do jato troposférico, está embebido na ramificação mais baixa de uma circulação indireta, 2) a intensificação da ramificação mais baixa e o desenvolvimento do jato de baixos níveis estão acoplados ao jato troposférico superior pelas duas camadas de ajustamento de massa dentro da região de saída da corrente de jato.

A componente do vento isalobárico é a principal causa para o eixo do jato de baixos níveis formar um ângulo significativo com o eixo do jato superior e o giro resultante do vento com a altura. Na região de saída, a geometria desse ajustamento combinou com ar troposférico inferior quente e úmido, à direita e à frente do jato superior e o nível do jato superior frio e seco produzido pela advecção diferencial que desestabilizou convectivamente a atmosfera. Os resultados desse

estudo de caso suportam o conceito que o desenvolvimento de condições favoráveis a formação de sistemas convectivos severos pode ser forçado pelo ajustamento de massa que acompanha a propagação de uma jato superior.

Maddox (1980) definiu um CCM como um conglomerado de nuvens de intensas trovoadas que comumente produz um escudo de cirros circular ou oval com um eixo que pode atingir de 250 a 2500 km de comprimento e duração de mais de seis horas.

Maddox (1979; 1980; 1981 a) documentou as condições atmosféricas precursoras que conduzem ao desenvolvimento de um CCM. Ele notou que na estação de verão o efeito da advecção térmica é comumente mais influenciador do que o efeito da advecção diferencial de vorticidade para introduzir os movimentos verticais necessários para uma atividade convectiva organizada. Supondo que a massa de ar possa estabelecer condições para a formação de trovoadas, no interior das áreas de advecção quente em escala sinótica, é possível determinar regiões preferenciais para o desenvolvimento da atividade do CCM. Uma dessas áreas é encontrada ao longo ou ao norte do contorno frontal orientado leste-oeste e a outra ao longo ou ao norte dos contornos do fluxo descendente das trovoadas anteriores. Essas áreas são comumente localizadas sob ou próximo à posição da crista de 500 hPa. Em muitos casos, Maddox notou que a aproximação de um cavado de onda curta fraca pôde ajudar na geração de atividade.

Uma grande quantidade de trovoadas em atividade dentro

de um CCM mantém a identidade do sistema por um período relativamente longo de tempo. Maddox também notou que a característica dominante da maturidade de um CCM é a grande extensão da circulação troposférica ascendente e envolve enorme área de precipitação. O núcleo quente desta circulação, causado pela grande quantidade de calor latente liberado, pode produzir uma mesobaixa sobre a mesoalta associada com a camada rasa de ar frio da corrente descendente da tempestade. O desenvolvimento da baixa de núcleo quente na média troposfera é acompanhado por um aumento na vorticidade relativa positiva (Rasmussem, 1979).

Maddox et. alii (1981 b) analisaram a evolução das características da troposfera superior durante o desenvolvimento de um CCM sobre o vale do Mississipi durante a noite e madrugada dos dias 24 e 25 de abril de 1973. Tais análises indicaram fortes variações de temperatura, vento e altitude da superfície de pressão, ocorridos sobre o sistema convectivo num período de apenas 6 horas. Admite-se como hipótese que o sistema convectivo é responsável por estas variações. A questão de ser as variações diagnosticadas refletem uma evolução natural de campos meteorológicos de larga escala ou são um resultado da extensão da convecção profunda é considerado utilizando duas previsões numéricas separadas produzidas pelo modelo Drexel-Ncar de equações primitivas de mesoescala. Uma previsão "seca", na qual não são permitidas nuvens convectivas, é considerada representativa da evolução do ambiente de larga-escala. Esta previsão é contrastada com uma previsão úmida que, através do uso de um modelo unidimensional de cúmulos de pluma sequencial,

inclui o efeito da convecção úmida. As diferenças entre as previsões são substanciais e as perturbações produzidas pela convecção são quase similares aos aspectos diagnosticados. Os resultados numéricos deram suporte à afirmação de que a circulação de mesoescala de caráter convectivo, associada com grandes trovoadas, podem alterar significativamente as condições ambientais da troposfera superior.

Johnston (1981) analisou núcleos de vorticidade de mesoescala induzidos por CCM e concluiu que tais fenômenos se desenvolvem aparentemente dentro de um CCM. A grande quantidade de calor latente liberado de numerosas trovoadas concentradas dentro do complexo podem produzir circulação ciclônica (mesobaixa) em níveis médios da atmosfera. Restos de nuvens, frequentemente permanecem depois da dissipação da convecção ativa dentro do CCM, são advectados com o fluxo da camada de 700-500 hPa. Isso pode ocorrer durante horas, ou mesmo dias. A circulação ciclônica referida acima, aparece dentro dos restos de nuvens que, dependendo da direção do movimento, pode iniciar novas trovoadas.

Maddox et alii (1982) usaram imagens de satélite para documentar complexos convectivos de mesoescala (CCM) ocorridos sobre os Estados Unidos durante os meses da estação quente de 1981. Estes sistemas exibiram características similares aquelas descritas na literatura aqui mencionada. No entanto, o comportamento de vários sistemas convectivos propõe questões que podem ser respondidas através de estudos detalhados. Os sistemas produziram uma variedade de tempo significativo com trovoadas e

precipitações intensas provocando enchentes. Outros sistemas convectivos, embora não enquadrados nos critérios de definição do CCM (Maddox, 1980), despertaram atenção.

Maddox (1983) apresentou um número de características distintas e indicou interações importantes de 10 (dez) CCMs com o ambiente de larga escala, usando métodos de análise objetiva. Os sistemas pareciam ser ligados a um fraco cavado de onda curta na média troposfera em progressão para leste. Inicialmente desenvolveram-se trovoadas dentro de uma região de convergência de mesoescala e o movimento ascendente aparentemente foi forçado, principalmente, pela advecção de ar quente nos baixos níveis. Eles adquiriram organização de mesoescala, enquanto se moviam para este à frente do cavado de onda curta. O aquecimento adiabático eventualmente produzia um sistema de núcleo quente na média troposfera e núcleo frio na troposfera superior. O influxo dentro da camada mais baixa da troposfera alimentou a convecção dentro de uma região caracterizada por um fluxo de massa para cima, além de produzir extensa área de precipitação. A espessura da camada aumentada dentro dessa região produziu, de forma anômala, valores altos de geopotencial na troposfera superior sobre o CCM, e intenso fluxo de ar desenvolveu-se na região onde houve um aumento do gradiente de geopotencial. O enfraquecimento ocorreu quando o sistema se moveu para leste, saindo da região de ar condicionalmente instável, causado pela advecção de ar quente nos baixos níveis. Entretanto, quando o sistema enfraqueceu, a resposta atmosférica às perturbações residuais de temperatura resultou numa intensificação do cavado

de onda curta na metade superior da troposfera.

Rodgers et álli (1983) documentaram os CCMs que ocorreram nos Estados Unidos em 1982 através de imagens de satélites realçadas no canal infravermelho. Trinta e sete sistemas convectivos de mesoescala foram identificados através dos critérios definidos por Maddox. Tal documentação oferece uma boa contribuição aos investigadores interessados neste tipo de sistema e levanta os seguintes questionamentos sobre os CCMs: Quais os acoplamentos de largaescala e de escala subsinótica que conduzem ao desenvolvimento do CCM? Como são e onde acontece as interações entre as várias escalas de movimento na formação da convecção inicial, para a evolução de um CCM? Como é a precipitação (convectiva ou estratiforme) em diferentes estágios de desenvolvimento do CCM?

Rodgers et álli (1985) usaram imagens de satélite realçadas para documentar a ocorrência de complexos convectivos de mesoescala sobre os Estados Unidos em 1983. Trinta sistemas convectivos intensos foram identificados a partir dos critérios de CCM propostos por Maddox. Estes sistemas foram responsáveis por cerca de 21 mortes, 151 feridos e centenas de milhões de dólares de prejuízos nas propriedades e colheitas. Em geral eles apresentaram características similares aos casos já documentados, porém quatro exemplos foram apresentados e discutidos para mostrar que pode ocorrer uma variedade de regimes de fluxo de ar da média troposfera, desde uma situação fortemente baroclínica na primavera, até uma situação com uma extensa crista durante o médio verão.

Leary e Rappaport (1987) descreveram o ciclo de vida e a estrutura de um CCM com relação à precipitação, registrada na rede de coleta de dados da porção do Texas durante o Programa (HIPLEX), em 8 de junho de 1980. Este CCM foi o terceiro de uma sequência de cinco sistemas convectivos de mesoescala que se formaram em associação com a zona frontal em baixos níveis. Dados de radar, de satélite, de superfície e de ar superior foram utilizados para determinar a estrutura tridimensional do CCM. O modelo de precipitação de baixos níveis apresentou em sua borda leste (principal) uma linha, orientada na direção norte-sul, de células convectivas intensas, possuindo estrutura e características termodinâmicas e cinemáticas típicas de uma linha de instabilidade. Atrás da borda principal, um mínimo de refletividade definiu uma zona de transição onde as células convectivas se dissiparam. A oeste dessa zona de transição, uma extensa área de precipitação foi organizada durante o estágio de maturação do sistema, através de bandas de precipitação em forma de curva, sugerindo uma interação entre a circulação de mesoescala do CCM e a subestrutura de escala refinada do seu modelo de precipitação. O fluxo anticiclônico em 200 hPa, junto com o influxo próximo a 500 hPa sugerem movimento ascendente nas nuvens de nível médio e superior nesta região.

Silva Dias (1987) apresentou uma revisão dos estudos sobre sistemas de mesoescala relevantes para previsão de curto prazo. Referindo-se aos estudos conduzidos por Guedes e Silva Dias (1985), que analisaram casos de ocorrências de CCM na América do Sul, ela notou que os CCMs estavam imersos num

ambiente que apresentava forte advecção de ar quente e úmido no nível de 850 hPa proveniente da região Amazônica, advecção esta realizada por um jato de baixos níveis, ao norte do CCM. O acoplamento entre os jatos de baixos níveis e a corrente de jato constitui um mecanismo importante para formação do CCM.

Velasco e Fritsh (1987) documentaram através de imagens de satélite realçadas na faixa espectral infravermelha e dados de radiossondagem e convencionais de superfície, a existência e as características climatológicas de CCMs em latitudes médias da América do Sul (sul de 20°S) e na região tropical situada entre as latitudes de 20°N e 20°S, compreendendo parte das Américas do Norte e do Sul. Eles encontraram que os CCMs ocorreram aproximadamente com a mesma frequência em latitudes médias na América do Sul e na América do Norte. As características dos CCMs da América do Sul, em sua maioria, são similares aquelas dos CCMs dos EUA. A mais notável diferença entre os CCMs da América do Norte e da América do Sul, é que os últimos são, em média sessenta por cento maiores do que os CCMs nos EUA. Além disso, para a grande população de CCM de latitudes médias da América do Sul, mesmo número de CCMs de baixas latitudes foram encontrados. Em geral, ambas as populações de CCM, tropical e de latitudes médias foram noturnos e continentais. Dos sistemas que ocorreram sobre a água, uma fração significativa desenvolveu-se dentro de tempestades tropicais. Grandes populações de CCMs ocorreram em cada uma das áreas de latitudes médias fisiograficamente similares da América do Norte e da América Sul, onde um jato noturno frequentemente se desenvolve. Poucos CCMs se

desenvolveram sobre a bacia do Rio Amazonas ou sobre o sudeste dos EUA, ainda que ambas essas áreas exibissem grande quantidade de atividade convectiva profunda. Um dos dois anos de dados investigados foi um ano de "El Niño". Durante esse período, o número de sistemas de latitudes médias da América do Sul foi mais do que o dobro do número do ano em que não houve "El Niño". Além disso, vários CCMs formaram-se sobre a água anormalmente aquecida ao longo da costa peruana.

McAnelly e Cotton (1989) analisaram dados horários de precipitação para 122 casos de CCM, selecionados de junho a agosto, 1977 a 1983 (Estados Unidos), e escolhidos entre aqueles que apresentaram uma conformidade com o ciclo de vida típico a partir de observação de imagens de satélite no espectro infravermelho. Na média, estes sistemas produziram um volume de precipitação de 3,46 Km^3 durante seu ciclo de vida, sobre uma área de 320.000 km^2 com uma altura média de 10,8 mm. Uma análise estatística das características dessa precipitação, derivou individualmente para cada caso, proporcionando uma estimativa da variabilidade entre os sistemas para CCMs típicos de verão. Uma comparação de vários subsistemas da amostra revela algumas tendências interessantes: 1) sistemas menores e menos organizados tendem a ser mais secos do que CCMs de tamanho similar mais organizados; 2) sistemas grandes produziram mais precipitação do que os menores; 3) Os sistemas grandes tenderam a produzir mais precipitação na parte oriental da região de domínio da amostra do que na parte ocidental, diferentemente dos pequenos sistemas; 4) os sistemas de leste,

pequenos e grandes, tiveram um núcleo melhor definido de precipitação intensa através de seus ciclos de vida, do que os de oeste.

Cotton et álli (1989) usaram técnicas de composição para investigar a evolução dos aspectos de escala mesoalfa de complexo convectivo de mesoescala (CCM). O estágio primitivo do ciclo de vida do CCM é caracterizado por convergência, movimento vertical ascendente e aquecimento na baixa troposfera. Quando o CCM amadurece, o nível de pico da corrente ascendente e o aquecimento deslocam-se para a troposfera superior. O sistema se completa com divergência máxima e vorticidade anticiclônica na troposfera superior durante a última metade do ciclo de vida. Também, o movimento vertical é ascendente nos níveis inferior e superior. Isto ocorre porque o CCM é uma forma de sistema convectivo inercialmente estável cujo raio excede o raio de deformação de Rossby.

Scolar e Figueiredo (1990) analisaram condições de larga escala que favorecem a formação e propagação de complexos convectivos de mesoescala na América do Sul. Concluíram que tais sistemas formam-se à leste de centros de baixa pressão em superfície numa extensa área dominada por convergência de umidade e núcleos máximos de advecção quente, além de jatos de baixos níveis no escoamento de norte.

3. METODOLOGIA

3.1 Definição do período de estudo

A definição do período de estudo foi efetuada a partir da análise de imagens de satélite geostacionário GOES na banda infravermelha do espectro de energia. Estabeleceu-se o tempo decorrido entre a formação e o decaimento do CCM, que foi identificado a partir de critérios definidos por Maddox (1983). A identificação do CCM foi efetuada de forma qualitativa, tendo em vista as dificuldades técnicas de atender rigorosamente os critérios definidos no modelo conceitual de Maddox. Com base nisso, efetuou-se uma análise tridimensional da atmosfera sobre a região onde o sistema se desenvolveu.

3.2 Análise das condições sinóticas

3.2.1 Superfície

A análise de superfície foi realizada com base nas cartas sinóticas das 12:00 TMG, elaboradas pelo Serviço de Meteorologia da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha. A análise das imagens de satélite e do campo de precipitação também contribuíram para definir as condições sinóticas de superfície.

3.2.2 Ar superior

O comportamento da atmosfera em altitude foi avaliado a partir de análise sinótica convencional das cartas de geopotencial nos níveis 850, 700, 500 e 300 hPa.

3.3 Campos meteorológicos de parâmetros derivados

Os parâmetros derivados foram calculados a partir da utilização do "Modelo diagnóstico de previsão de tempo" de Dias e Silva Dias (1984). Esse modelo é estruturado com base na teoria do desenvolvimento de Sutcliffe (1947) cuja expressão básica (Petterssen, 1956, p. 324) é:

$$\frac{\partial Q_0}{\partial t} = A_Q - \frac{R}{f} \nabla^2 \left(\frac{g}{R} A_T + H + S \right)$$

onde,

Q_0 - vorticidade absoluta

A_Q - advecção de vorticidade absoluta em 500 hPa

A_T - advecção de temperatura na camada de 1000/500 hPa

S - contribuição adiabática

H - contribuição diabática

f - parâmetro de Coriolis

g - aceleração da gravidade

R - constante universal dos gases

Desenvolvido para sistemas atmosféricos de latitudes médias, o modelo de Sutcliffe calcula as advecções pelo vento geostrofico. Entretanto, o modelo de Dias e Silva Dias (1984) estima os três primeiros termos do lado direito da equação anterior usando o vento observado como parâmetro básico em lugar

do geopotencial. Ele é usado tanto no cálculo das advecções quanto no cálculo da divergência. Na estruturação do modelo são usadas técnicas de análise objetiva para obtenção dos campos meteorológicos de ar superior, tanto para variáveis básicas quanto para variáveis derivadas. Dessa forma, os campos meteorológicos de ar superior são obtidos nos diversos níveis padrão da atmosfera. De fato, a utilização desse modelo restringe-se à análise dos campos meteorológicos de ar superior com a finalidade de investigar os mecanismos sinótico-dinâmicos responsáveis pela evolução do CCM.

Os campos meteorológicos derivados são calculados a partir das seguintes equações:

a) componente vertical da vorticidade absoluta,

$$Q = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f$$

b) advecção horizontal da componente vertical da vorticidade absoluta,

$$A_Q = - (\mathbf{V} \cdot \nabla_p Q) = - u \frac{\partial Q}{\partial x} - v \frac{\partial Q}{\partial y} - v \frac{\partial f}{\partial y}$$

c) divergência horizontal de umidade,

$$D_q = (\nabla_p \cdot q\mathbf{V}) = \frac{\partial}{\partial x}(qu) + \frac{\partial}{\partial y}(qv)$$

d) divergência horizontal de massa,

$$D = \nabla_p \cdot \mathbf{V} = - \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

e) advecção horizontal de temperatura do ar,

$$A_T = - (\mathbf{V} \cdot \nabla_p T) = - u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y}$$

onde os símbolos recebem os seguintes significados:

x - direção ao longo dos paralelos
 y - direção ao longo dos meridianos
 p - pressão
 u - componente zonal do vento
 v - componente meridional do vento
 f - parâmetro de Coriolis
 T - temperatura
 q - umidade específica
 V - velocidade horizontal
 ∇_p - operador nabla aplicado sobre uma superfície isobárica

3.4 Sondagens aerológicas e índices de instabilidade

Foram analisados diagramas termodinâmicos SkewT-LogP da estação de Curitiba nos dias 24 e 25 com o objetivo de diagnosticar o nível de instabilidade associado à evolução do CCM, através dos índices K e Showalter (SSI), estimados de acordo com as fórmulas descritas em Beneti e Silva (1986):

$$K = (T_{250} - T_{500}) + T_d - (T_{700} - T_{d700})$$

$$SSI = T_{500} - T_{r500}$$

onde,

T - temperatura do ar no nível correspondente

T_d - temperatura do ponto de orvalho

T_r - temperatura do bulbo úmido

3.5 Descrição dos dados

As informações meteorológicas usados neste estudo foram basicamente; dados sinóticos de superfície das 12:00 TMG coletados na rede de estações do INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET) e radiossondagens da América do Sul das 12:00 TMG (TABELA I), além de imagens do satélite meteorológico GOES na faixa infravermelha do espectro de energia, cedidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

TABELA I

ESTAÇÕES DE ALTITUDE DA AMÉRICA DO SUL

NÚMERO SINÓTICO	NOME DA ESTAÇÃO	PAÍS	ALTITUDE (metros)	LATITUDE (° ')	LONGITUDE (° ')
82193	Belém (SBBE)	Brasil	005	01 27	48 28
82280	* São Luiz (SBSL)	Brasil	051	02 32	44 17
82332	Manaus (SBMN)	Brasil	065	03 08	60 01
82397	* Fortaleza (SBFZ)	Brasil	026	03 46	38 36
82400	F. de Noronha (SBFN)	Brasil	005	01 27	48 28
82599	* Natal (SBNT)	Brasil	049	05 55	35 15
82678	* Floriano (SBFR)	Brasil	123	06 46	43 01
82765	* Carolina (SBCI)	Brasil	193	07 20	47 20
82900	* Recife (SBRF)	Brasil	007	08 03	34 55
82983	* Petrolina (SBPL)	Brasil	370	09 23	40 29
83229	Salvador (SBSV)	Brasil	051	13 01	38 31
83288	B. J. da Lapa (SBLP)	Brasil	440	13 01	38 31
83378	* Brasília (SBBR)	Brasil	1061	15 47	47 56
83498	Caravelas (SBCV)	Brasil	003	17 44	39 15
83612	* Campo Grande (SBCG)	Brasil	600	20 27	54 37
83650	* Trindade (SBTD)	Brasil	021	20 30	29 10
83746	* Galeão (SBGL)	Brasil	014	22 49	43 15
83780	* São Paulo (SBSP)	Brasil	795	23 30	29 10
83840	* Curitiba (SBCT)	Brasil	930	25 20	49 14
83971	* Porto Alegre (SBPA)	Brasil	056	30 01	51 13
81405	* Cayenne/Rochambeau	G. Fr.	009	04 50	52 22
80222	* Bogotá/Eldorado	Colom.	2548	04 42	74 08
80413	* Maracay/B. A. Sucre	Venez.	443	10 15	67 39

TABELA I

(Continuação)

84648	Lima/Callao Aero.Int.	Peru	013	12 00	77 07
85442	* Antofagasta/C. Moreno	Chile	122	23 26	70 28
85543	* Quintero	Chile	002	32 47	71 32
85799	* Puerto Montt	Chile	110	41 28	72 56
87047	* Salta	Argen.	1221	24 51	65299
87155	* Resistencia	Argen.	052	27 27	59 03
87344	* Cordoba	Argen.	474	31 19	64 13
87576	* Ezeiza	Argen.	020	34 49	58 32
87715	* Neuquen	Argen.	270	38 57	68 08
87748	Comte. Espora B. A.	Argen.	074	38 44	62 10
87860	* Comodoro Rivadavia	Argen.	046	45 47	67 27

* - estação com dados

4. DESENVOLVIMENTO

Neste capítulo são discutidas as imagens de satélite, as análises da pressão reduzida ao nível médio do mar, do geopotencial, da precipitação total diária e os campos de parâmetros derivados, diagramas termodinâmicos e os índices de instabilidade.

4.1 Condições sinóticas

A análise para o período estudado, feita a partir de imagens de satélite, cartas sinóticas de superfície, cartas de precipitação e cartas de geopotencial em diferentes níveis, revela como se comportou o ambiente sinótico durante a formação e o desenvolvimento do complexo convectivo de mesoescala (CCM).

A imagem das 00:17 Hs do dia 23, fig. 4.1, mostra um sistema frontal semi-estacionário sobre a Região Sudeste do Brasil, estendendo-se sobre o oceano Atlântico, paralelamente à costa da Região Sul do Brasil e um outro sistema frontal localizado meridionalmente sobre o centro-sul do Chile. A quase total ausência de nebulosidade sobre as Regiões Nordeste, Sudeste e parte da Região Centro-Oeste do Brasil sugere a presença do anticiclone semi-estacionário do Atlântico Sul.

Na imagem seguinte das 12:17 Hs TMG (Fig. 4.2) se observa que o sistema frontal atuando sobre o Brasil, aumentou sua atividade e deslocou-se no sentido NW/SE sobre o continente, caracterizando-se como frente quente, passando a cobrir com sua nebulosidade todo o estado do Mato Grosso do Sul e

noroeste do Paraná e apresentando uma oclusão ao largo da costa do Uruguai. A frente que se encontrava sobre o Chile deslocou-se para a parte oeste da Argentina. A partir desta imagem, observou-se um CCM formado com seu escudo de cirros e cúmulos-nimbos cobrindo a parte central do Paraná.

No dia 24, a imagem das 06:17 TMG (Fig. 4.3) mostra que a frente quente deslocou-se do continente para o oceano, aumentando sua atividade ao largo da costa da Região Sudeste do Brasil enquanto que frente fria deslocou-se no sentido oeste-leste, atuando sobre a Argentina. Comparada com a imagem anterior, esta apresenta um aumento geral da cobertura de nuvens sobre as Regiões Sudeste e Sul e, principalmente, sobre a área oceânica ao largo das mesmas. Um sistema de nuvens cirriformes é observado sobre a parte sul do Paraguai. A imagem das 12:17 TMG (Fig. 4.4) mostra o CCM em atividade máxima, com sua nebulosidade cobrindo os estados do Paraná, Santa Catarina e parte do oceano ao largo da costa desses dois estados. O sistema de nuvens cirriformes foi advectado na direção do CCM. A frente quente deslocou-se lentamente no sentido continente-oceano e a frente fria atingiu o oeste do Uruguai.

No dia 25, a imagem das 00:17 TMG (Fig. 4.5) mostra o CCM ainda ativo, com uma pequena parte da nebulosidade sobre o sudeste do Estado de São Paulo e o restante sobre o oceano ao longo da costa dos estados do Paraná e São Paulo. A frente quente apresentou pouca nebulosidade sobre o continente enquanto que sua porção oceânica e o CCM continuavam com intensa nebulosidade. A frente fria passou a localizar-se sobre a Argentina, havendo

ainda nebulosidade pré-frontal sobre o leste do Rio Grande do Sul e Uruguai. A imagem das 12:17 TMG (Fig. 4.6) mostra que a frente quente ocluiu sobre o oceano em torno de (30°S - 35°W), apresentando fraca atividade sobre o continente. A nebulosidade associada ao CCM juntou-se a da frente oclusa e a frente fria aparece meridionalmente posicionada ao longo da costa e também sobre o nordeste argentino, sul do Paraguai, oeste do Rio Grande do Sul e oeste do Uruguai.

As cartas sinóticas de superfície das 12:00 TMG, elaboradas pelo Serviço de Meteorologia da Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha (fig. 4.7 a 4.9), mostram a evolução do campo da pressão reduzida ao nível médio do mar.

No dia 23 (Fig. 4.7), observou-se a atuação do anticiclone semi-estacionário do Atlântico Sul com sua borda oeste sobre o continente, notadamente sobre a região nordeste e parte das Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Observa-se uma frente quente ativa sobre o estado de São Paulo, estendendo-se sobre o oceano ao largo da costa da região sul do Brasil e uma frontogênese sobre o Chile. O anticiclone polar apresentou-se com fraca intensidade, atuando sobre o Uruguai com centro de 1022 hPa.

No dia 24 (Fig. 4.8), anticiclone semi-estacionário do Atlântico Sul apresentou variação em relação às últimas 24 horas, mantendo sua borda oeste sobre o continente. A frente quente deslocou-se do continente para o oceano, atuando sobre o Estado de São Paulo. A frente fria apareceu deslocada no sentido oeste-

leste, posicionada meridionalmente em torno do Meridiano de 60° W sobre a Argentina. O anticiclone polar manteve-se estacionário e apresentou um enfraquecimento em relação ao dia anterior, já que sua pressão central era de 1022 hPa no dia 23.

No dia 25 (Fig. 4.9), o anticiclone semi-estacionário do Atlântico manteve sua borda oeste sobre o continente como nos dias anteriores, porém com uma pequena intensificação. O sistema frontal apresentou-se ocluso sobre o oceano em torno de (30° S - 30° W) e com pouca atividade sobre o continente.

A análise isobárica do campo de geopotencial das 12:00 TMG (Fig. 4.10 a 4.21), em diferentes níveis, fornece uma visão tridimensional do campo de movimento, mostrando suas características espaciais sobre a região de estudo, bem como sua variação temporal ao longo do período.

No dia 23, (Fig. 4.10 a 4.13), o campo de movimento apresentou um escoamento de noroeste sobre a região sudeste do Brasil, associado ao Anticiclone do Atlântico sul atuava fortemente sobre o continente até o nível de 300 hPa. Os ventos entre 20° S e 25° S sobre o Brasil, apresentaram uma gradativa intensificação com a altura, coincidindo com a presença da corrente de jato nos níveis superiores da troposfera. O escoamento na troposfera sobre a região Sul do Brasil, associado ao vórtice ciclônico localizado sobre o oceano ao largo da costa do Rio Grande do Sul, apresentou ventos fracos a moderados sobre Curitiba e Porto Alegre em 850 hPa (Fig 4.10). A partir do nível de 700 hPa (Fig. 4.11), observou-se uma intensificação do vento

com a altura sendo que a direção apresentava uma forte componente de oeste.

No dia 24 (Fig. 4.14 a fig. 4.17), o campo de vento observado apresentou uma ligeira variação em relação ao dia anterior. O escoamento de noroeste que anteriormente atingiu somente a Região Sudeste do Brasil, influenciou também o Estado do Paraná a partir do nível de 850 hPa (Fig. 4.14), intensificando-se com a altura com ventos de 55 kt sobre Curitiba em 700 hPa (Fig. 4.15), caracterizando a presença de um jato de baixos níveis. A corrente de jato superior foi observada ao sul de 20°S. Um cavado de onda curta foi observado na média troposfera próximo e a oeste da região de desenvolvimento do CCM, de acordo com o modelo descrito por Maddox (1983) (Fig. 4.5 a 4.17). Sobre o Rio Grande do Sul os ventos apresentaram-se fracos nos baixos níveis, intensificando-se a partir de 500 hPa.

No dia 25 (Fig. 4.18 a fig. 4.21), o escoamento sobre as regiões Sudeste e Sul do Brasil apresentou sensível mudança em relação ao dia anterior. O anticiclone semi-estacionário apresentou uma célula centrada sobre Brasília em 850 hPa (Fig. 4.18), atuando até a troposfera superior com o eixo inclinado para o Equador. O fluxo sobre a Região Sudeste continuou de noroeste em 850 hPa. A partir de 700 hPa (Fig. 4.19), predominou o fluxo de oeste. Persistiu a atuação do jato de baixos níveis com ventos de 55 kt e 60 kt sobre Campo Grande e Rio de Janeiro, respectivamente, no nível de 700 hPa (Fig. 4.19). Sobre a região sul do Brasil o fluxo mostrou-se fraco e variável em 850 hPa, intensificando-se a partir de 700 hPa até os níveis superiores.

era de sudoeste.

O campo de precipitação total diária (Fig. 7.1 e 7.2) exibiu, associado ao CCM, um máximo sobre o centro leste do Estado do Paraná, apresentando valores em torno de 80 mm em Curitiba no dia 24 às 12:00 TMG e 110 mm em Castro no dia 25 às 12:00 TMG.

4.2 Análise dos campos de parâmetros derivados

A análise de parâmetros derivados é efetuada tomando como referência o ponto 25°S - 50°W localizado no centro-leste do Estado do Paraná de acordo com a posição observada da formação do CCM através das imagens de satélites.

4.2.1 Advecção de Temperatura.

No dia 23, o campo de advecção de temperatura exibiu uma forte advecção quente nos níveis de 850, 700 e 500 hPa (Figs. 4.22 a 4.24) e advecção fria em 300 hPa (Fig. 4.25).

No dia 24, a advecção quente foi registrada nos níveis de 850 e 700 hPa (Figs. 4.26 e 4.27) e fria em 500 e 300 hPa (Figs. 4.28 e 4.29).

No dia 25, voltou a se repetir a situação do dia 23, ou seja, advecção quente nos níveis de 850, 700 e 500 hPa (Figs. 4.30 a 4.32) e advecção fria em 300 hPa (Fig. 4.33).

4.2.2 Advecção de Vorticidade.

O campo de advecção de vorticidade apresentou uma advecção de vorticidade anticiclônica desde o nível de 850 hPa até o nível de 350 hPa (Figs. 4.34 a 4.37) no dia 23. No dia 24, a advecção de vorticidade anticiclônica foi registrada nos níveis

de 850, 700 e 300 hPa (Fig. 4.38, 4.39 e 4.41), sendo que no nível de 500 hPa (Fig. 4.40), registrou-se a advecção de vorticidade ciclônica. No dia 25, a advecção de vorticidade persistiu anticiclônica em 850 e 700 hPa (Figs. 4.42 e 4.43), enquanto mudou de sinal em 500 e 300 hPa (Figs. 4.44 e 4.45), onde passou a ter valores anticiclônicos e ciclônicos, respectivamente.

4.2.3 Divergência de Umidade.

No dia 23, o campo de divergência de umidade exibiu valores positivos nos níveis 850 e 500 hPa (Figs. 4.46 e 4.48) e valores negativos no nível de 700 hPa (Fig. 4.47). No dia 24, o nível de 850 hPa (Fig. 4.49) apresentou valores positivos e os níveis de 700 a 500 hPa (Fig. 4.50 e 4.51) apresentaram valores negativos. No dia 25 os três níveis, 850, 700 e 500 hPa (Figs. 4.52 a 4.54) apresentaram valores positivos.

4.2.4 Vorticidade.

No dia 23, a vorticidade era anticiclônica nos níveis de 850, 700, 500 e 300 hPa (Figs. 4.55 a 4.58). No dia 24, predominou vorticidade ciclônica nos 4 níveis (Figs. 4.59 a 4.62). No dia 25, os níveis de 850, 700 e 500 hPa apresentaram vorticidade anticiclônica (Figs. 4.63 a 4.65) e vorticidade ciclônica, no nível de 300 hPa (Fig. 4.66).

4.2.5 Divergência.

O campo de divergência apresentou valores negativos em 850 hPa (Fig. 4.67), valores positivos em 700 e 500 hPa (Figs. 4.68 e 4.69) e novamente negativo em 300 hPa (Fig. 4.70), no dia

23. No dia 24, os valores da divergência em 850 e 700 hPa (Figs. 4.71 e 4.72) foram negativos e positivos em 500 e 300 hPa (Figs. 4.73 e 4.74). No dia 25, os valores foram negativos no 4 níveis (Figs. 4.75 a 4.78).

4.3 Diagramas Aerológicos e Índices de Instabilidade.

As sondagens aerológicas dos dias 24 (12:00 TMG) e 25 (00:00 TMG) da estação de Curitiba - PR (Figs. 4.79 e 4.80), analisadas no diagrama SKEW T - LOG P através do modelo desenvolvido por Miller (1986), não publicado, apresentaram instabilidade potencial durante o período considerado. A análise para o dia 23 não foi efetuada tendo em vista a ausência dos dados nos níveis significativos. Contudo, o Índice K foi calculado manualmente.

Considerando-se apenas os valores do Índice K (29 no dia 23, 33,9 no dia 24 e 30,8 no dia 25) e do Índice SSI (0,7 no dia 24 e 2,8 no dia 25), as condições de instabilidade são confirmadas, sendo mais acentuadas no dia 24.

4.4 Considerações Gerais.

As imagens de satélite indicam que a formação do CCM ocorreu no dia 23 entre os horários das 00:17 e 12:17 TMG (Figs. 4.1 e 4.2), sobre a região centro-norte do Estado do Paraná. O sistema se desenvolveu na vanguarda de uma frente quente, alimentado por um fluxo de noroeste nos baixos níveis, provocado pela ação do anticiclone semi-estacionário do Atlântico, que atuava sobre as Regiões Sudeste, Nordeste e parte da Região Centro-Oeste do Brasil, e favorecido pela posição e intensidade da corrente de jato sobre o sudeste do Brasil. O campo de

advecção de temperatura com valores positivos na baixa e na média troposfera e valores negativos na alta troposfera, aliado aos valores negativos nos campos da divergência de umidade e massa na baixa troposfera, favoreceram a instabilidade na região de ocorrência do CCM onde houve elevados totais pluviométricos, destacando-se valores de 110 e 80 mm, em Castro (83813) e Curitiba (83842), respectivamente, no Paraná, conforme situação sinótica descrita por Uccellini e Johnson (1979), Maddox (1983), Sclar e Figueiredo (1990).

Os campos de vortacidade e advecção de vortacidade com valores positivos na baixa e na alta troposfera, indicando uma intensificação do anticiclone semi-estacionário, favoreceu o deslocamento da frente quente no dia 23. Durante o seu desenvolvimento o CCM apresentou um deslocamento no sentido oeste-leste, acompanhando o deslocamento da frente quente.

No dia 24, o CCM atingiu sua intensidade máxima coincidindo com o aparecimento do jato de baixos níveis, gerado na borda do anticiclone semi-estacionário, conforme indicavam os campos de vortacidade e advecção de vortacidade dia 23. O aumento da instabilidade neste dia foi confirmado pelos valores dos campos da divergência de massa e umidade, advecção de temperatura, precipitação e o Índice K. A vortacidade e advecção de vortacidade apresentaram condições favoráveis à desintensificação do anticiclone semi-estacionário no dia 24. Neste dia, ocorreu um ligeiro deslocamento no sentido sul-norte do anticiclone semi-estacionário, diminuindo sua atuação sobre a região de atuação do CCM, como indicavam os campos de vortacidade e advecção de vortacidade no dia anterior. A frente

ocluiu sobre o oceano absorvendo o CCM, coincidindo com divergência de umidade na baixa troposfera e deslocamento da corrente de jato no sentido norte-sul, com diminuição de intensidade.

Observa-se que as condições favoráveis à formação e evolução do CCM ficam bem caracterizadas a partir da definição das forçantes de larga escala, que se revestem de importância fundamental para o seu prognóstico. Contudo, pela própria natureza da escala espacial do CCM, a qualidade da previsão depende consideravelmente do conjunto de informações meteorológicas adequadas à sua escala. Fica evidenciado que, além da advecção de temperatura e a convergência de umidade, advecção de vorticidade destaca-se na definição do modelo sinótico associado à formação desse caso específico de CCM, bem como no aspecto dinâmico sua formação.

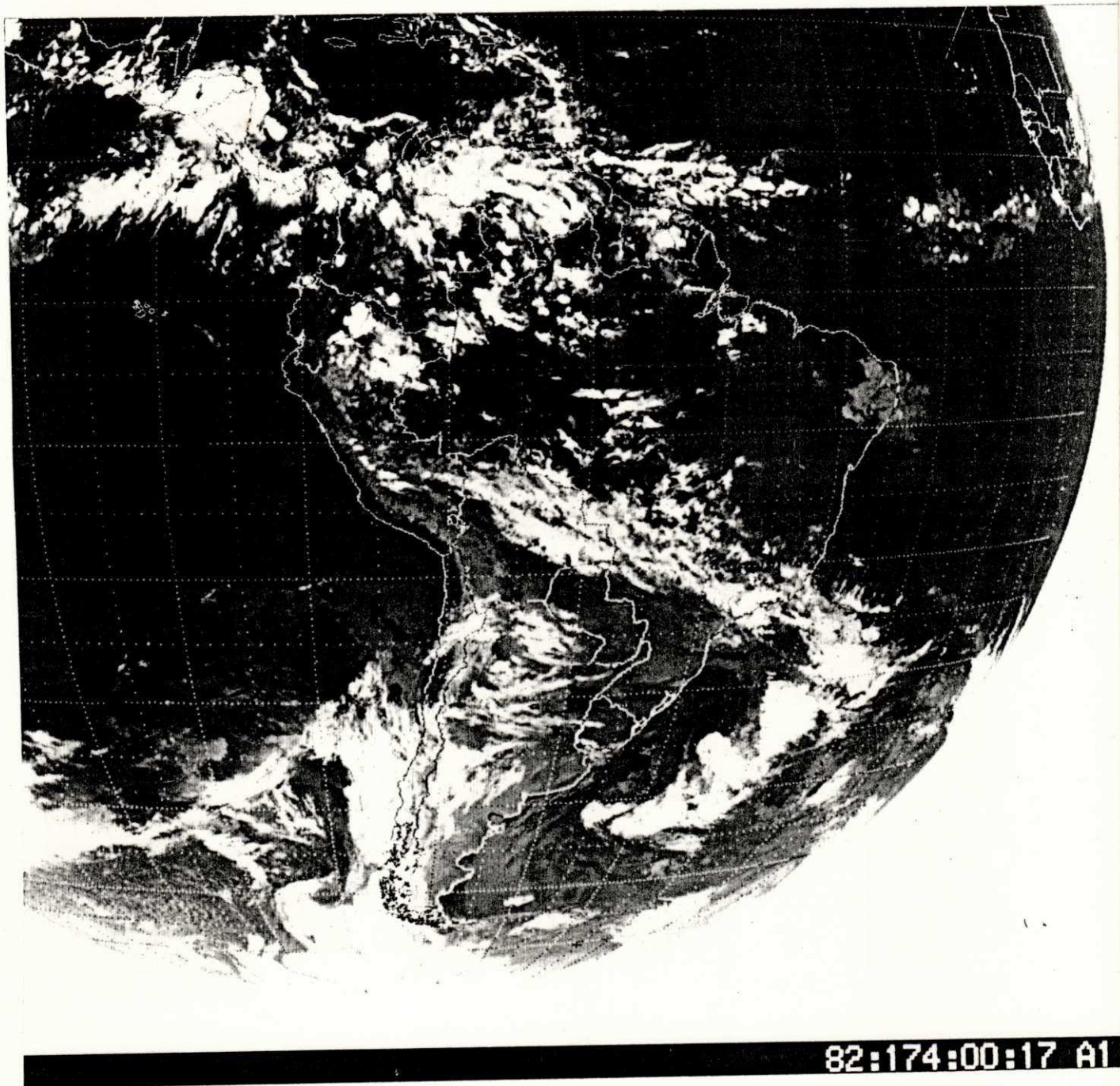


Fig. 4.1 - Imagem do satélite GOES no canal infravermelho para às 00:17 TMG do dia 23/06/82.

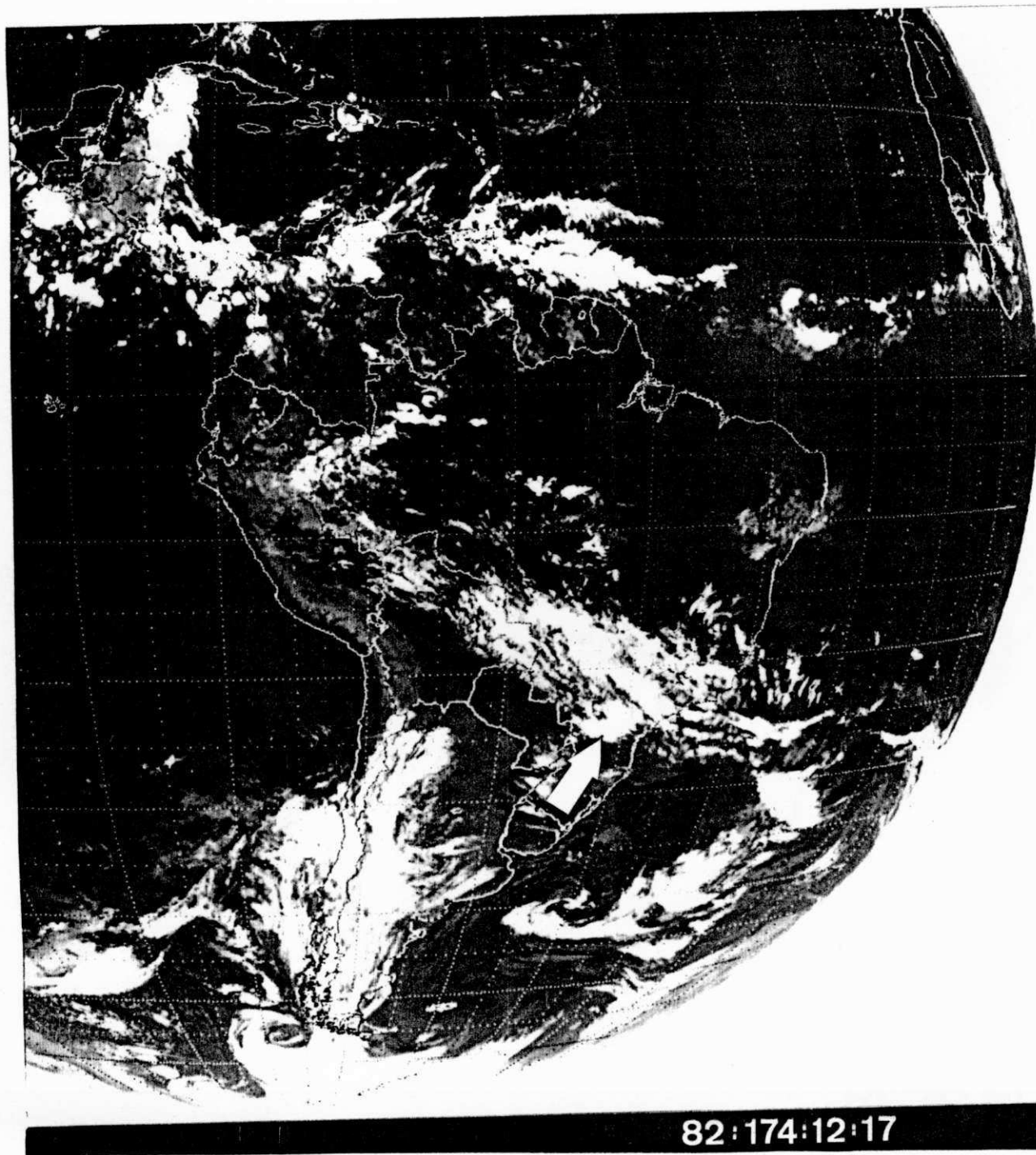
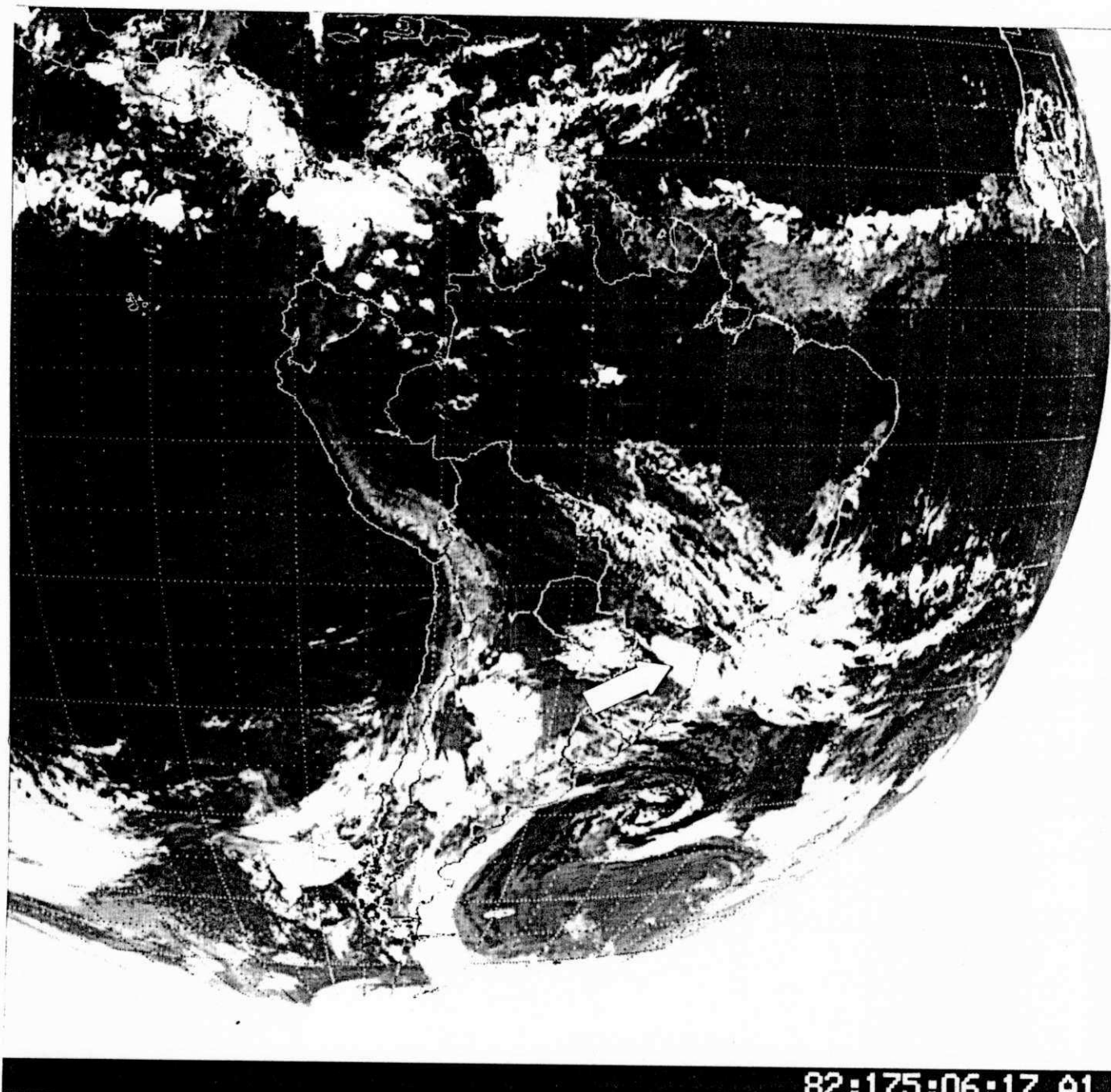


Fig. 4.2 - Imagem do satélite GOES no canal infravermelho para as 12:17 TMG do dia 23/06/82. A seta branca indica a posição do CCM.



82:175:06:17 A1

Fig. 4.3 - Imagem do satélite GOES no canal infravermelho para as 06:17 TMG do dia 24/06/82. A seta branca indica a posição do CCM.

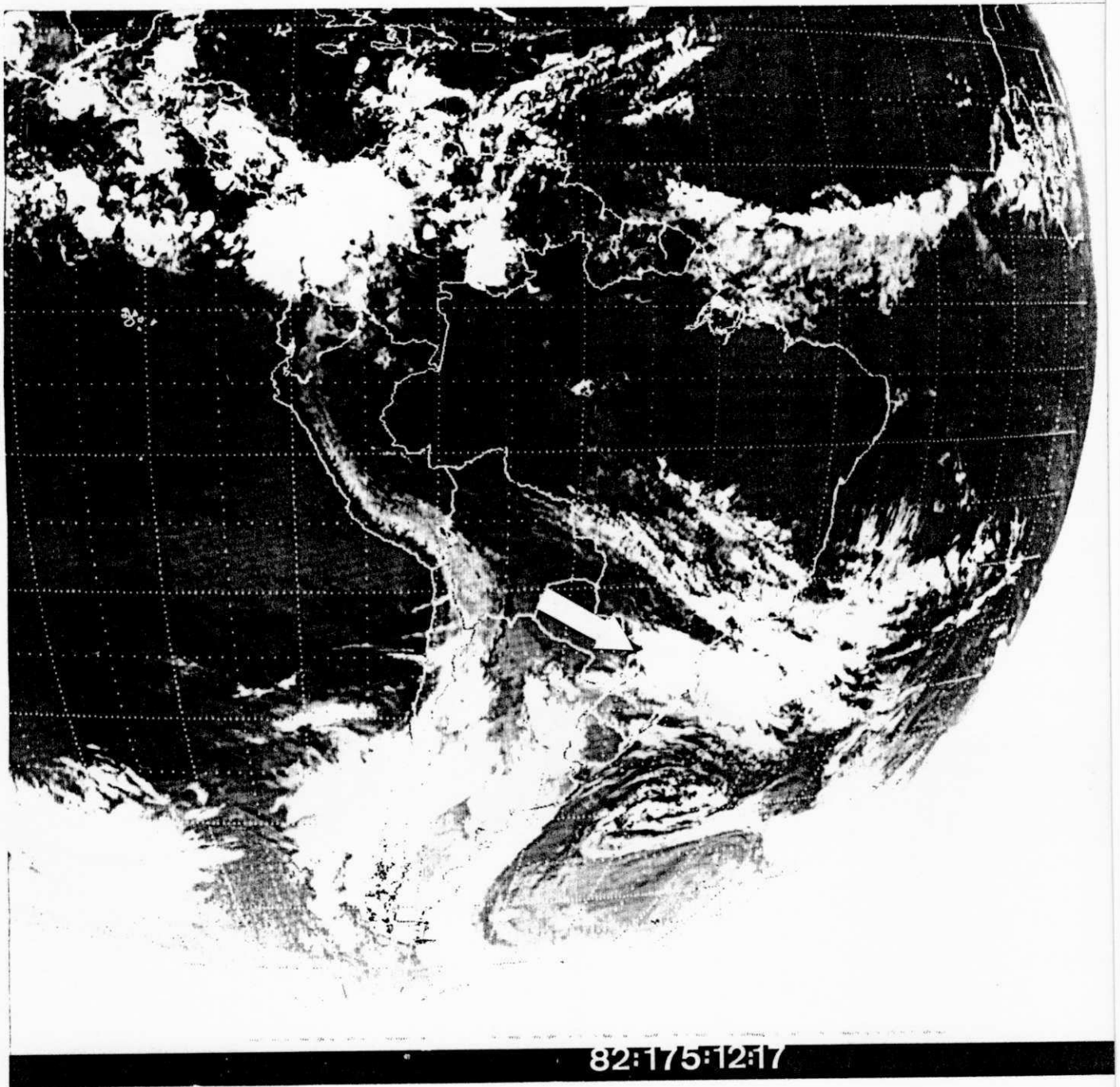
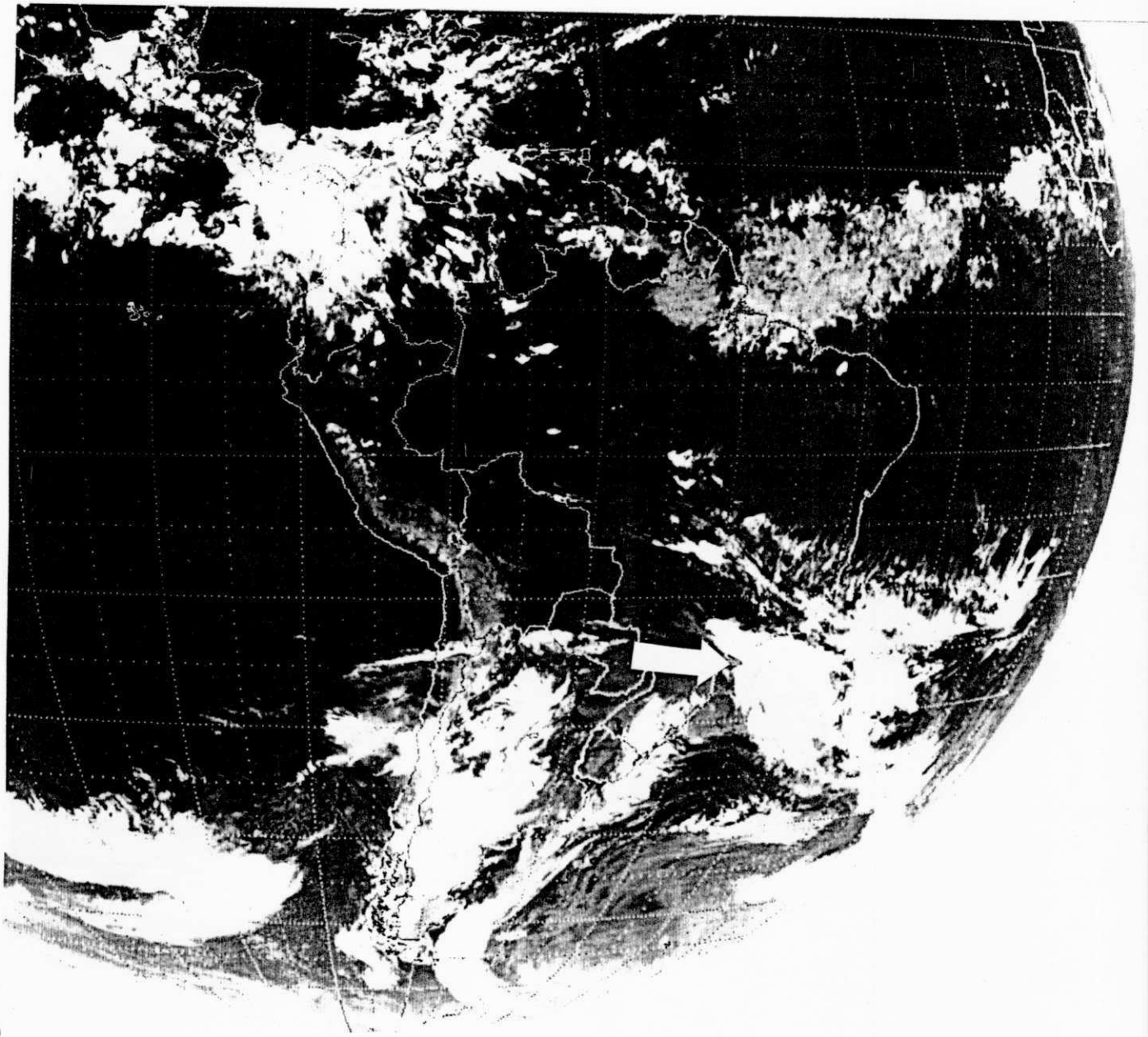


Fig. 4.4 - Imagem do satélite GOES no canal infravermelho para as 12:00 TMO do dia 24/06/82. A seta branca indica a posição do CCM.



82:176:00:17 A1

Fig. 4.5 - Imagem do satélite GOES no canal infravermelho para as 00:17 TMG do dia 25/06/82. A seta branca indica a posição do CCM.

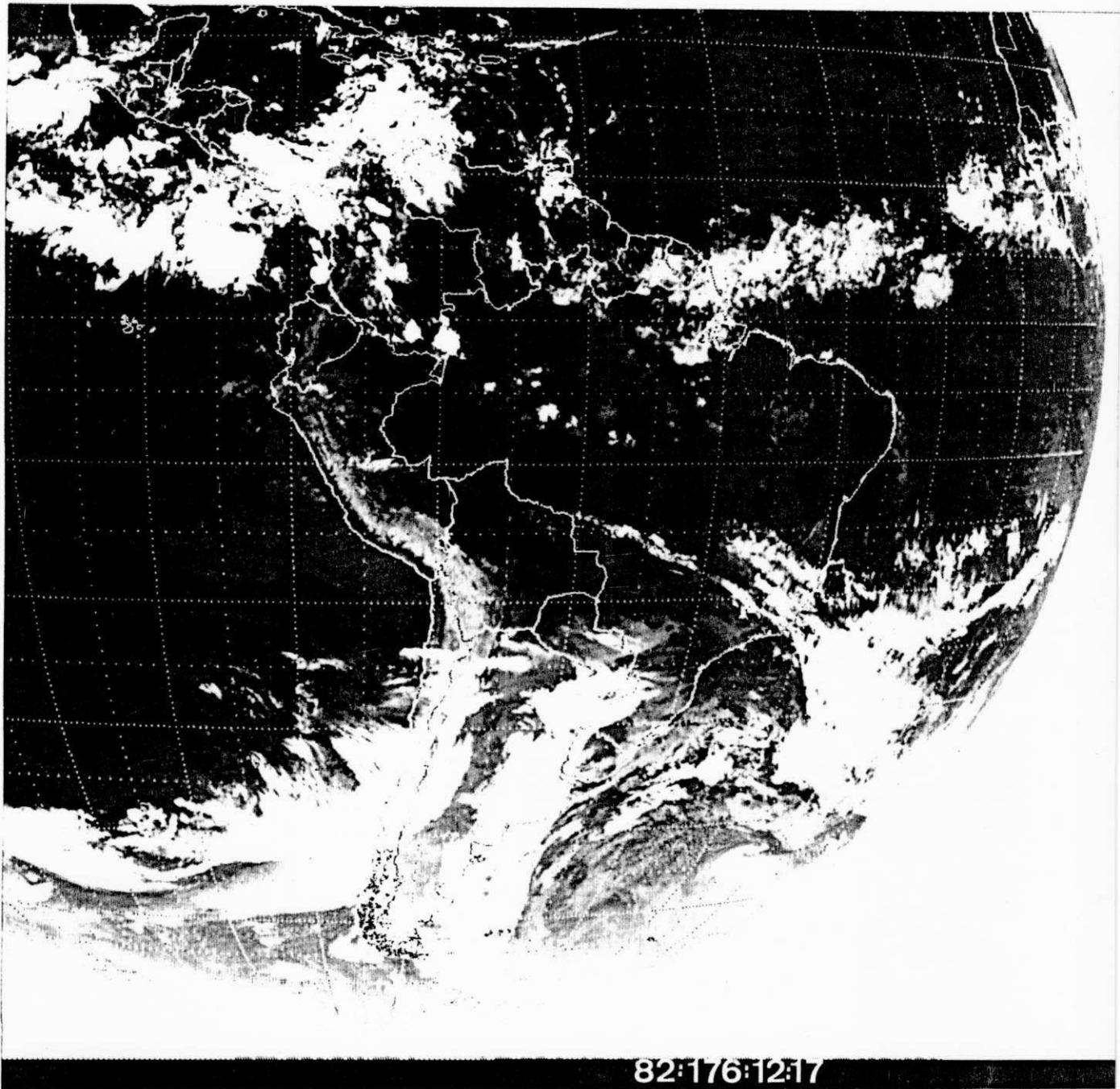


Fig. 4.6 - Imagem do satélite GOES no canal infravermelho para as 12:17 TMG do dia 25/06/82.

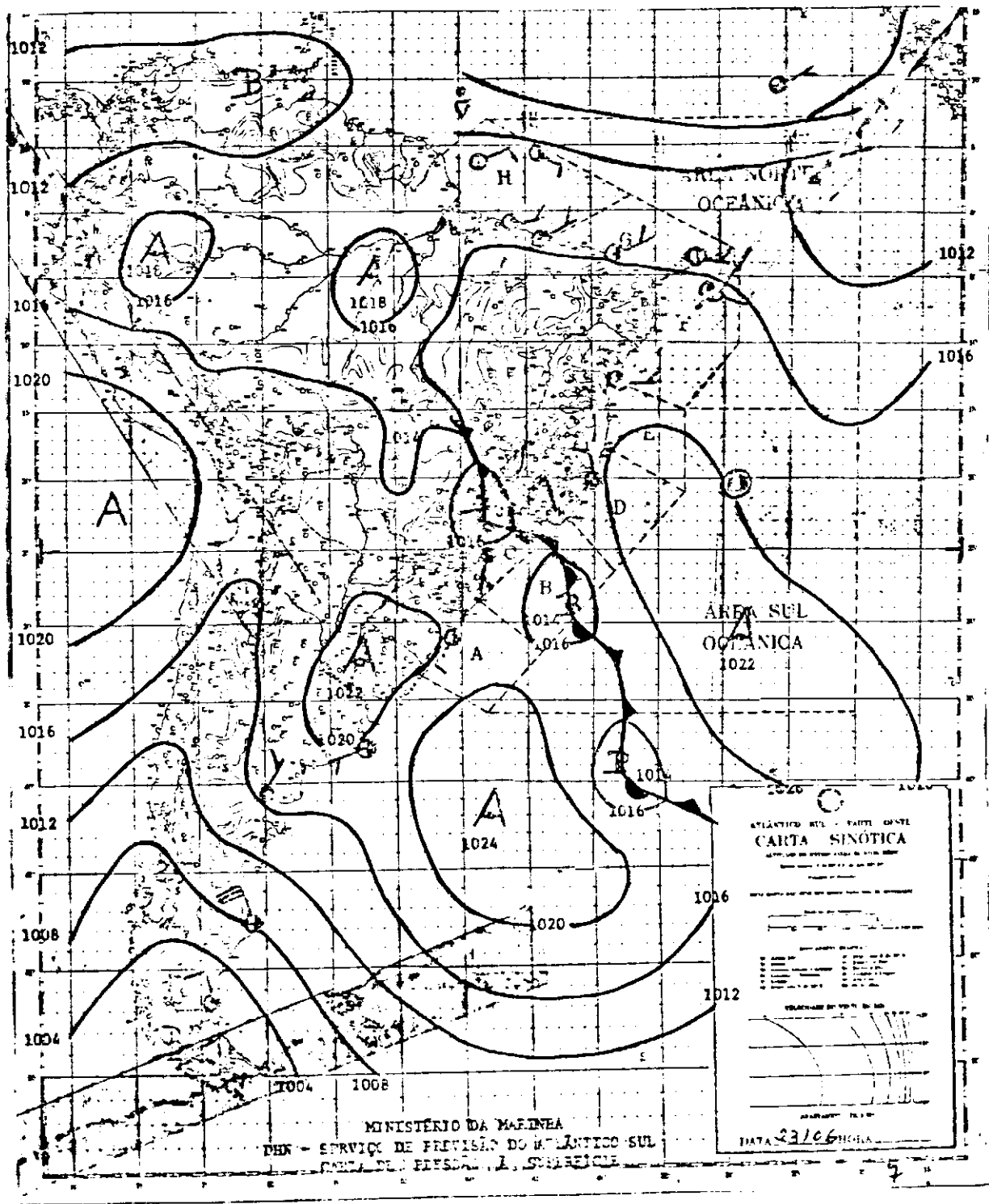


Fig. 4.7 - Carta sinótica de superfície para as 12:00 TMG do dia 23/06/82, elaborada pela Diretoria de Hidrografia e Navegação/Ministério da Marinha.

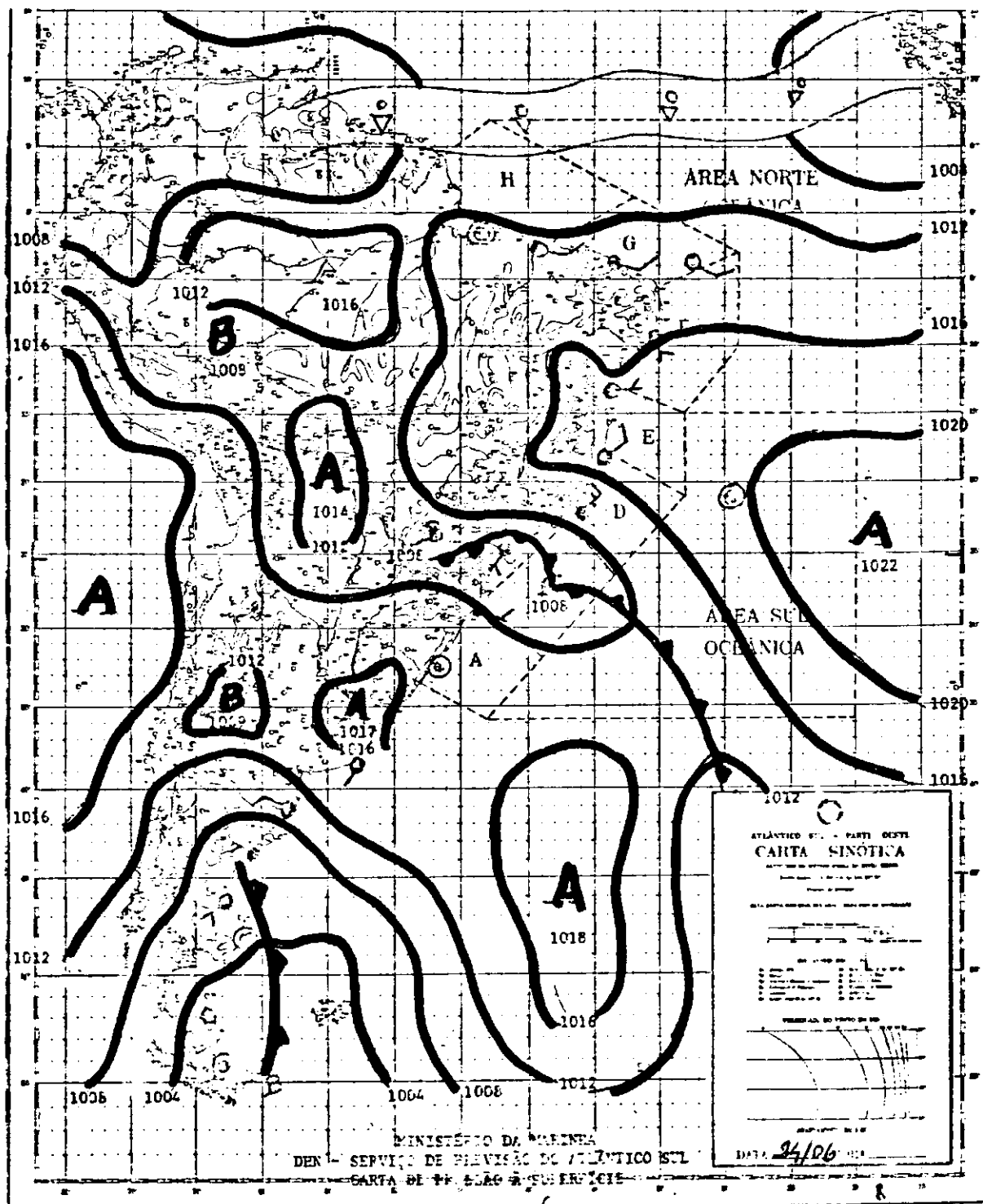


Fig. 4.8 - Carta sinótica de superfície para as 12:00 TMG do dia 24/06/82, elaborada pela Diretoria de Hidrografia e Navegação/Ministério da Marinha.

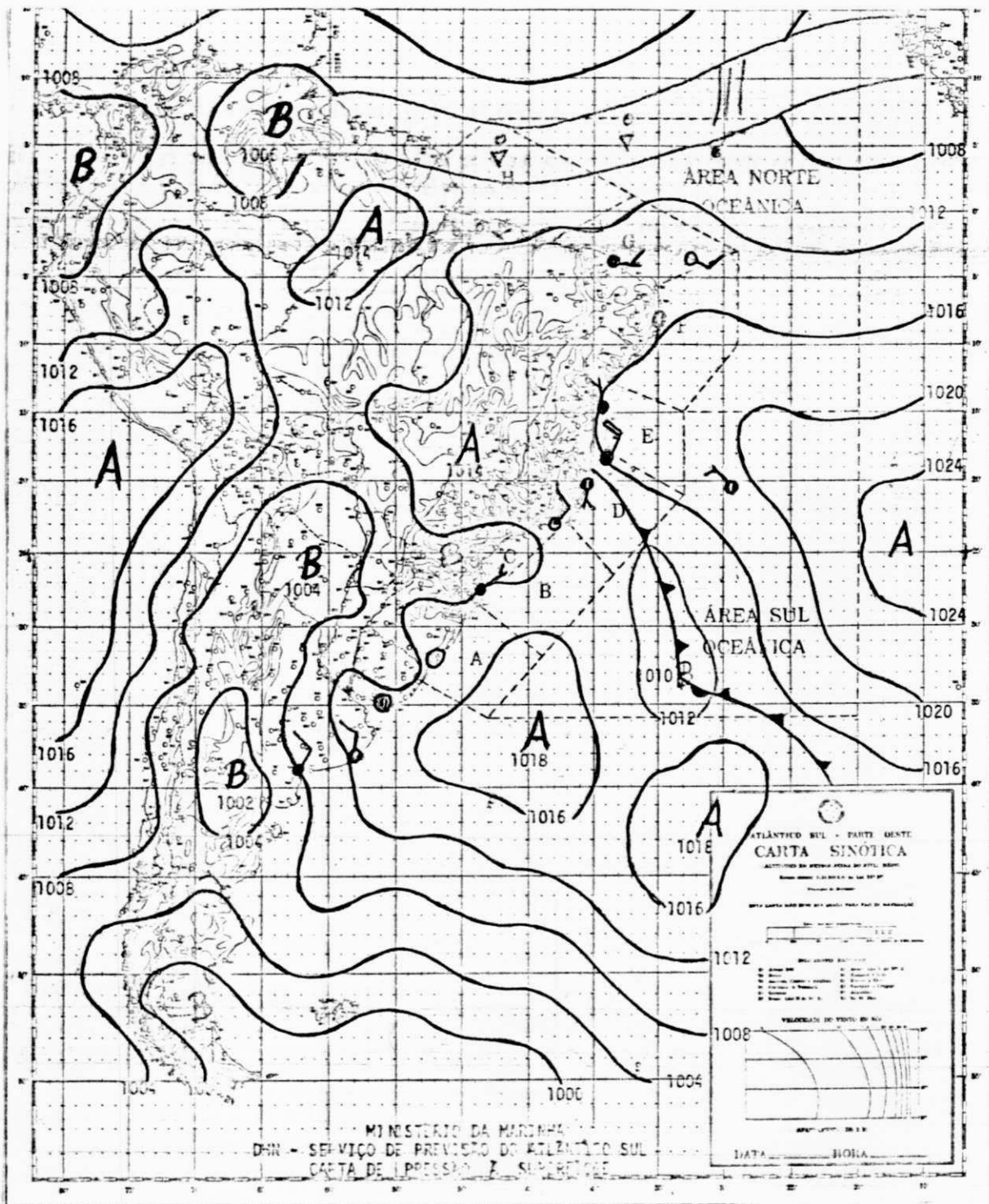


Fig. 4.9 - Carta sinótica de superfície para as 12:00 TMG do dia 25/06/82, elaborada pela Diretoria de Hidrografia e Navegação/Ministério da Marinha.

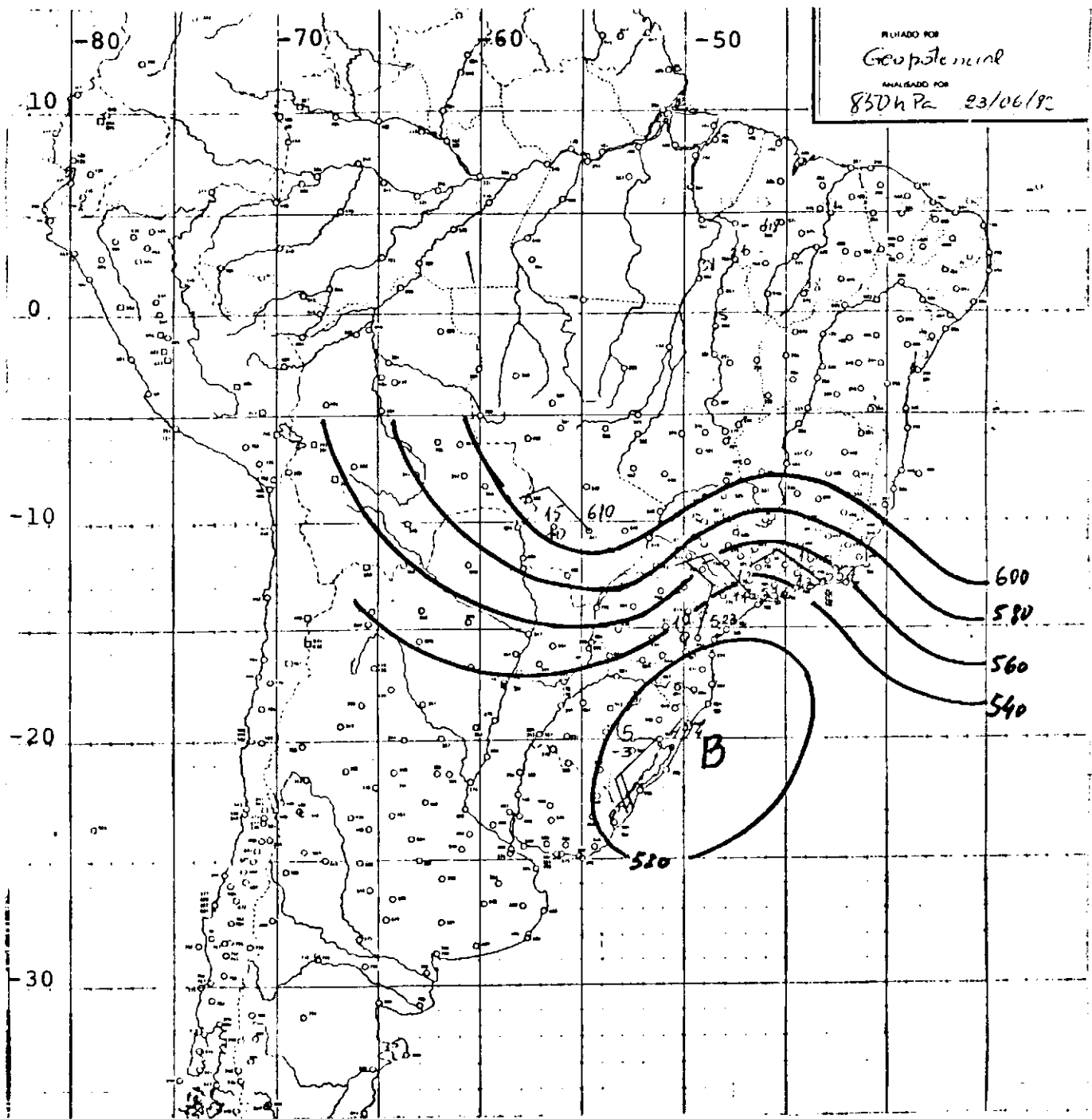


Fig. 4.10 - Campo do Geopotencial no nível de 850 hPa para as 12:00 do dia 23/06/82.

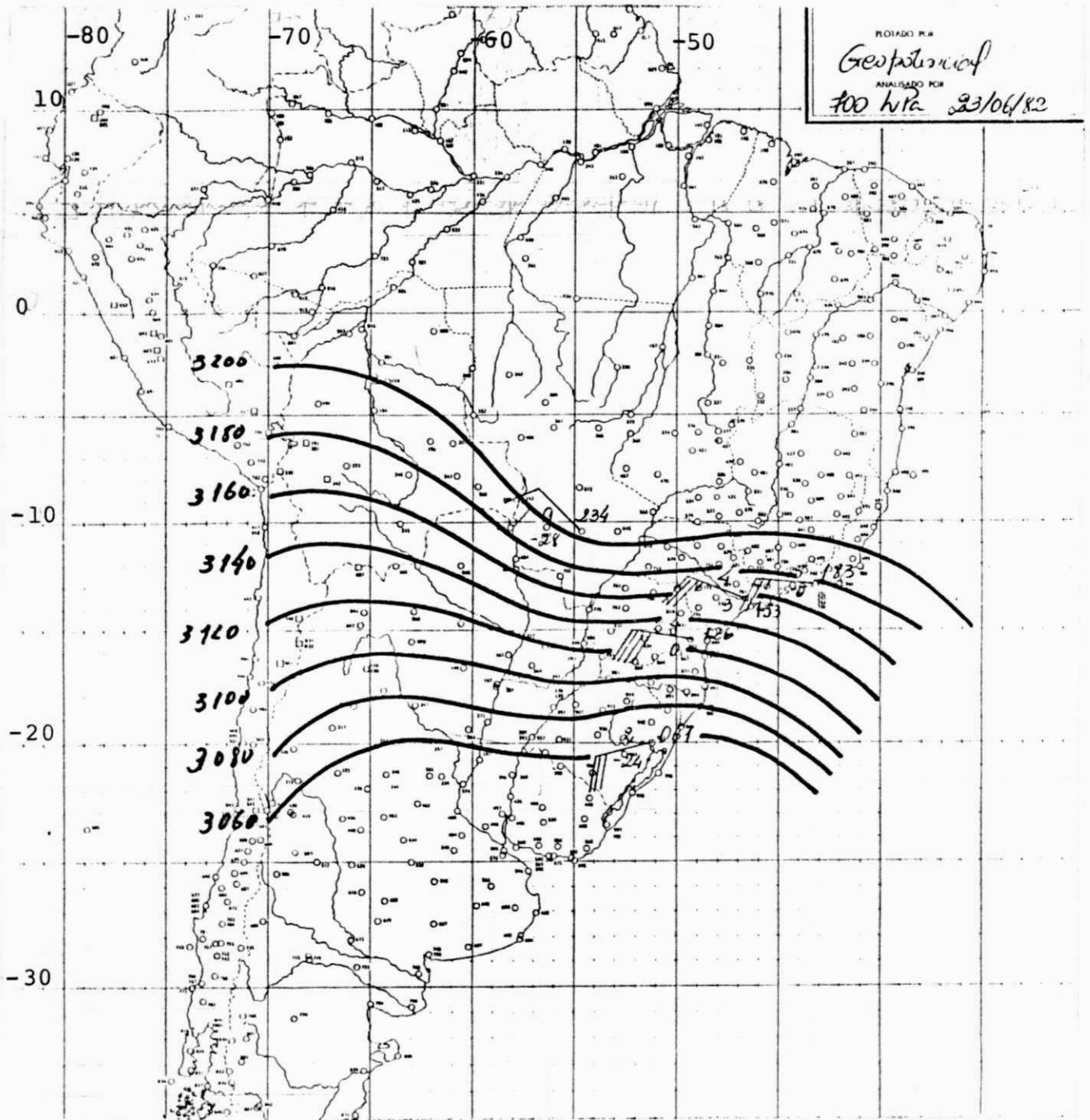


Fig. 4.11 - Campo do Geopotencial no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.

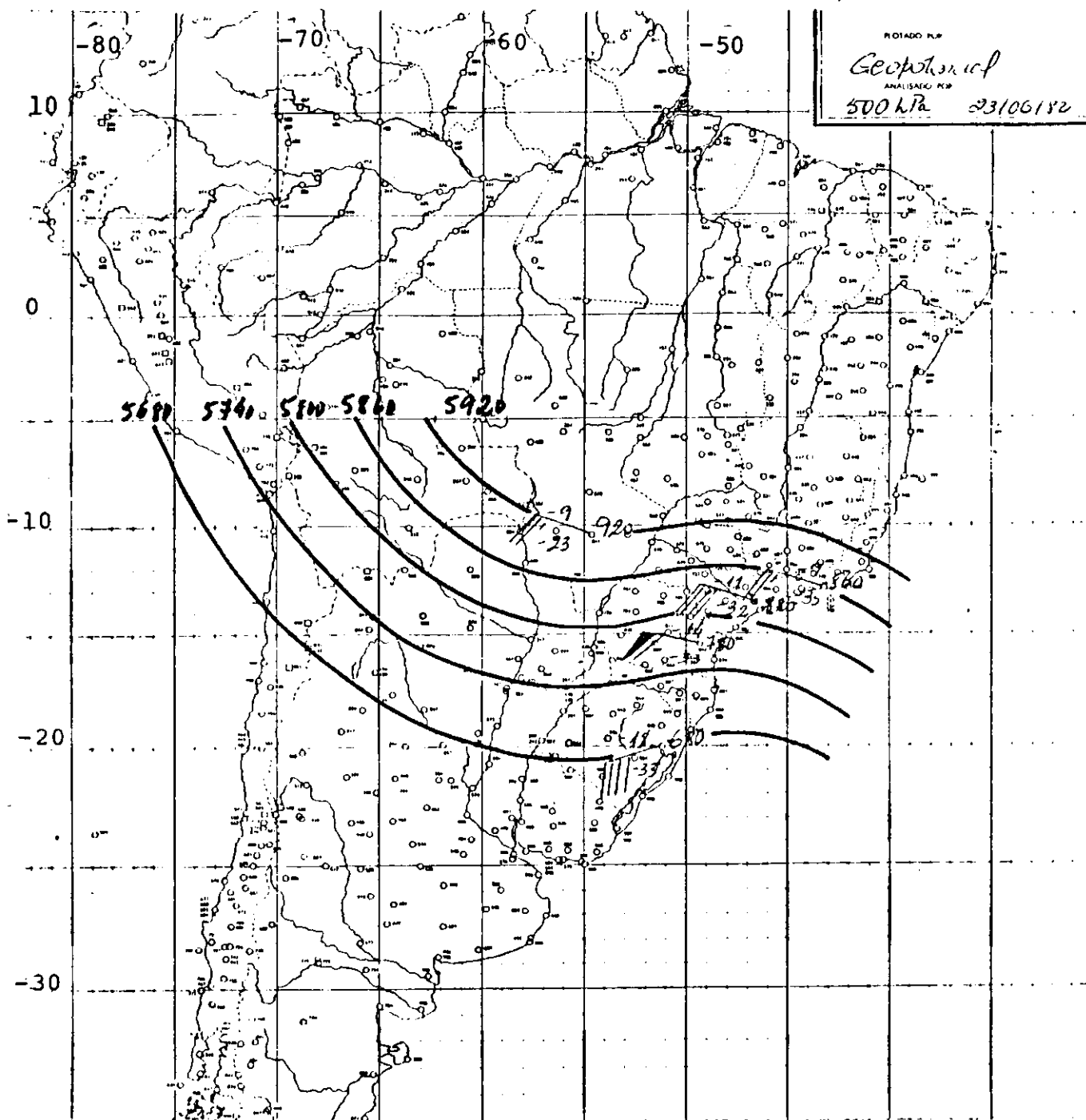


Fig. 4.12 - Campo do Geopotencial no nível de 500 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.

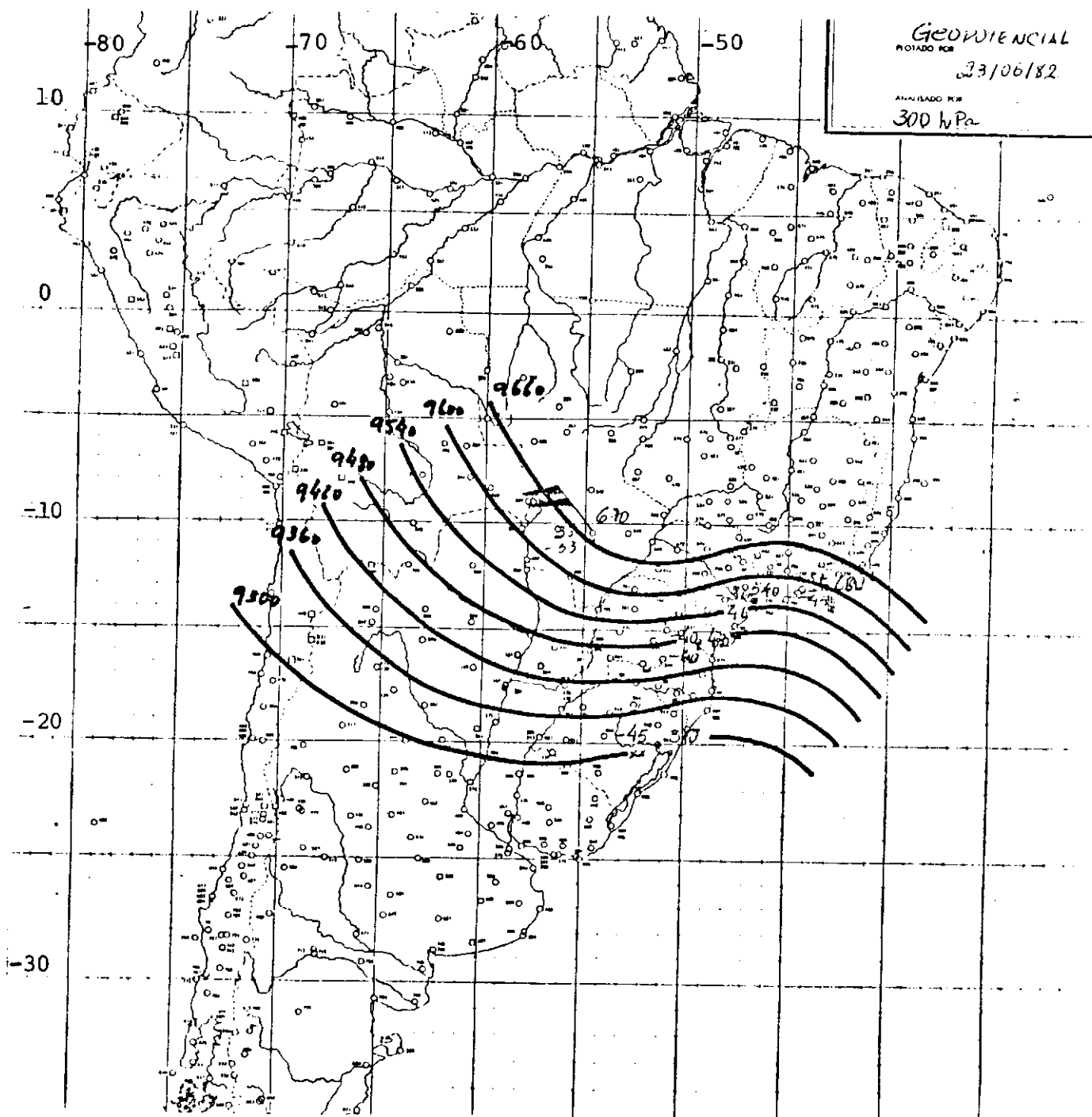


Fig. 4.13 - Campo do Geopotencial no nível de 300 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.

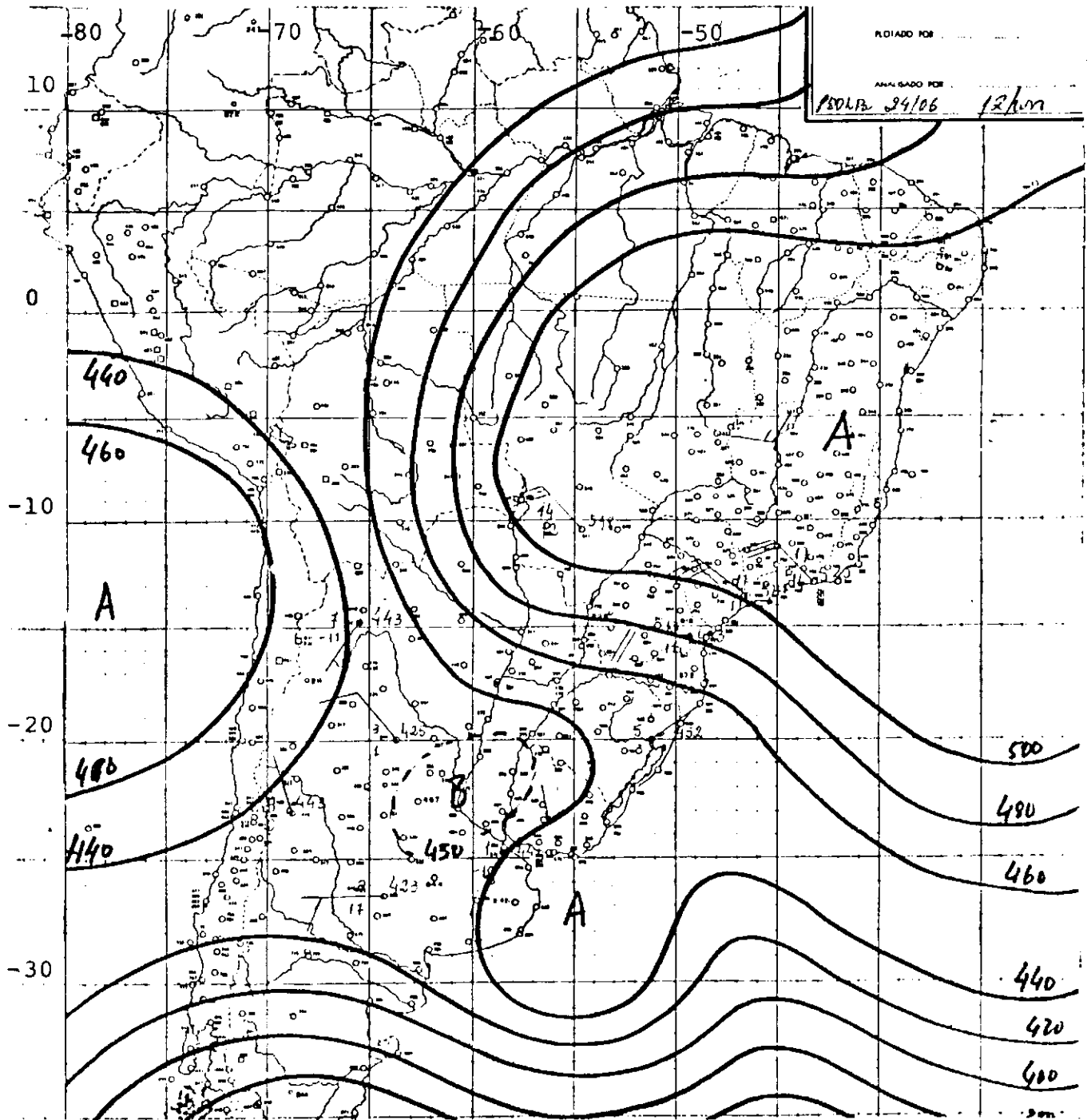


Fig. 4.14 - Campo do Geopotencial no nível de 850 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.

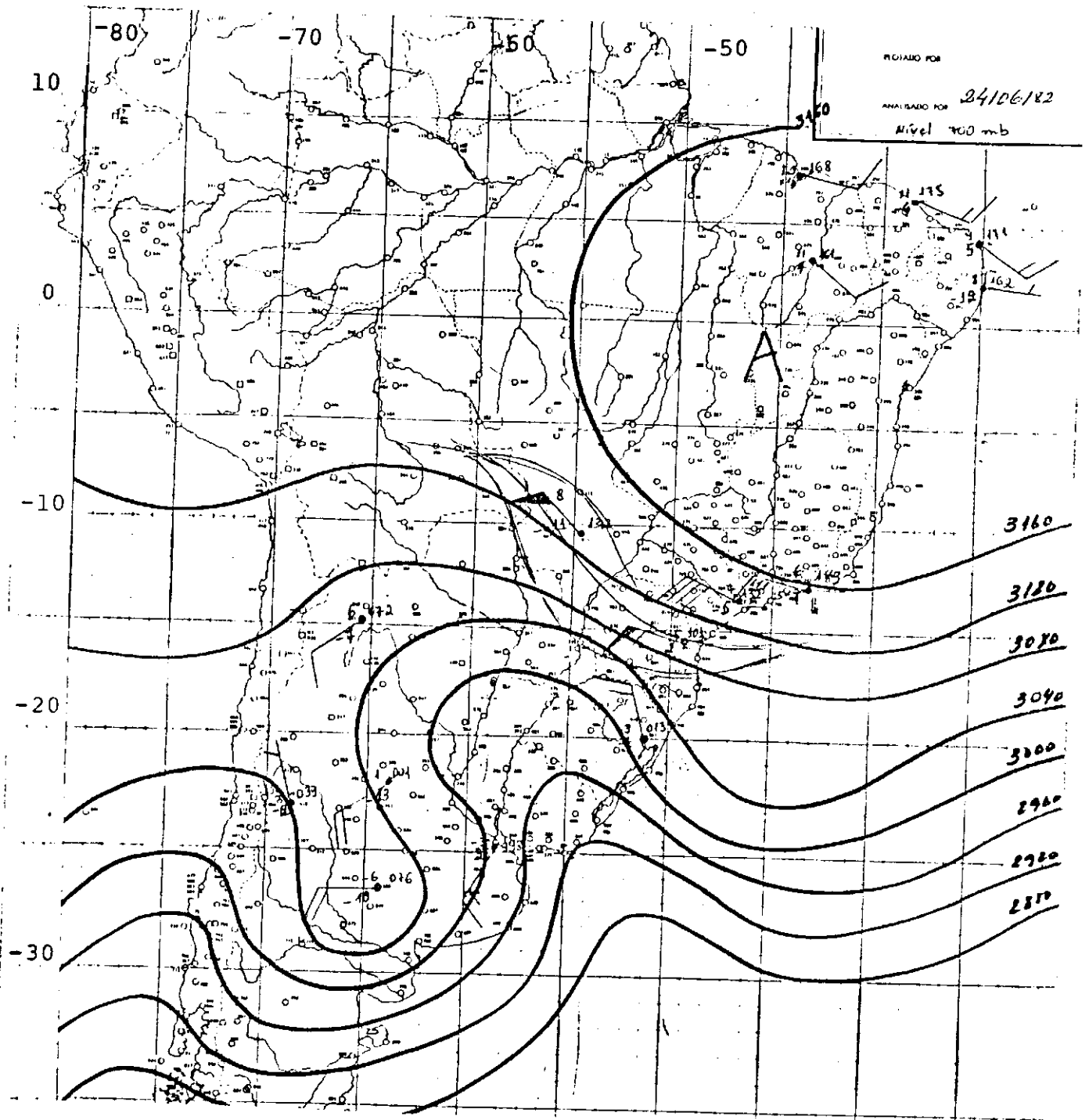


Fig. 4.15 - Campo do Geopotencial no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.

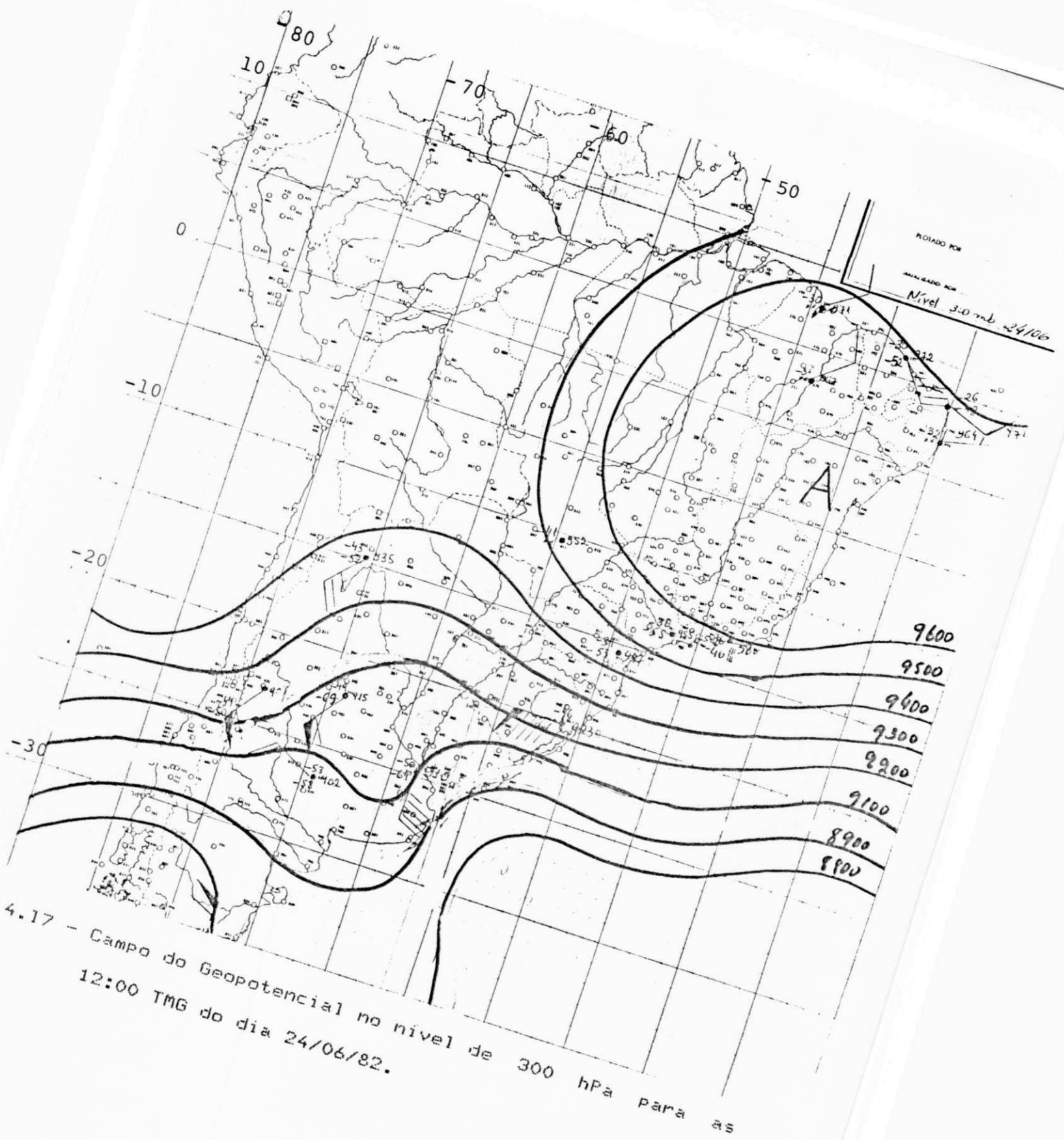


Fig. 4.17 - Campo do Geopotencial no nível de 300 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.

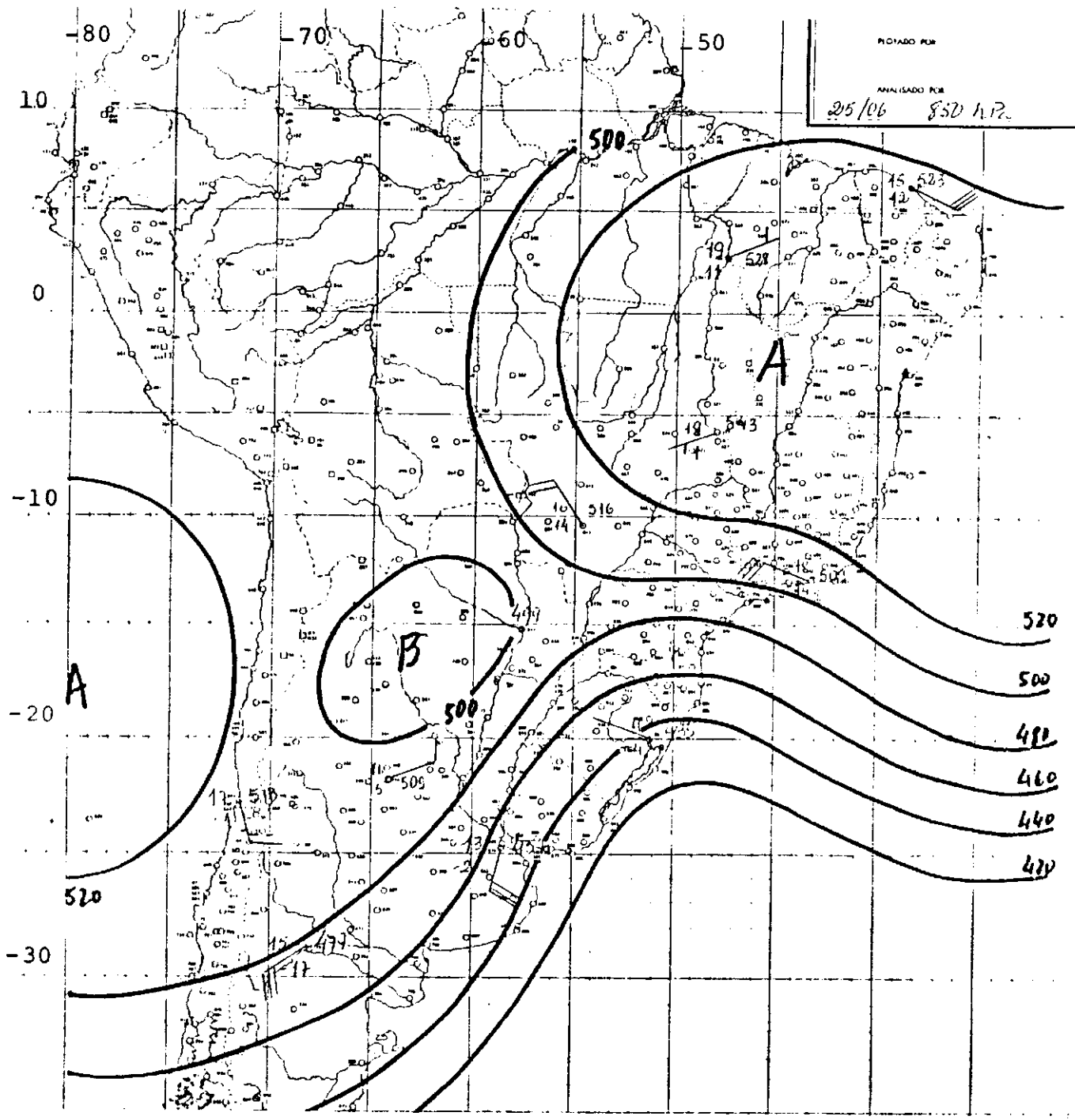


Fig. 4.18 - Campo do Geopotencial no nível de 850 hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.

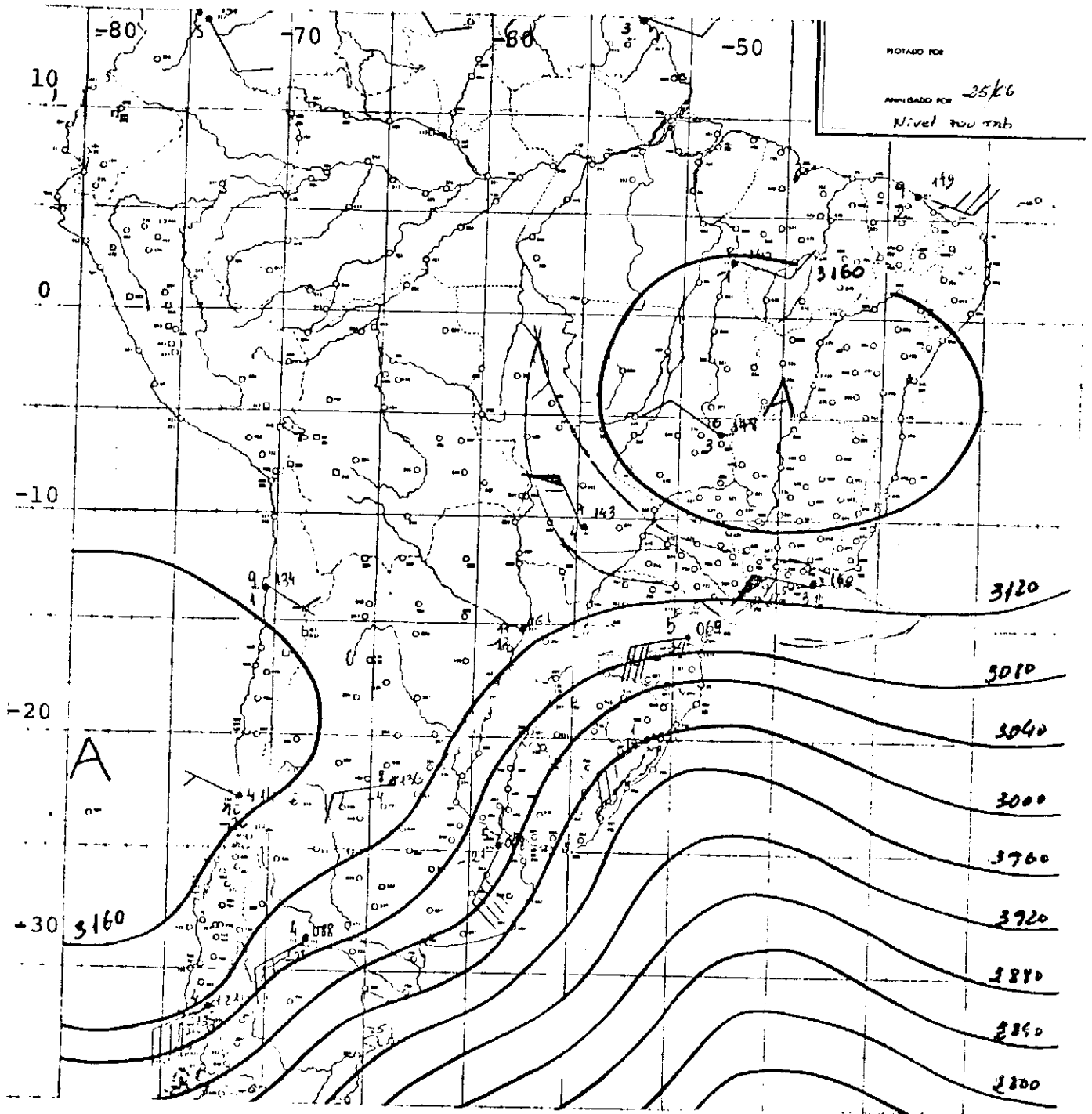


Fig. 4.19 - Campo do Geopotencial no nível de 700 para as
12:00 TMG do dia 25/06/82.

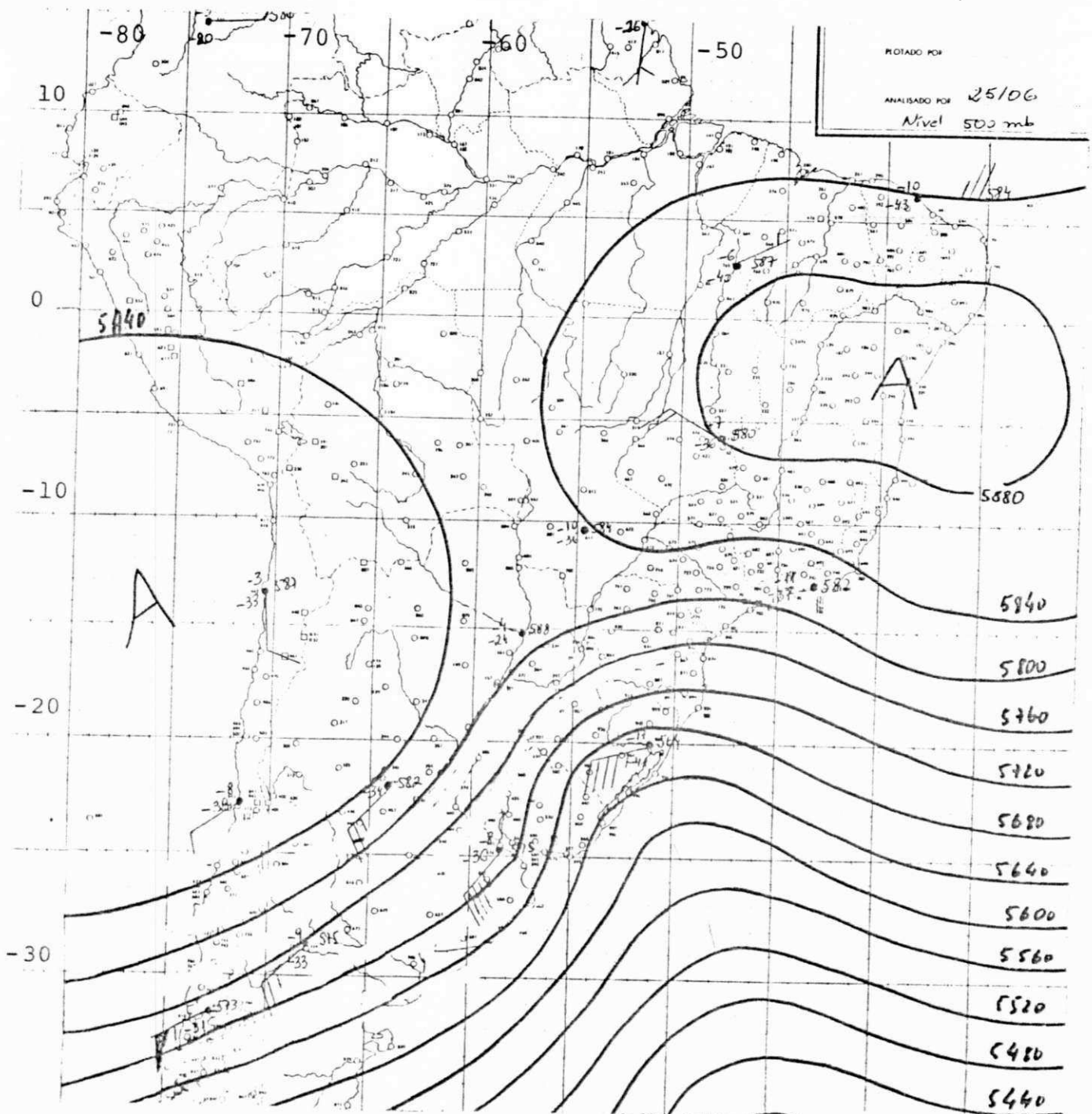


Fig. 4.20 - Campo do Geopotencial no nível de 500 para as
12:00 TMG do dia 25/06/82.

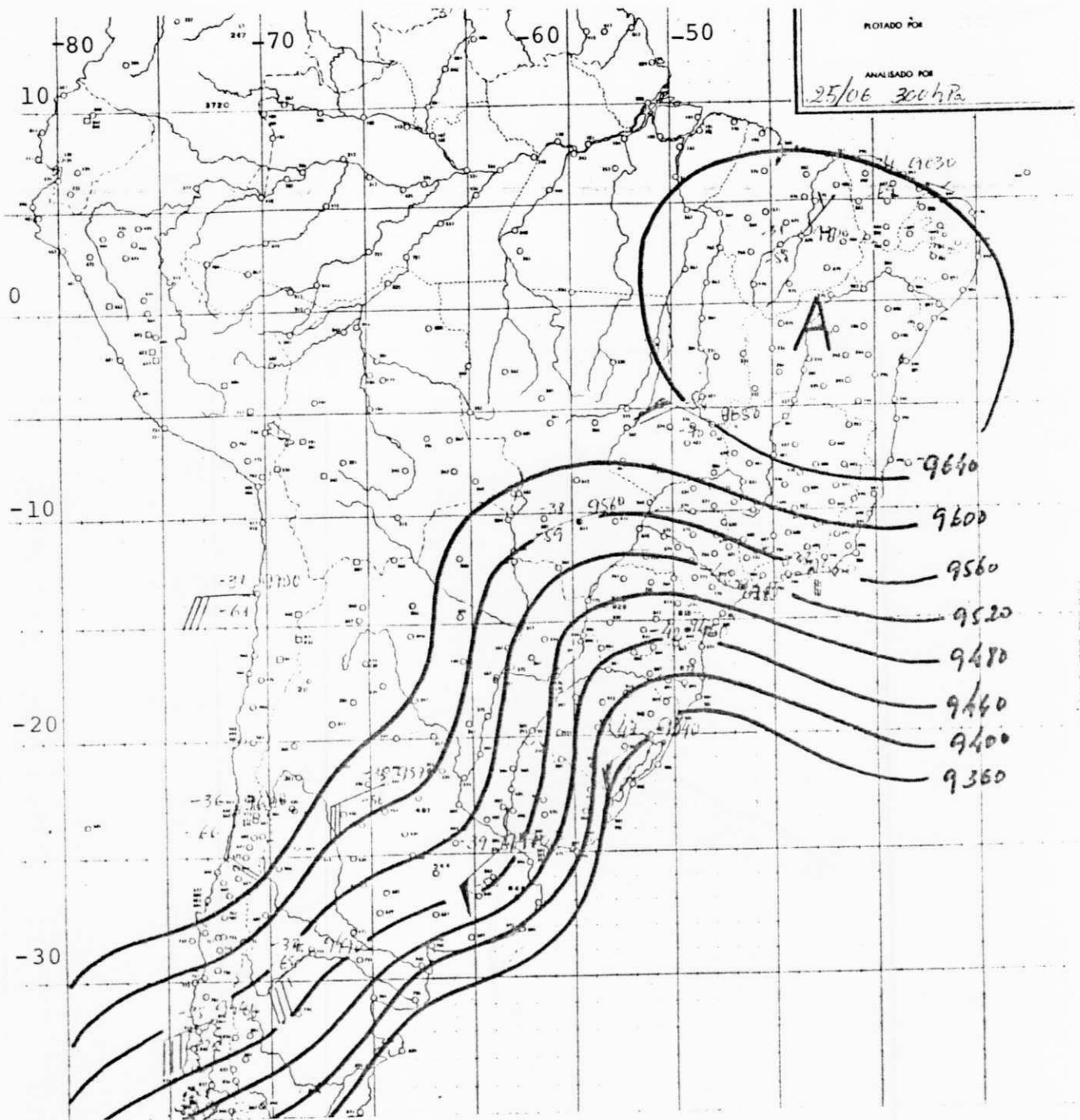


Fig. 4.21 - Campo do Geopotencial no nível de 300 para as 12:00 TMB do dia 25/06/82.

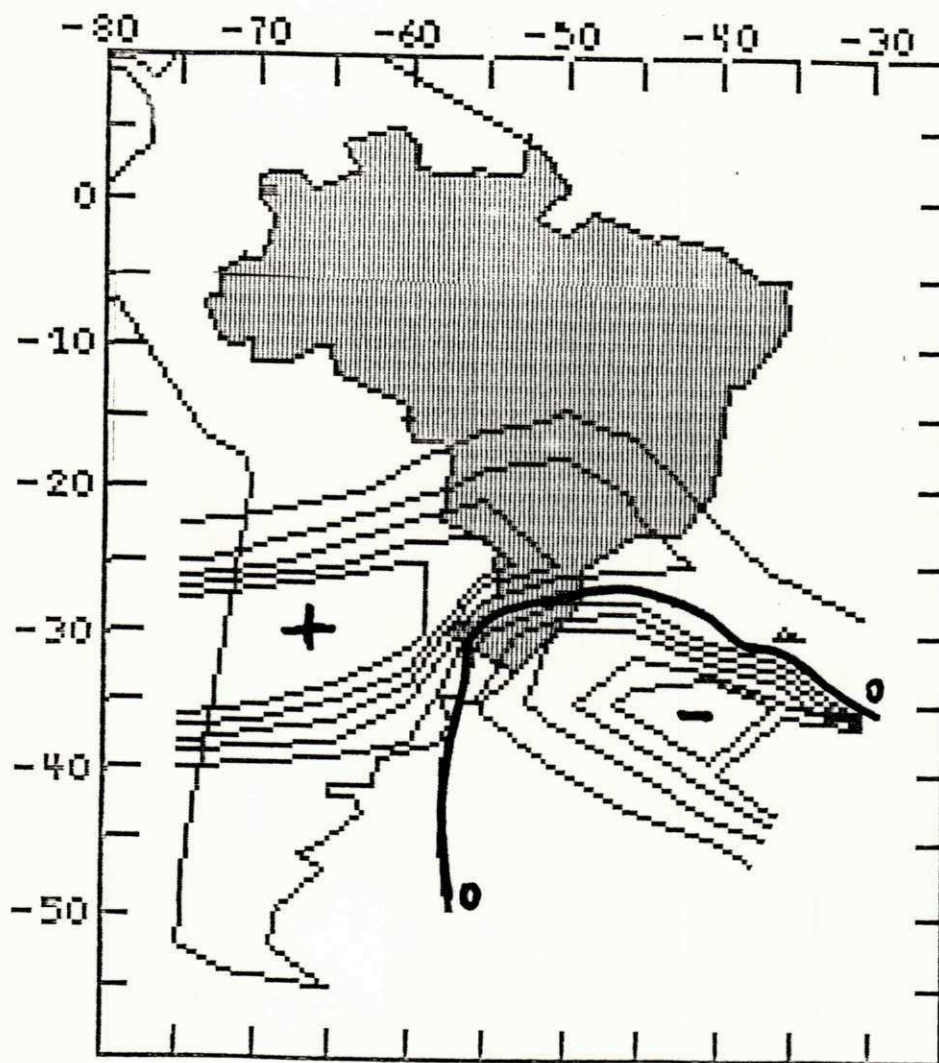


Fig. 4.22 - Adveccão de Temperatura ($\times 10^{-7} \text{ }^{\circ}\text{C/s}$) no nível de 850 hPa para as 12:00 TMB do dia 23/06/82.
Espaçamento = 50

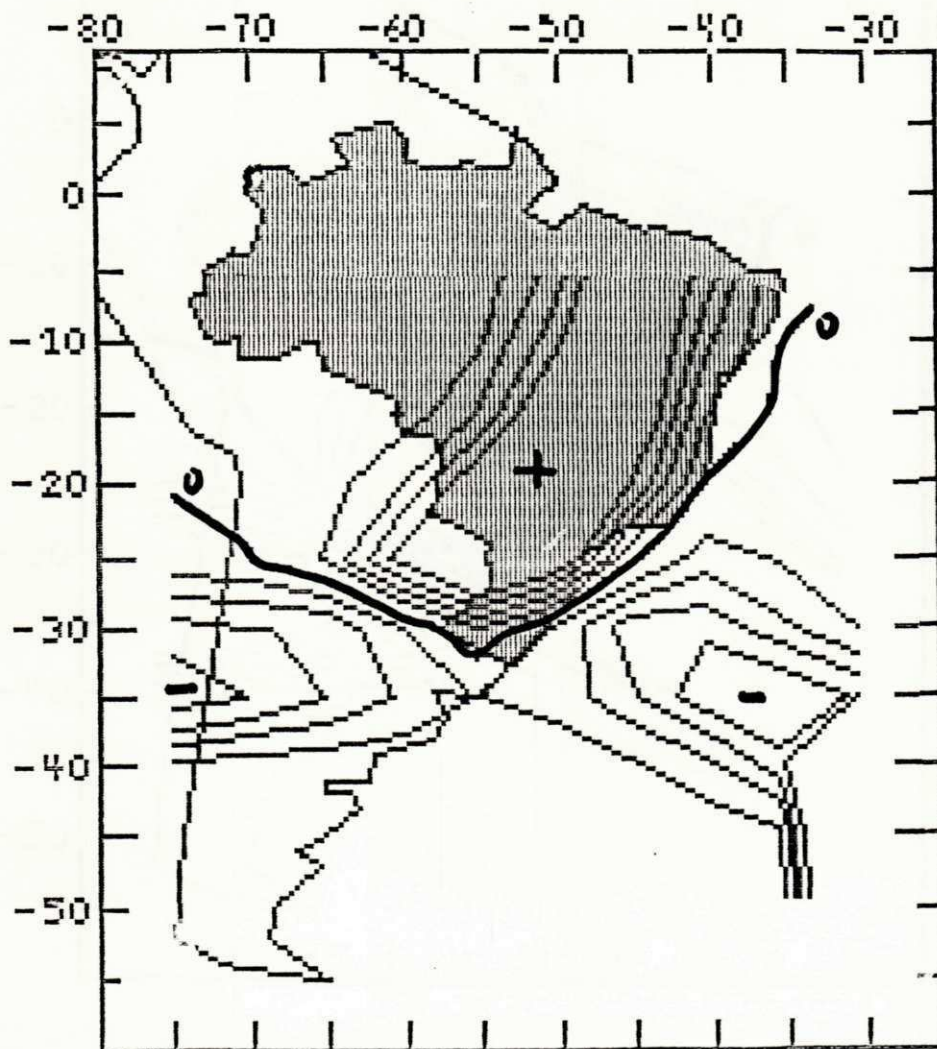


Fig. 4.23 - Adveccão de Temperatura ($\times 10^{-7} \text{ }^{\circ}\text{C/s}$) no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.

Espaçamento = 50

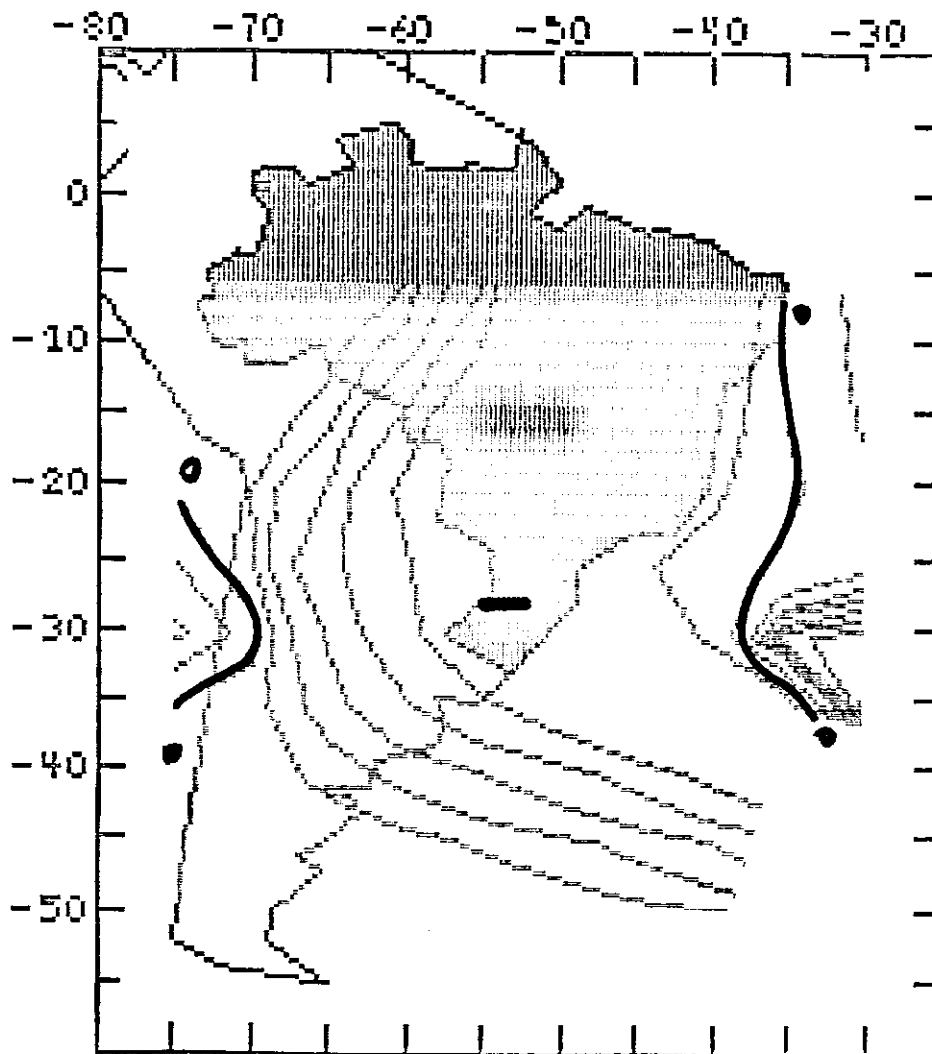


Fig. 4.25 - Adveção de Temperatura ($\times 10^{-7}$ °C/s) no nível de 300 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.
Espaçamento = 50

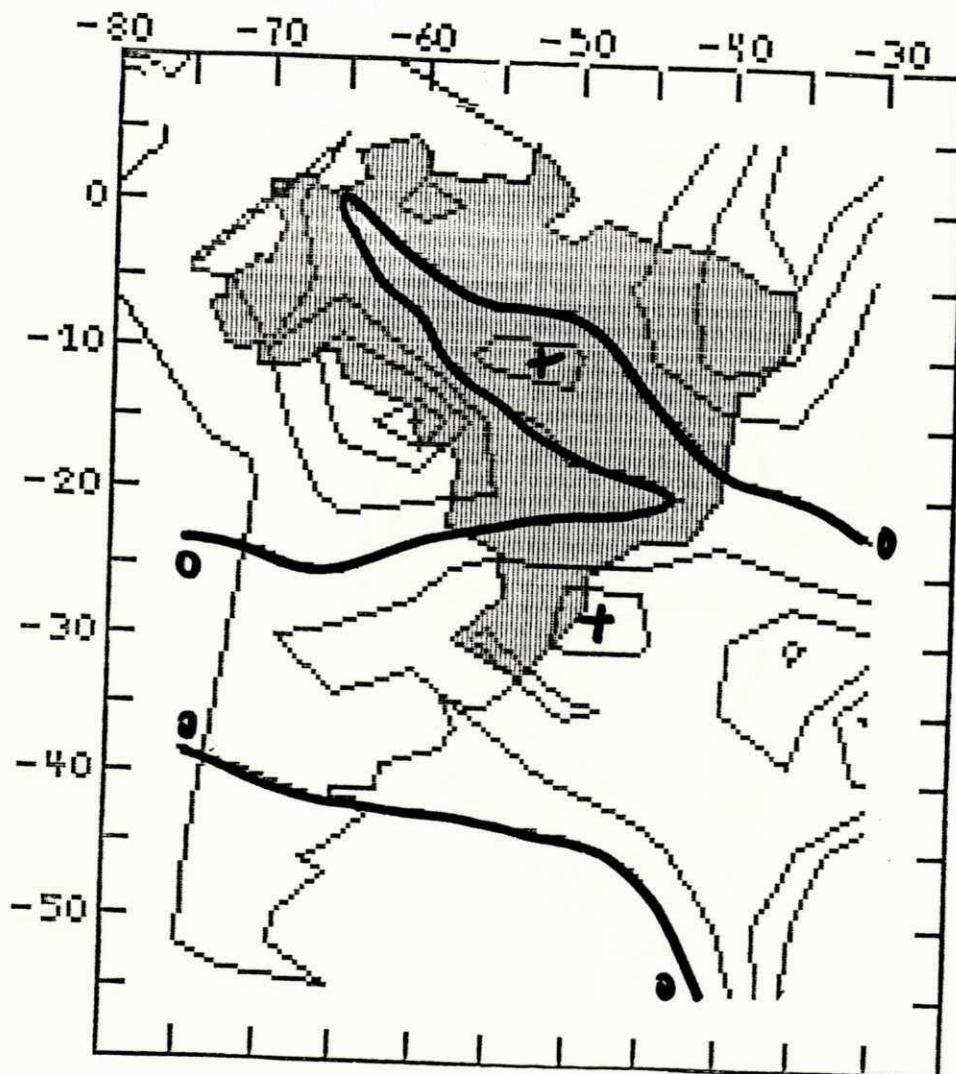


Fig. 4.26 - Adveccão de Temperatura (*10**-7 °C/s) no nível de 850 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.
Espaçamento = 50

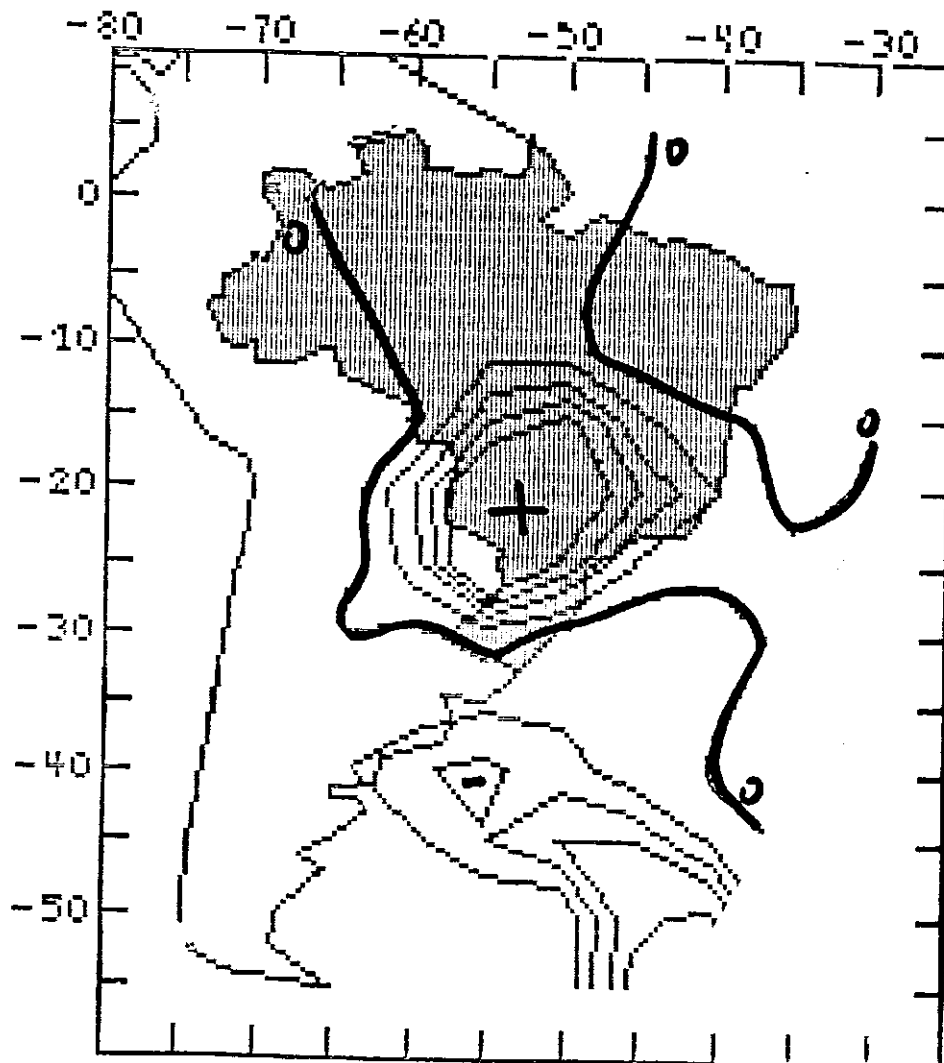


Fig. 4.27 - Advecção de Temperatura ($\times 10^{-7} \text{ }^{\circ}\text{C/s}$) no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.
Espaçamento = 100

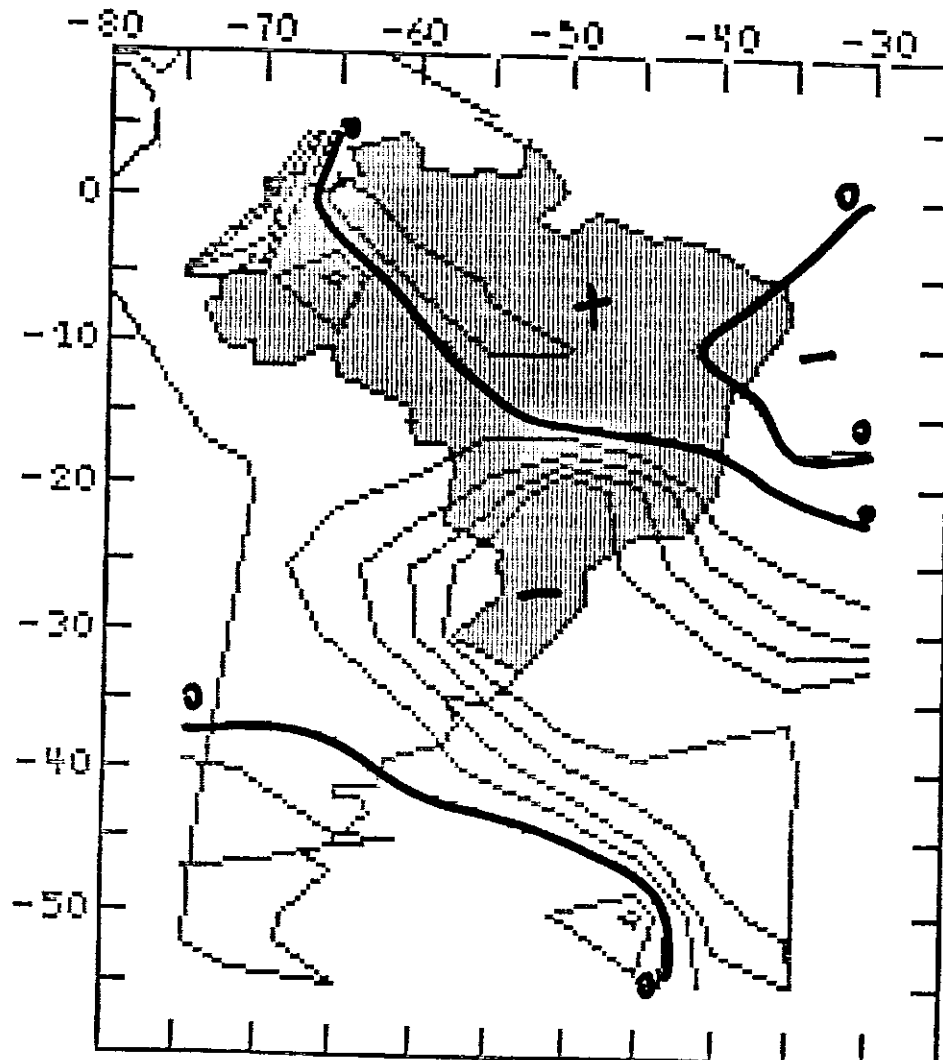
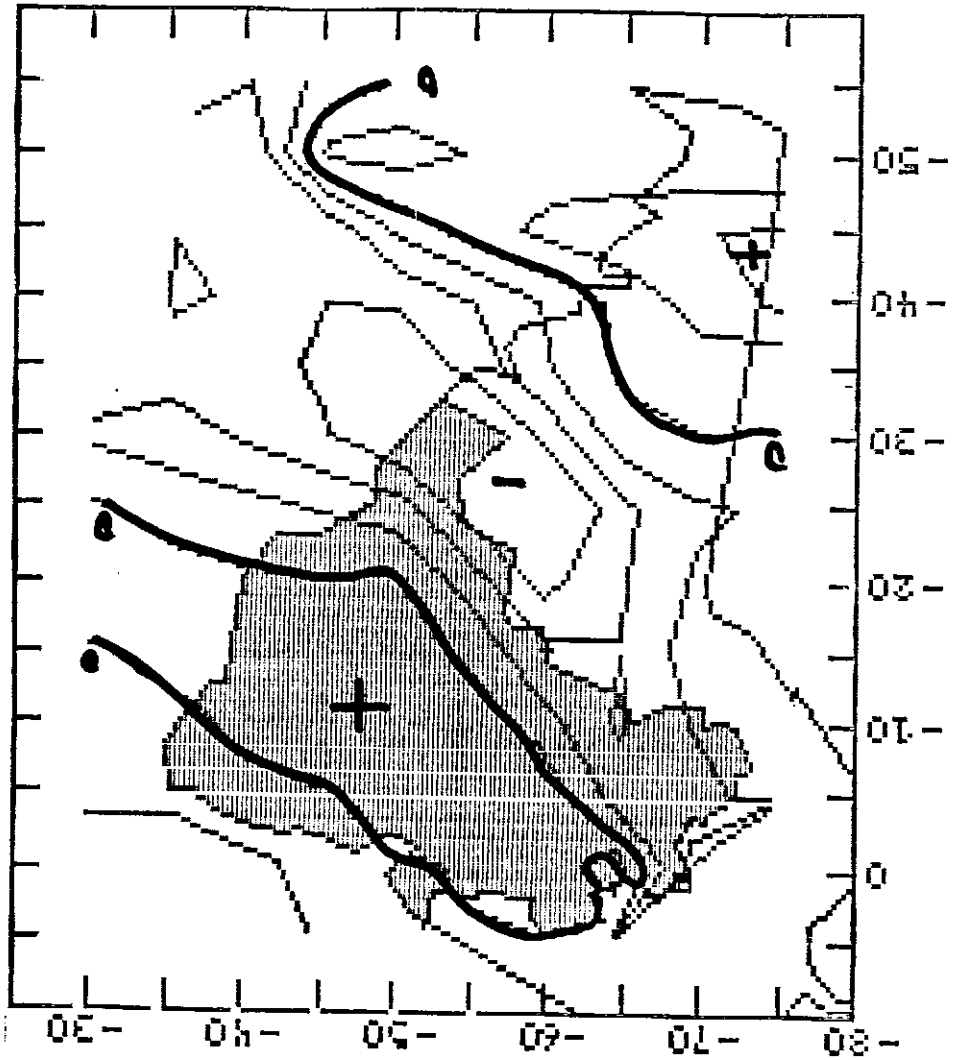


Fig. 4.28 - Advecção de Temperatura ($\times 10^{-7} \text{ }^\circ\text{C/s}$) no nível de 500 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.

Espaçamento = 200

Fig. 4.29 - Advecção de Temperatura ($\times 10^{-7} \text{ } ^\circ\text{C/s}$) no nível de 300 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82. Espacamento = 400



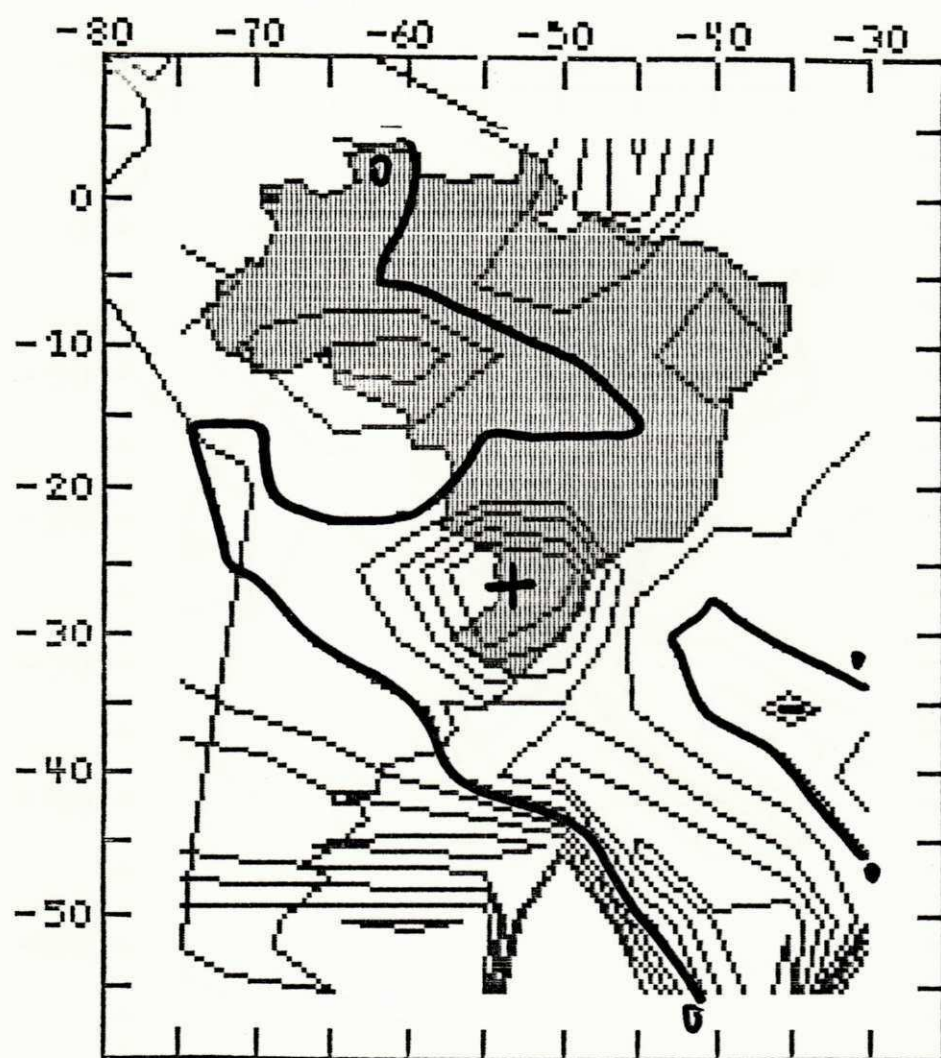


Fig. 4.30 - Advecção de Temperatura ($\times 10^{-7} \text{ }^{\circ}\text{C/s}$) no nível de 850 hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.

Espaçamento = 200

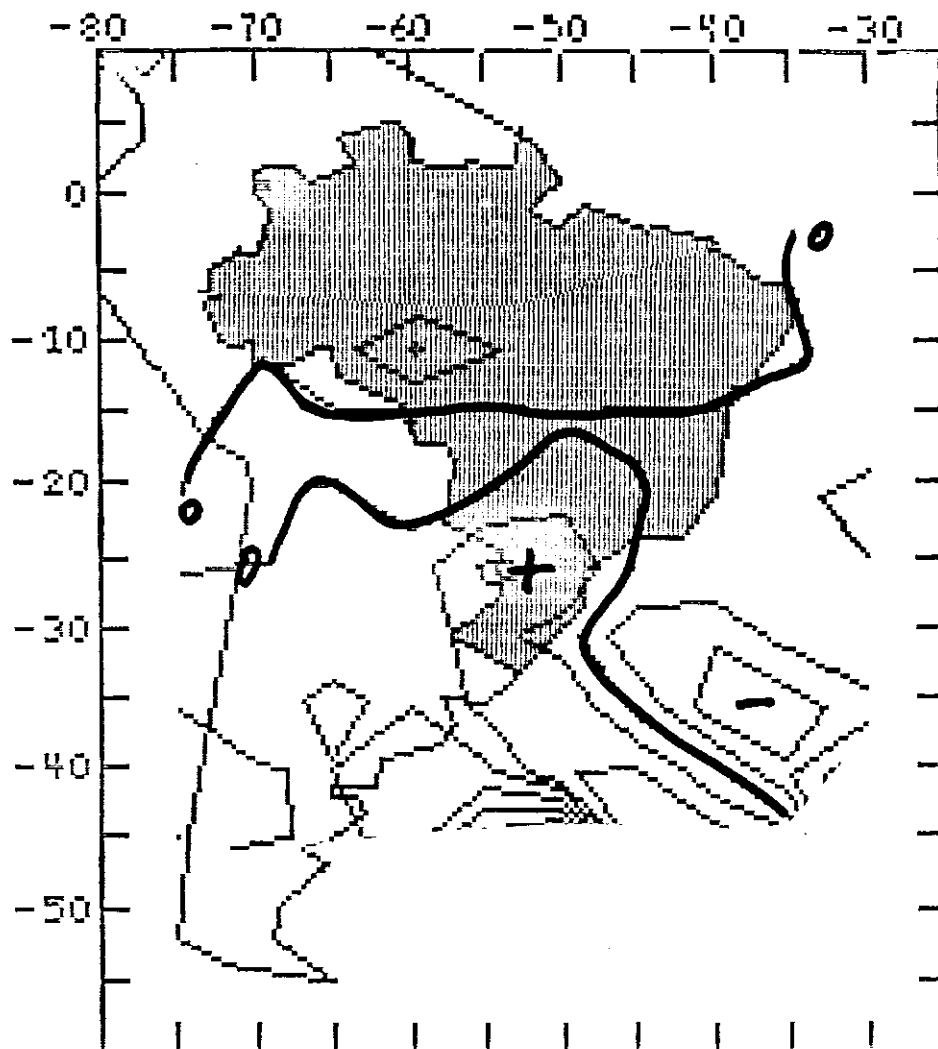


Fig. 4.31 - Adveccão de Temperatura ($\times 10^{-7}$ °C/s) no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.

Espaçamento = 200

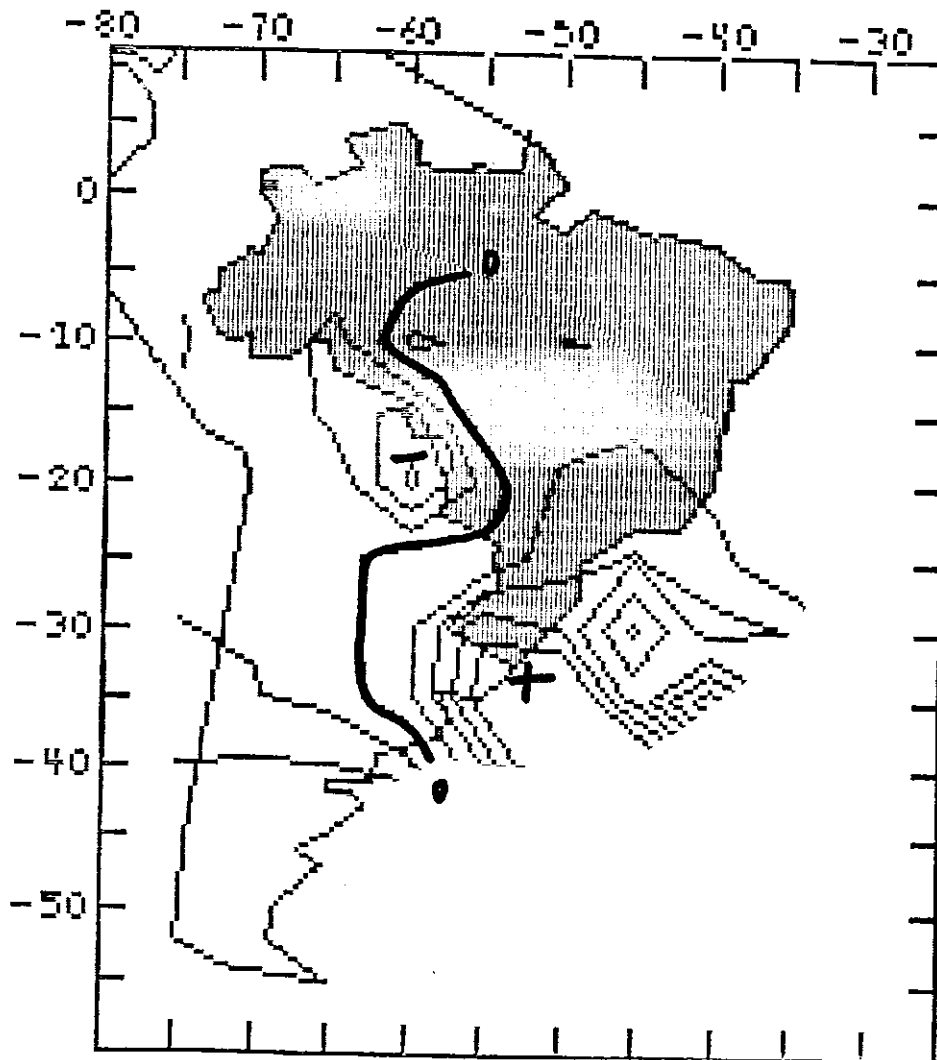


Fig. 4.32 - Adveccão de Temperatura ($\times 10^{-7}$ °C/s) no nível de 500 hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.
Espaçamento = 200

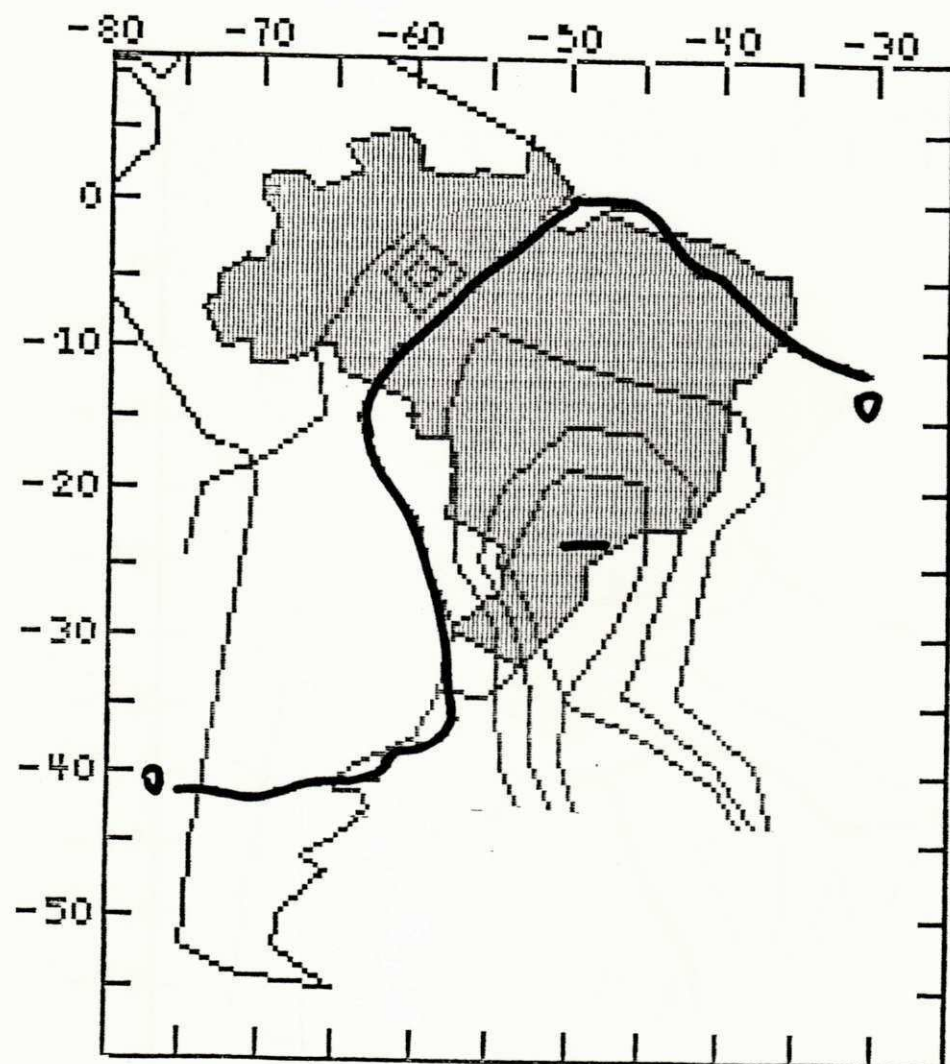


Fig. 4.33 - Adveccão de Temperatura ($\times 10^{-7}$ °C/s) no nível de 300 hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82. Espaçoamento = 200

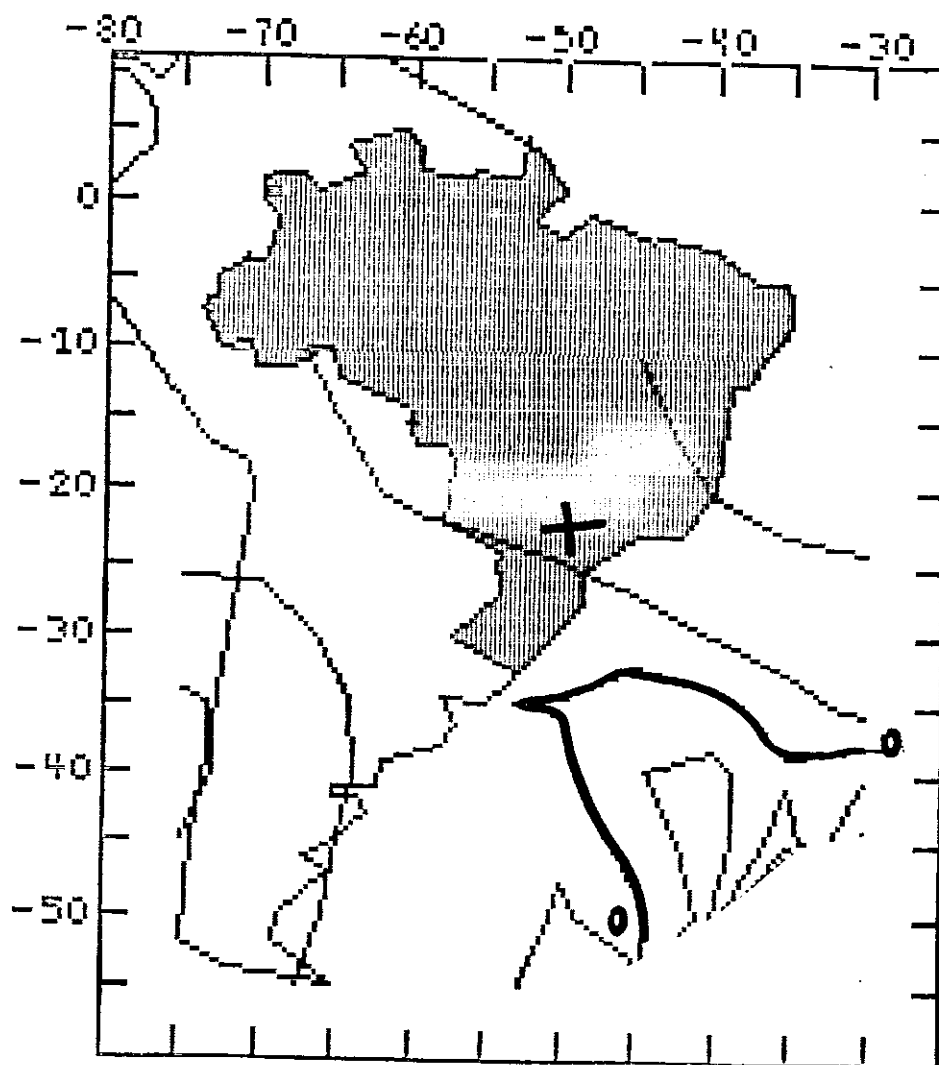


Fig. 4.34 - Adveccão de Vorticidade ($\times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 850 hPa para as 12:00 TMB do dia 23/06/82.
Espaçamento = 20

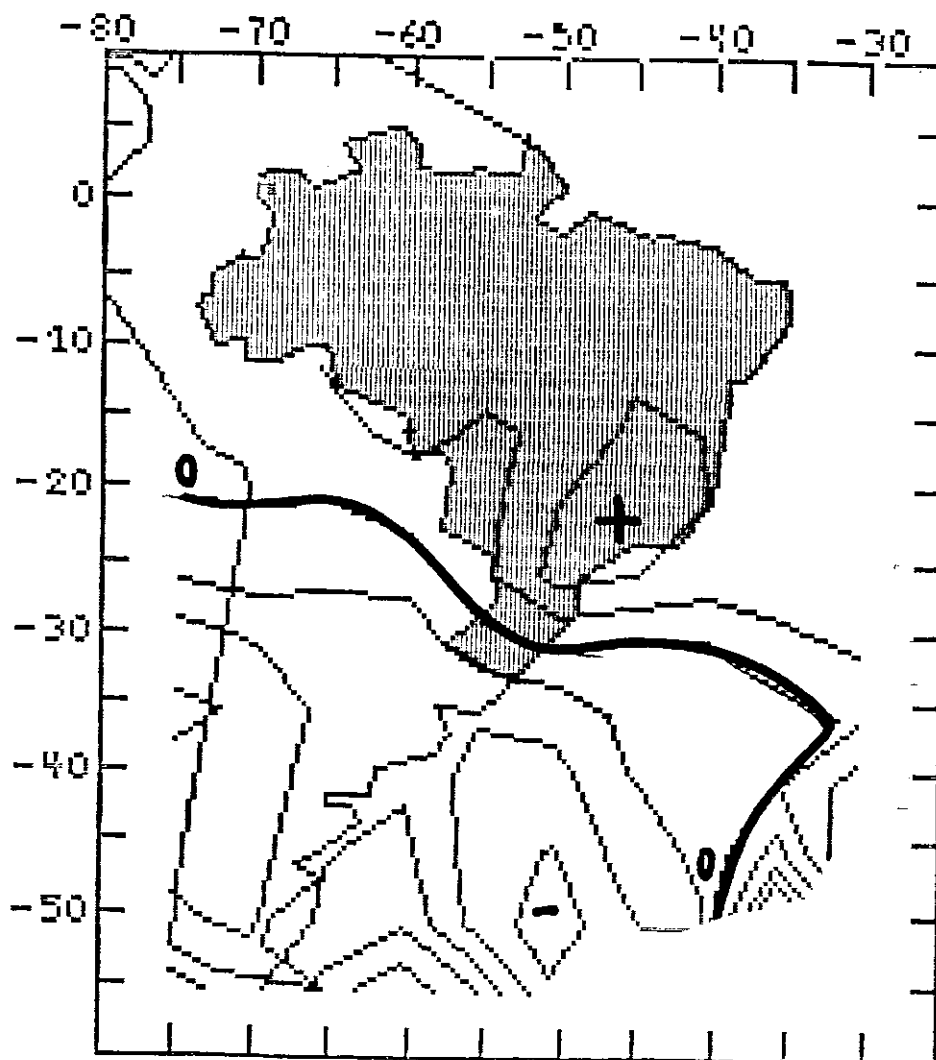


Fig. 4.35 - Adveccão de Vorticidade ($\times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82. Espaço = 30

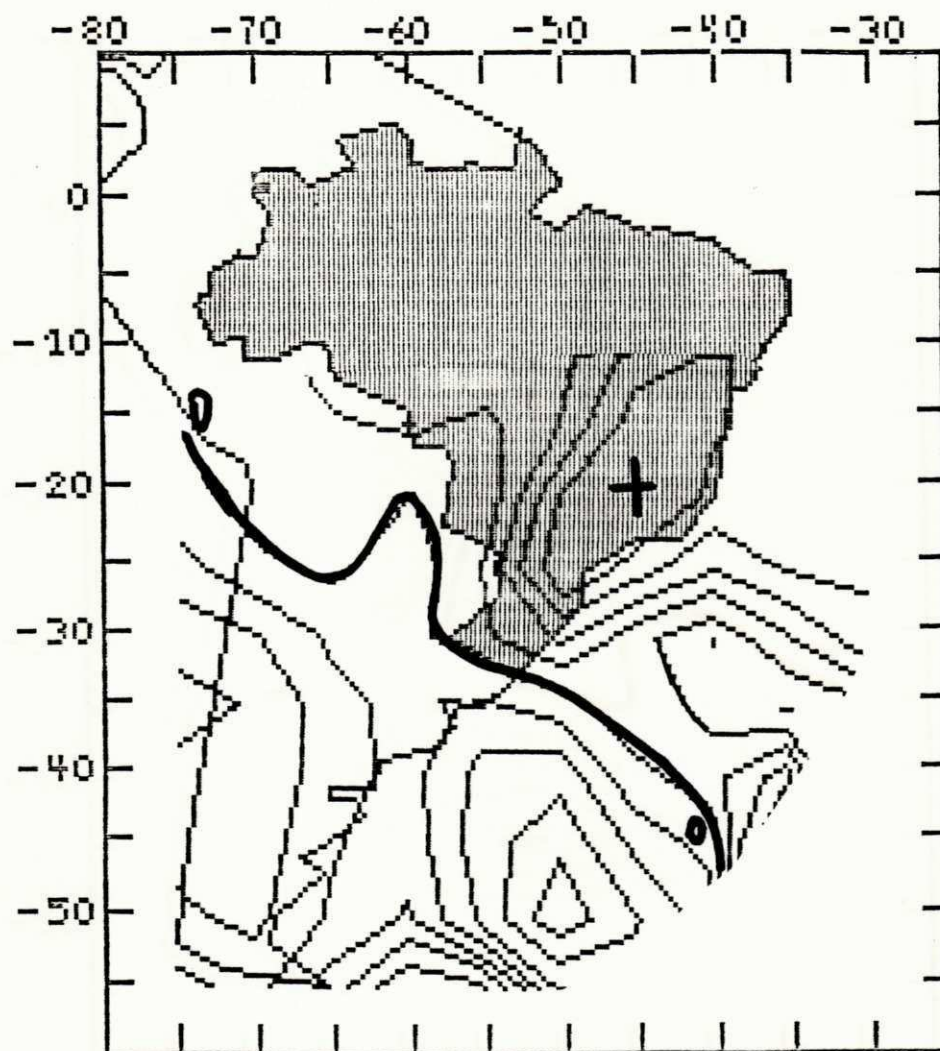


Fig. 4.36 - Adveccão de Vorticidade ($\times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 500 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.
Espaçamento = 100

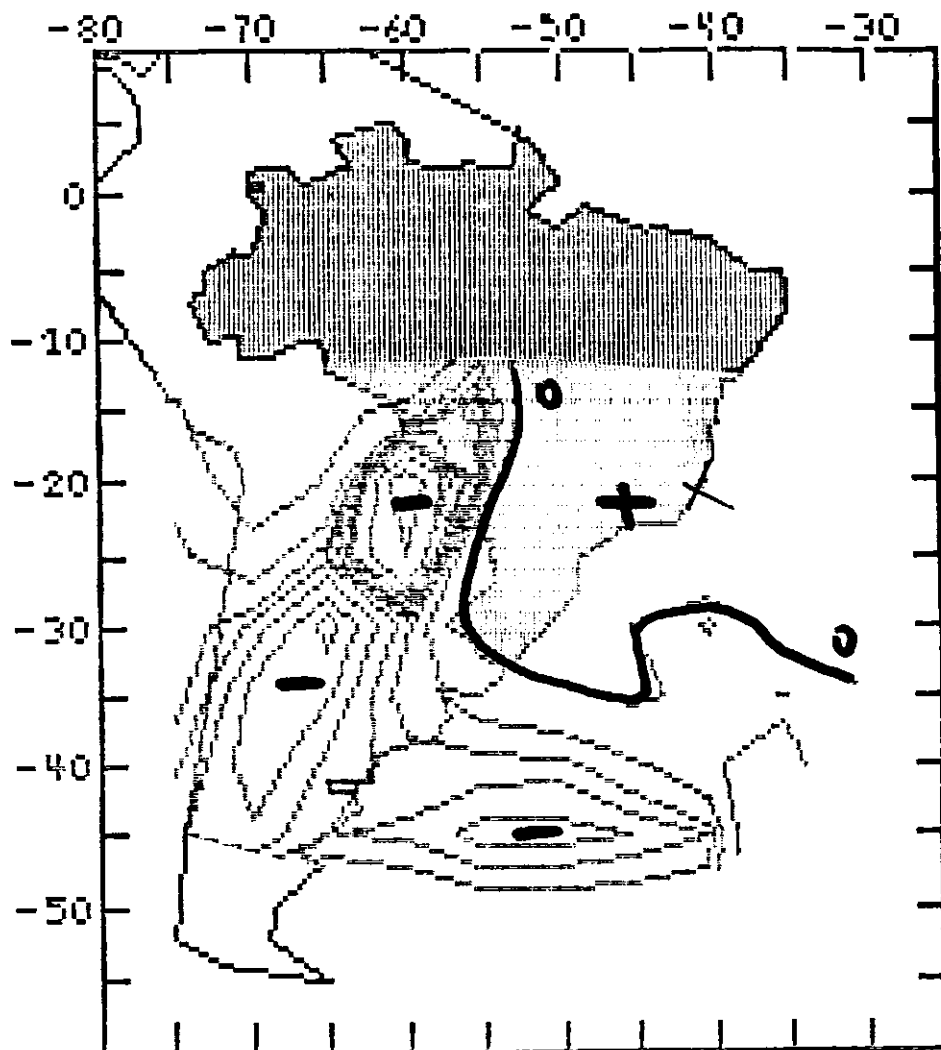


Fig. 4.37 - Adveccção de Vorticidade ($\times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 300 hPa para as 12:00 TMC do dia 23/06/82.
Espaçamento = 100

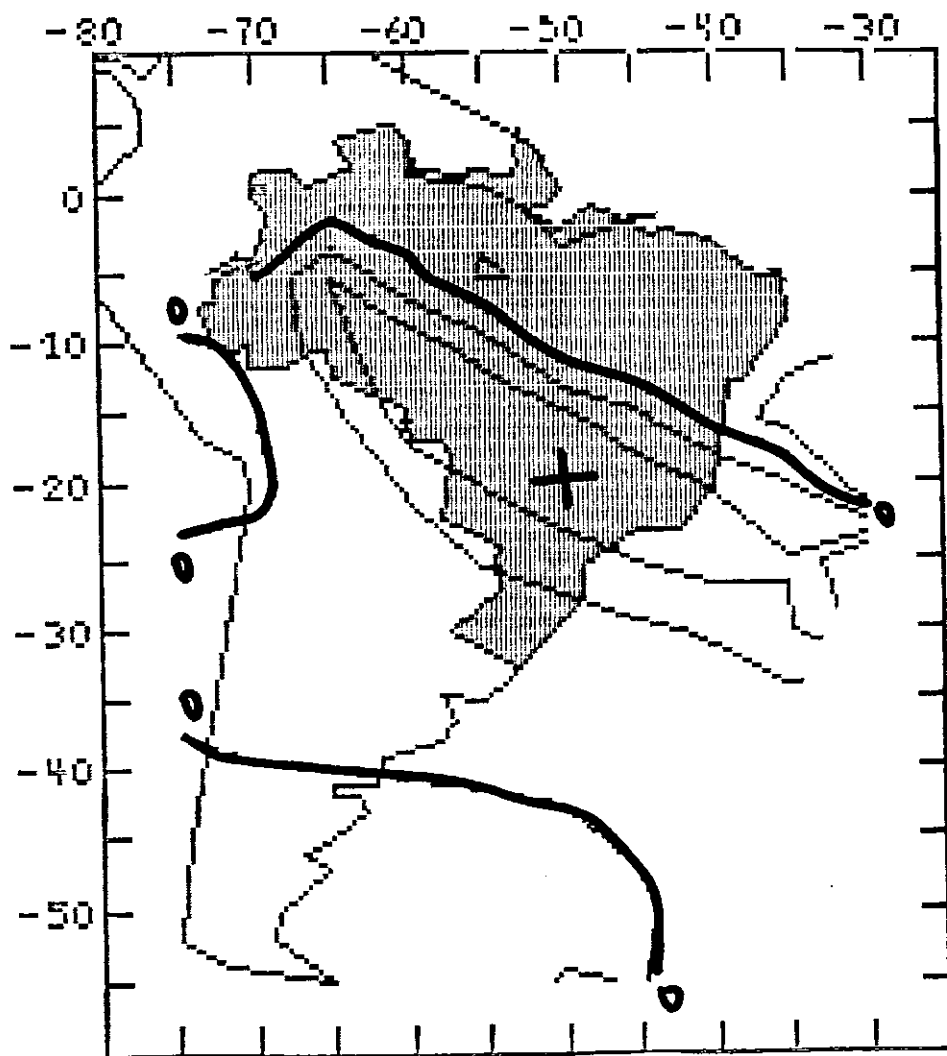


Fig. 4.38 - Adveccão de Vorticidade ($\times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 850 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.
Espaçamento = 100

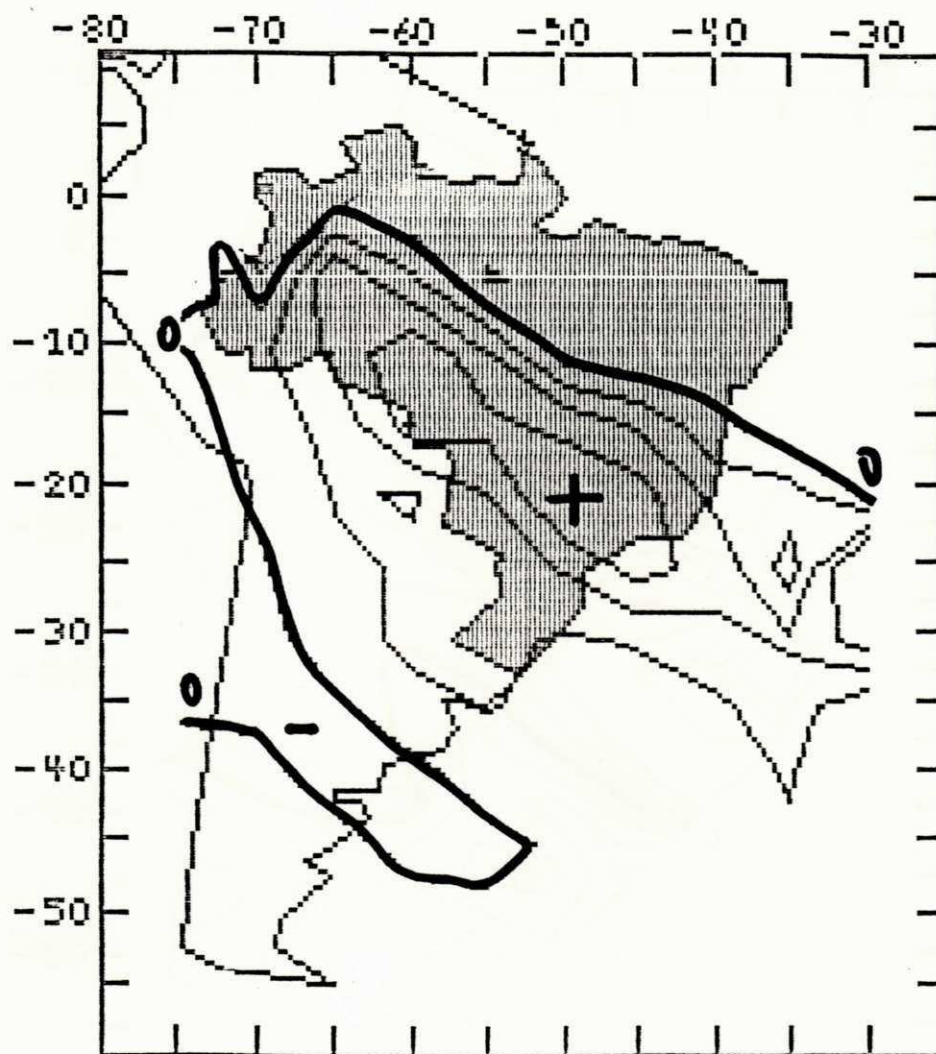


Fig. 4.39 - Adveccão de Vorticidade ($\times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.
Espaçamento = 100

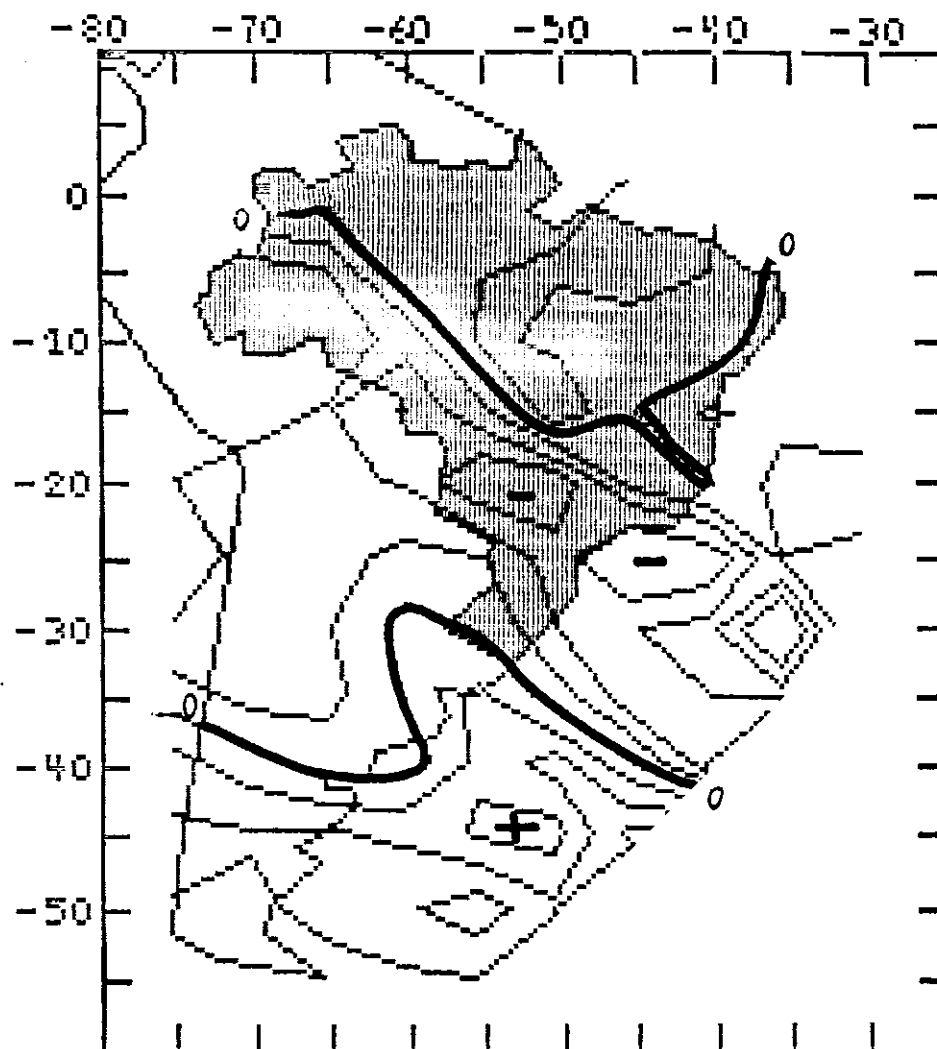


Fig. 4.40 - Advecção de Vorticidade ($\times 10^{12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 500 hPa para as 12:00 TMS do dia 24/06/82.
Espaçamento = 100

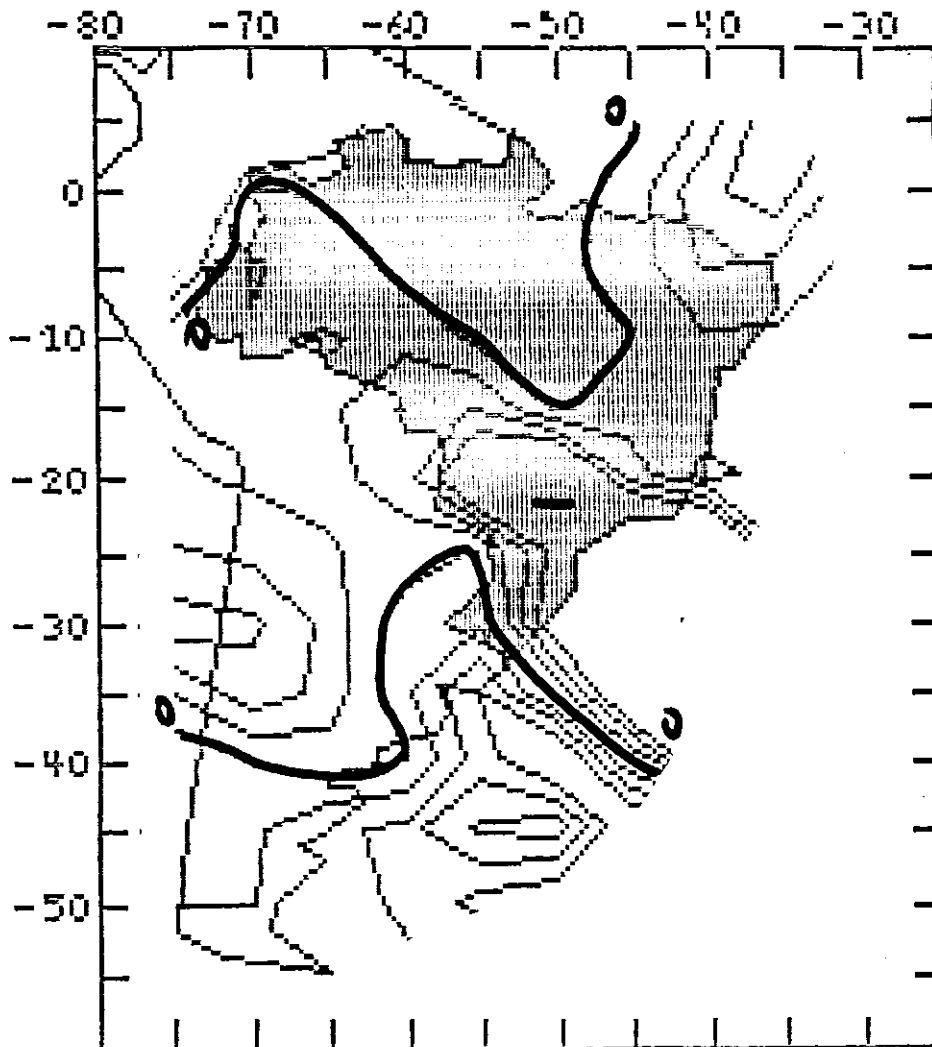


Fig. 4.41 - Adveccão de Vorticidade ($\times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 300 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.
Espaçamento = 200

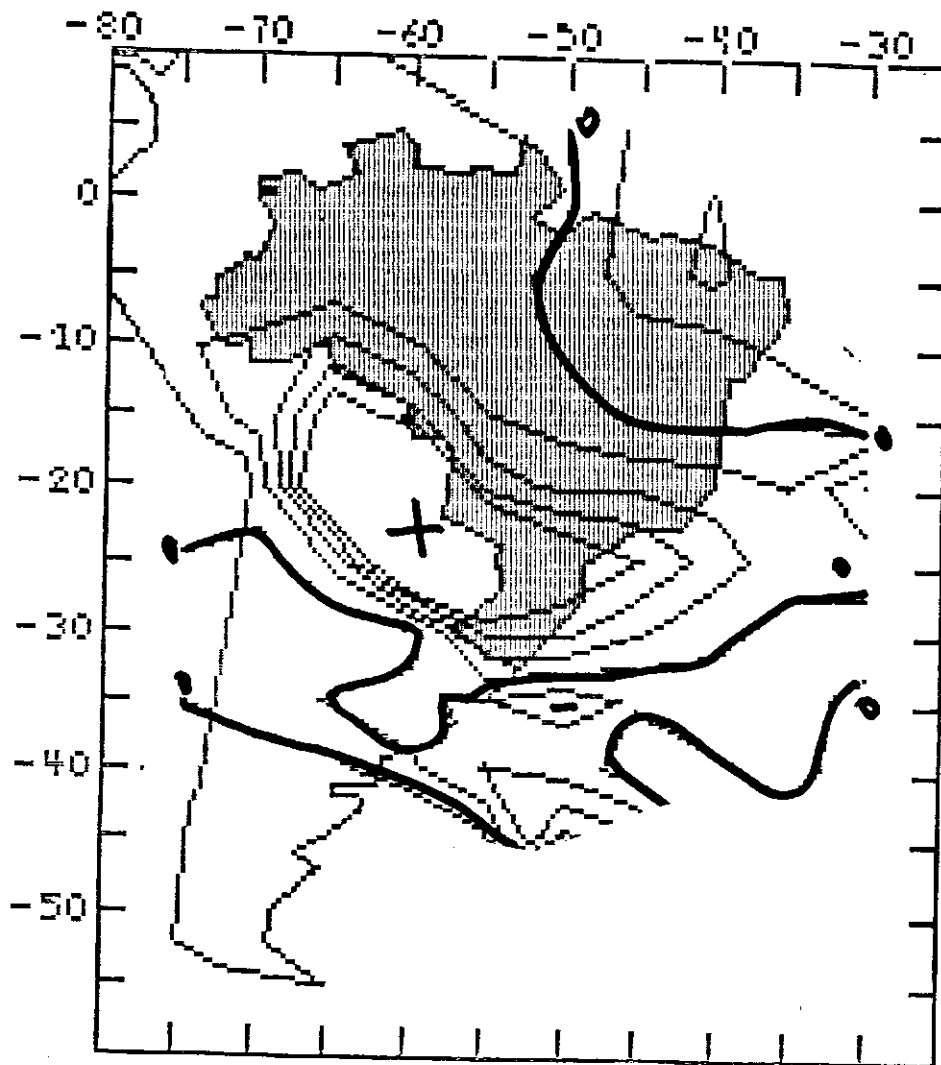


Fig. 4.42 - Adveccão de Vorticidade ($\times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 850 hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.
Espaçamento = 100

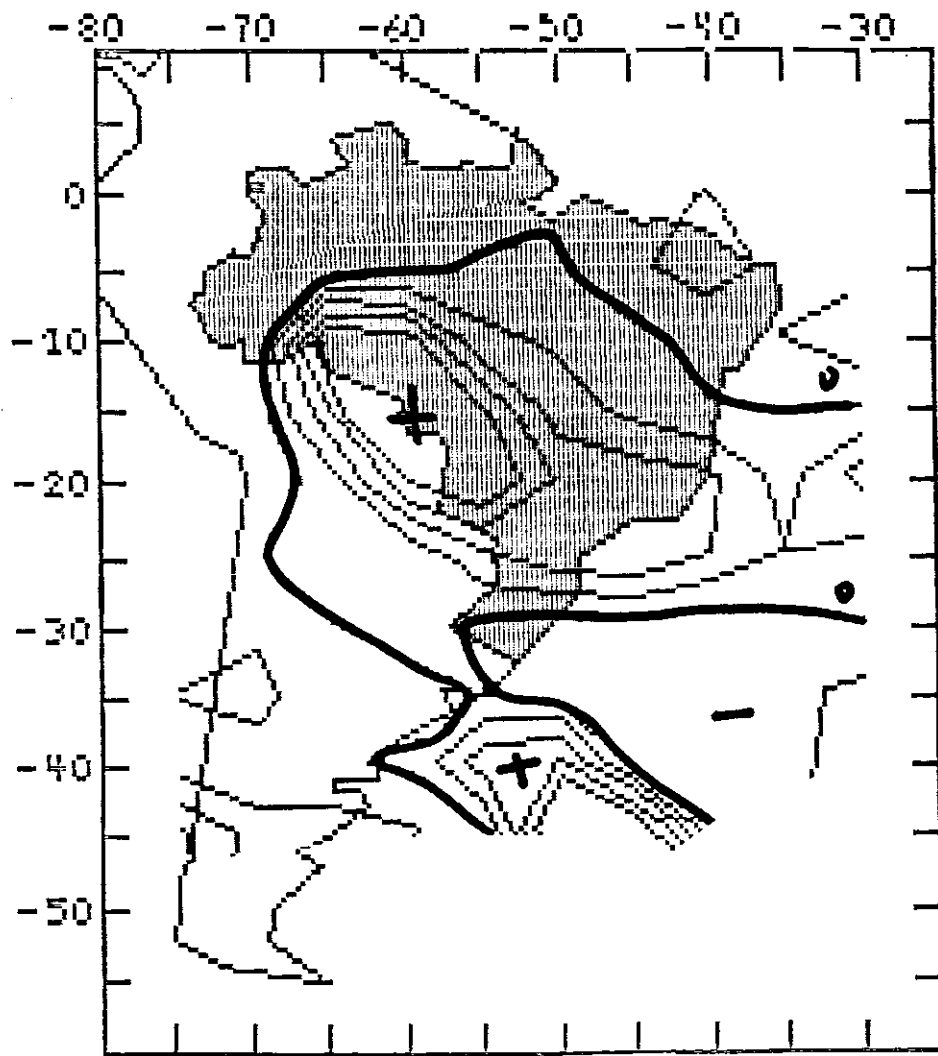
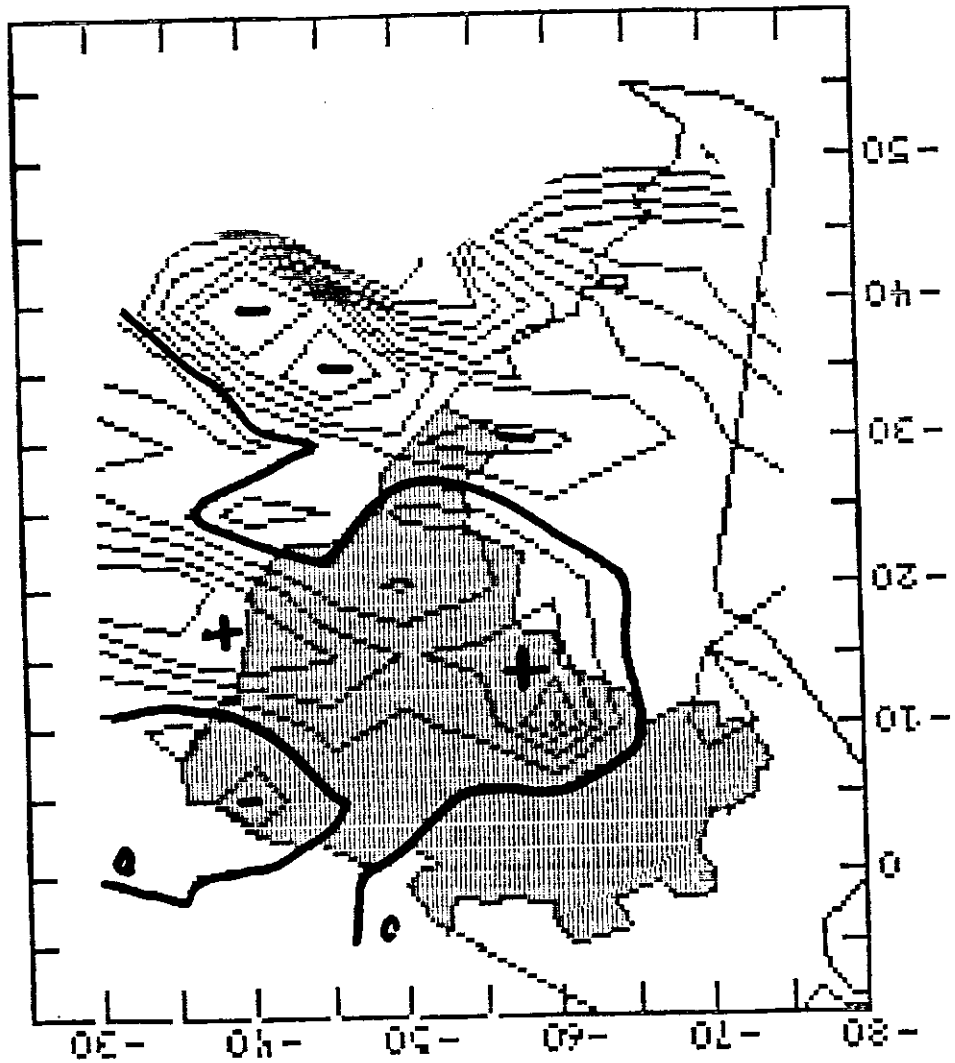


Fig. 4.43 - Adveção de Vorticidade ($\times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 700 hPa para as 12:00 TMB do dia 25/06/82.
Espaçamento = 50

Fig. 4.44 - Advecção de Vorticidade (*10**-12 s**-2) no nível de 500 hPa para as 12:00 TMB do dia 25/06/82. Espaço = 100



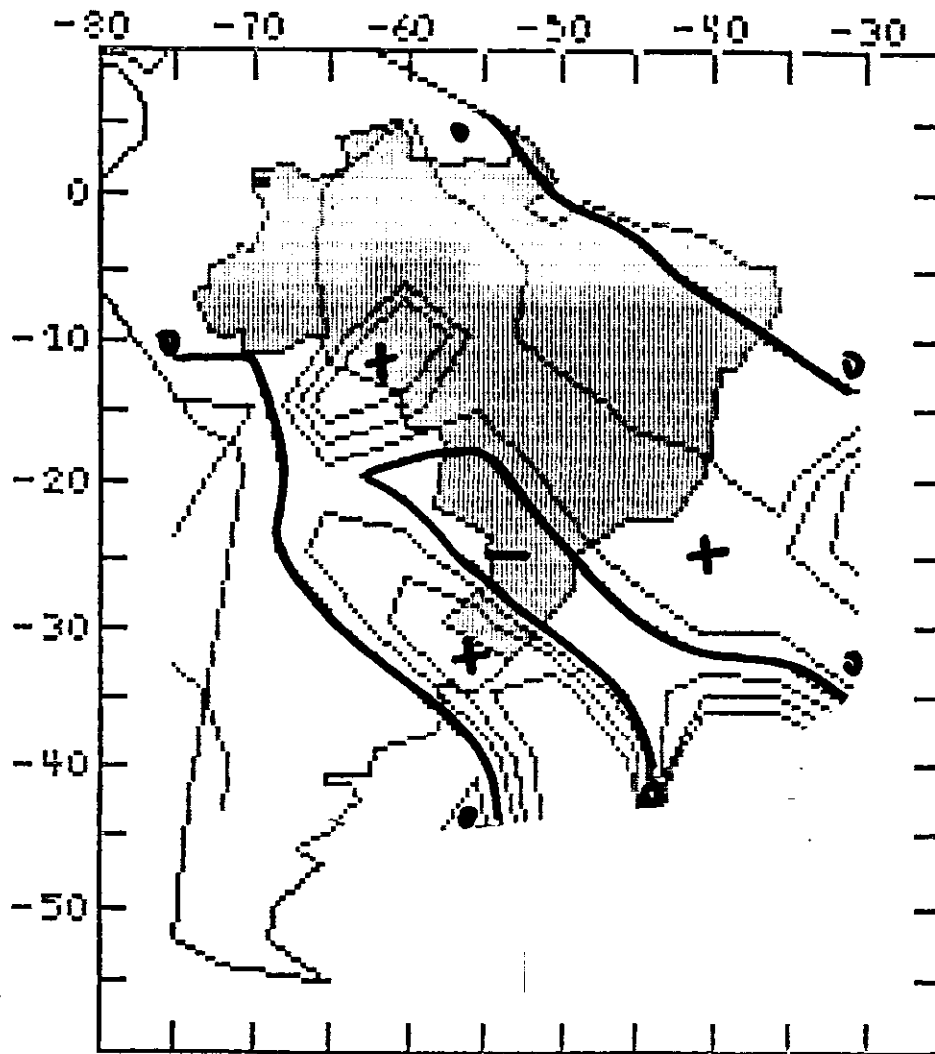


Fig. 4.45 - Adveção de Vorticidade ($\times 10^{12} \text{ s}^{-2}$) no nível de 300 hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.
Espaçamento = 200

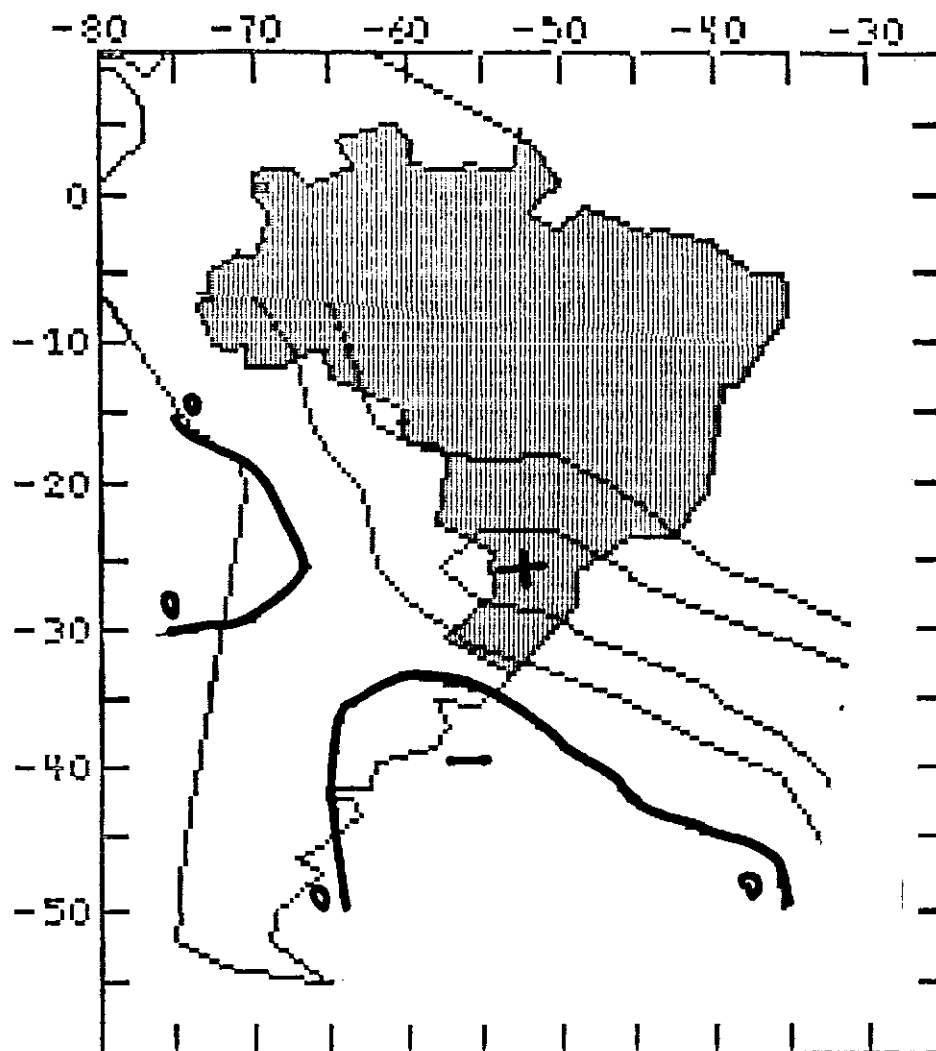
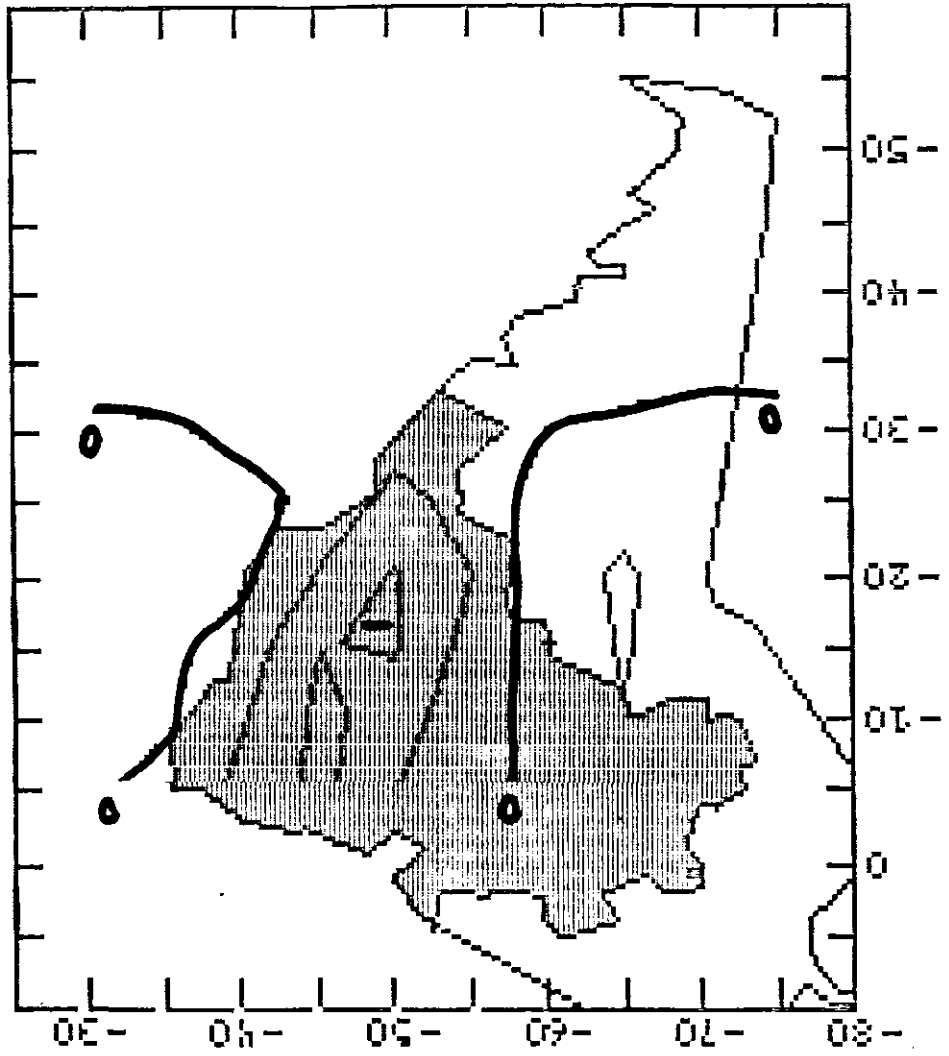


Fig. 4.46 - Divergência de Umidade ($\times 10^{-9}$ g/s) no nível de 850 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.
Espaçamento = 20

Fig. 4.47 - Divergência de Umidade (*10**-9 g/s) no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82. Espaço = 20



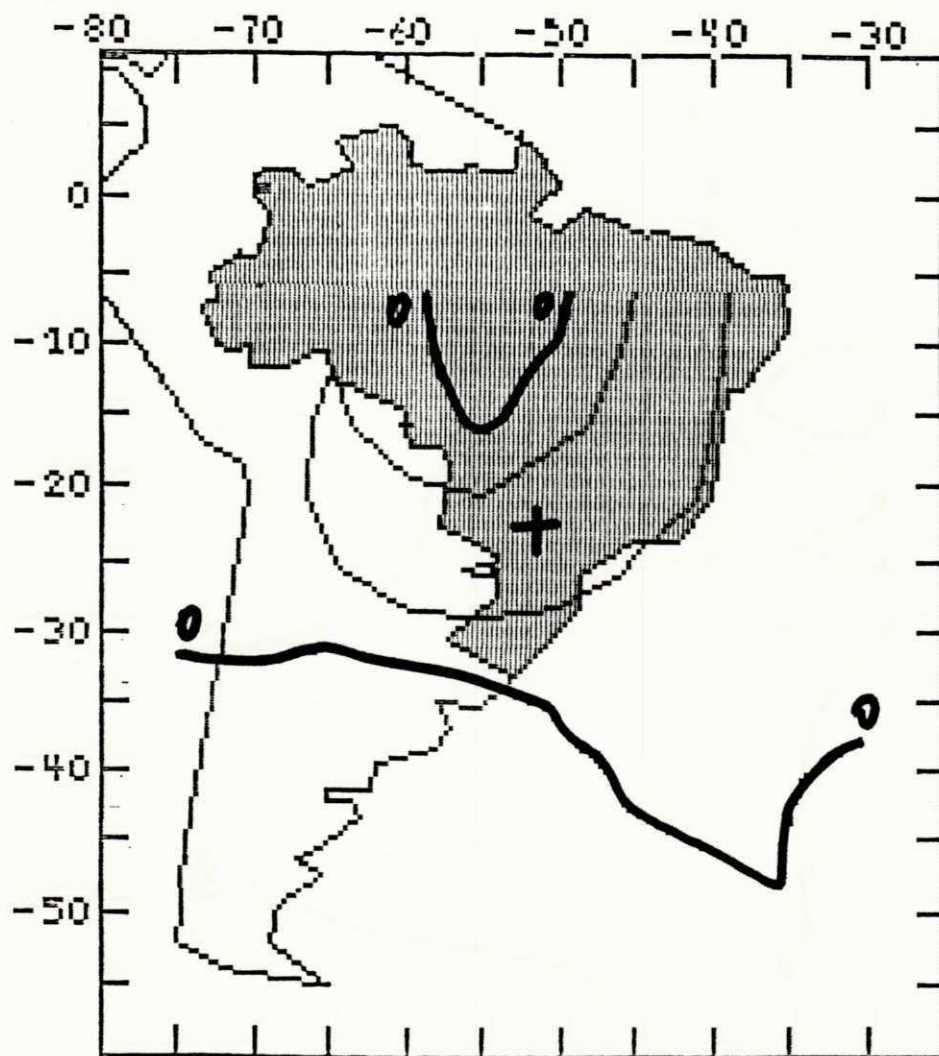


Fig. 4.48 - Divergência de Umidade ($\times 10^{-9}$ g/s) no nível de 500 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.
Espaçamento = 5

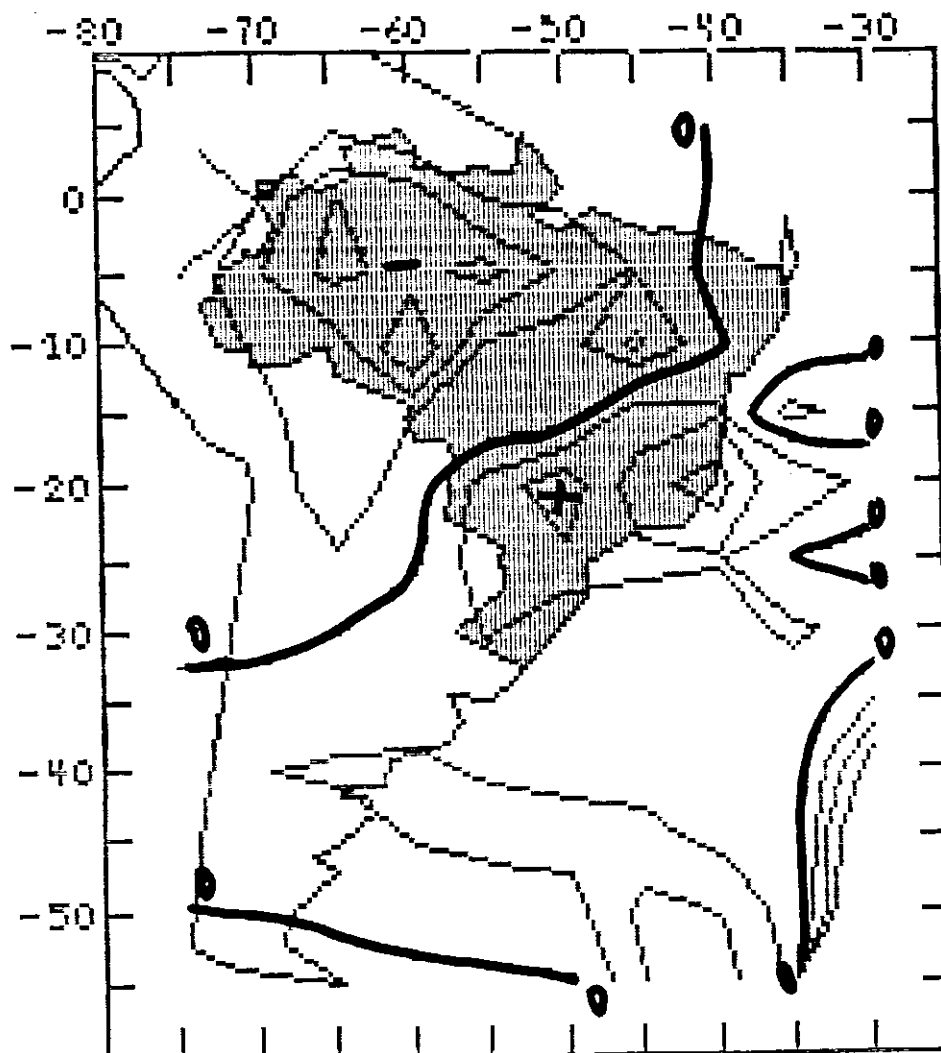


Fig. 4.49 - Divergência de Umidade ($\times 10^{-9}$ g/s) no nível de 850 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.
Espaçamento = 20

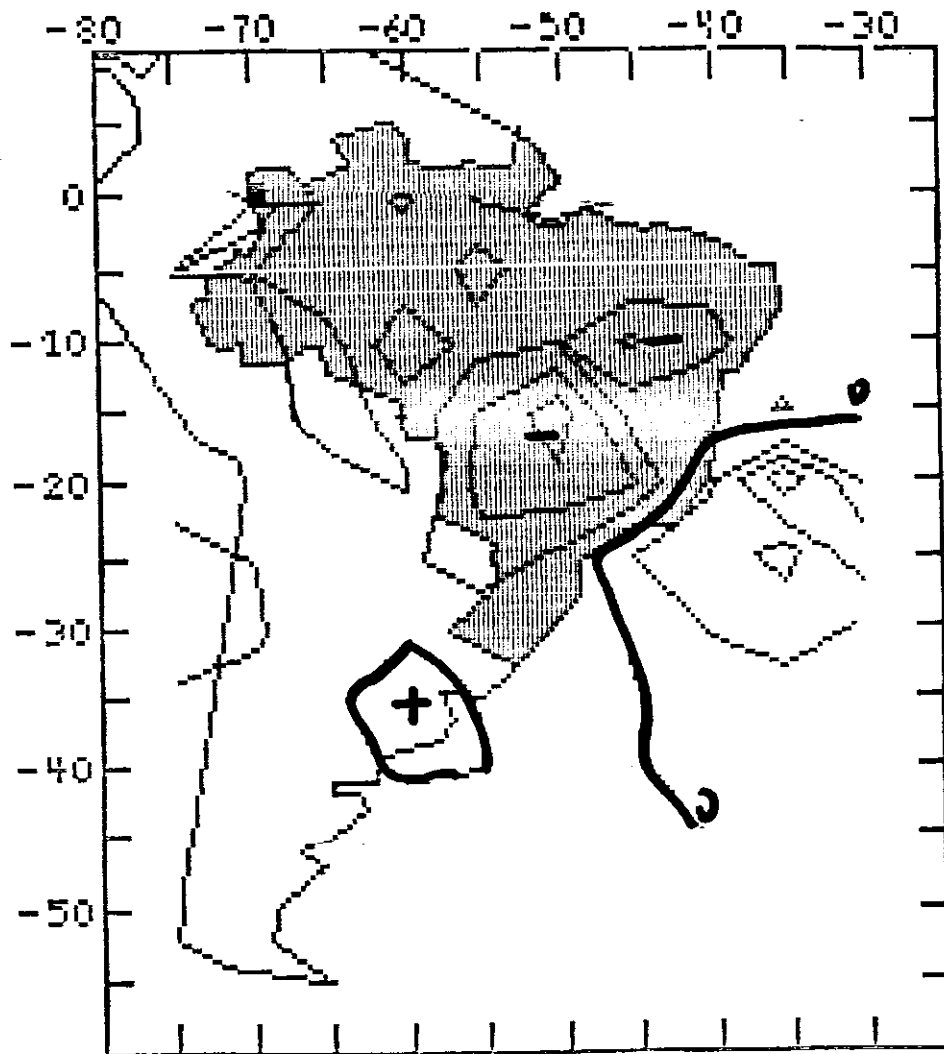


Fig. 4.50 - Divergência de Umidade ($\times 10^{-9}$ g/s) no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.
Espaçamento = 10

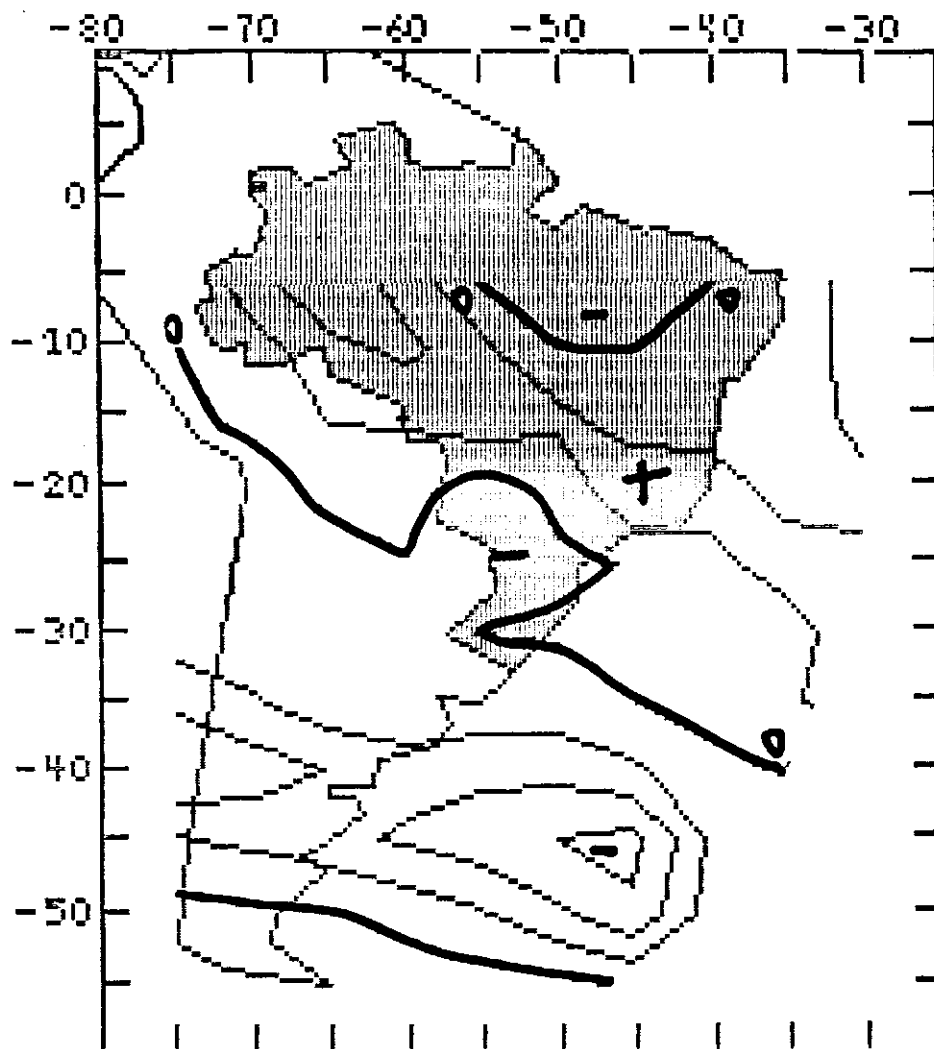


Fig. 4.51 - Divergência de Umidade ($\times 10^{-9}$ g/s) no nível de 500 hPa para as 12:00 TMG do dia 24/06/82.
Espaçamento = 5

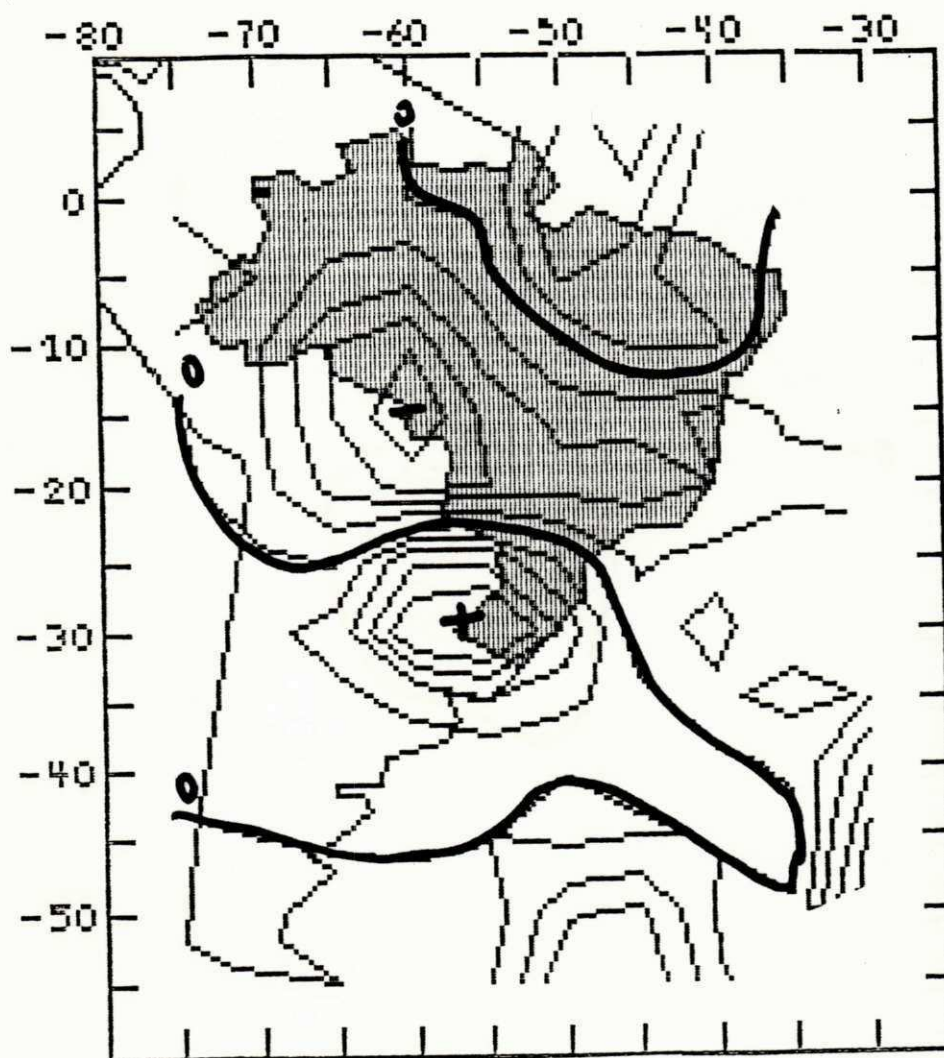
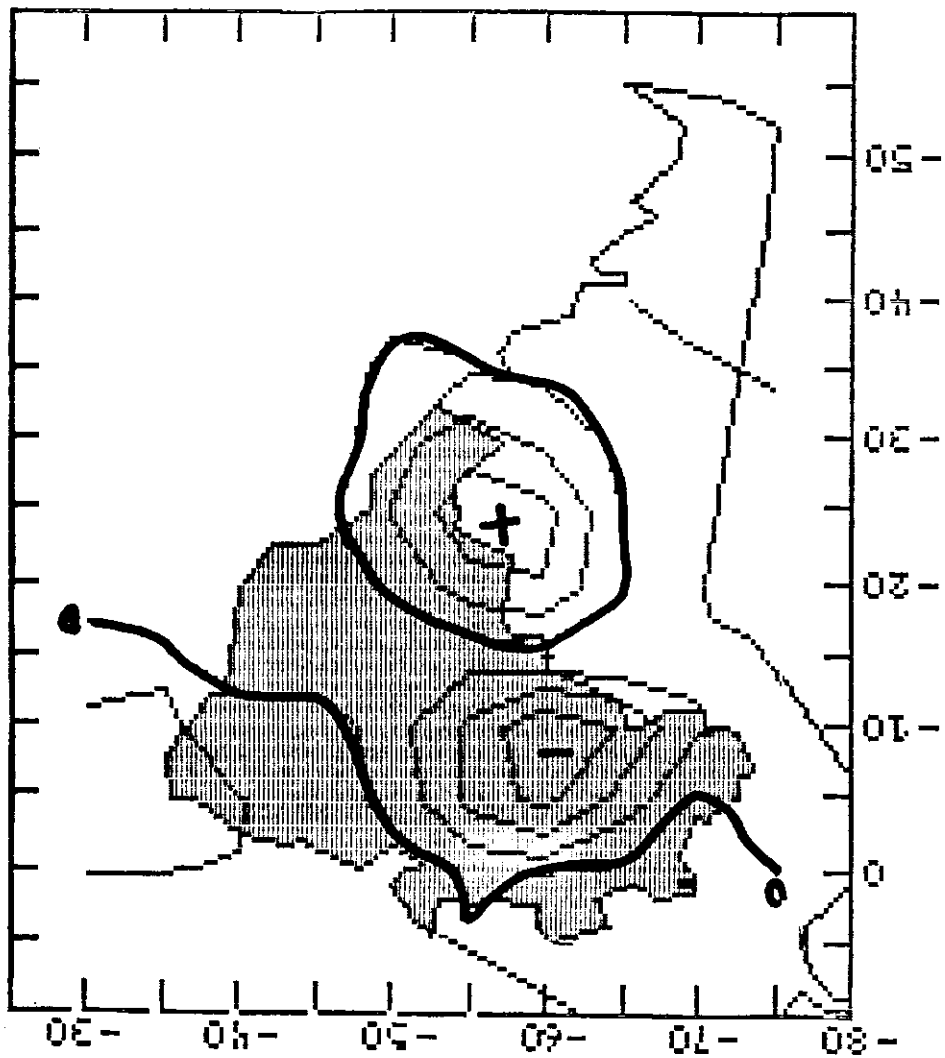


Fig. 4.52 - Divergência de Umidade ($\times 10^{-9}$ g/s) no nível de 850 hPa para as 12:00 TMB do dia 25/06/82.
Espaçamento = 40

Fig. 4.53 - Divergência de unidade (*10 ** -9 g/s) no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82. Espacamento = 40



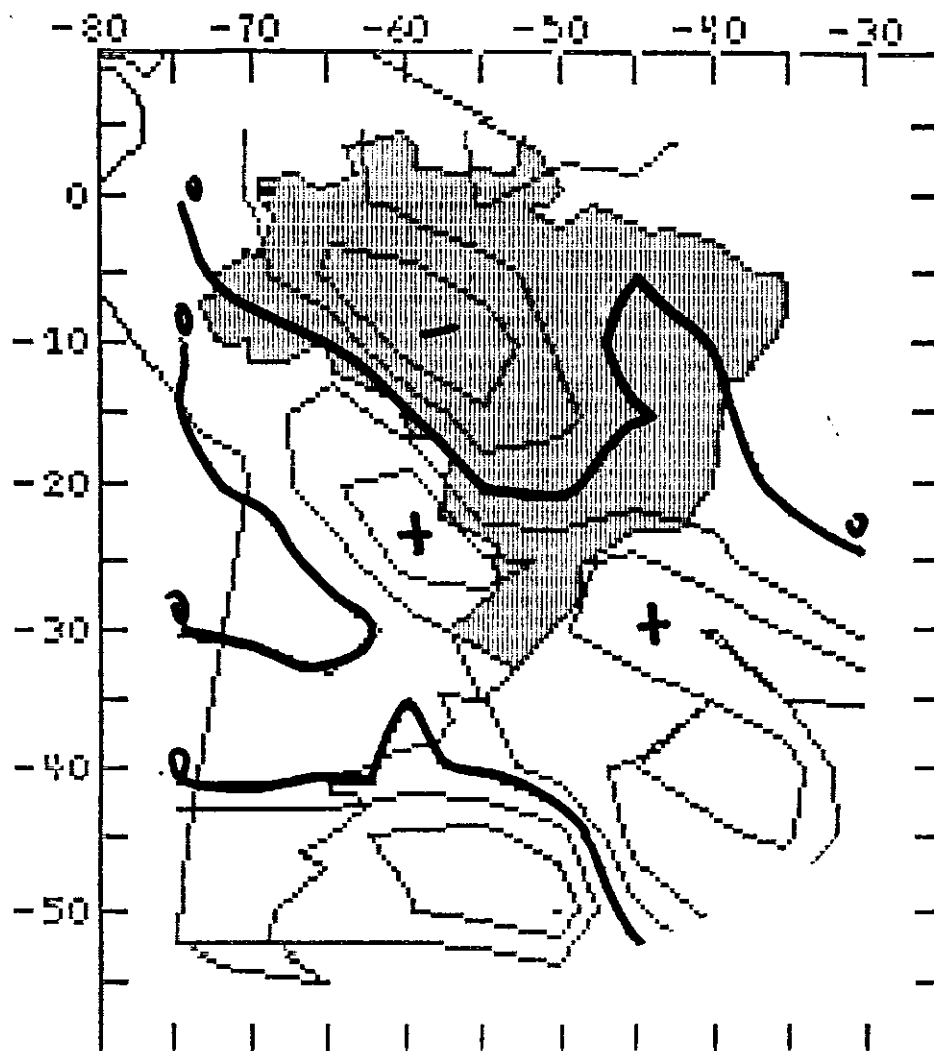


Fig. 4.54 - Divergência de Umidade ($\times 10^{-9}$ g/s) no nível de 500 hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.

Espaçamento = 5

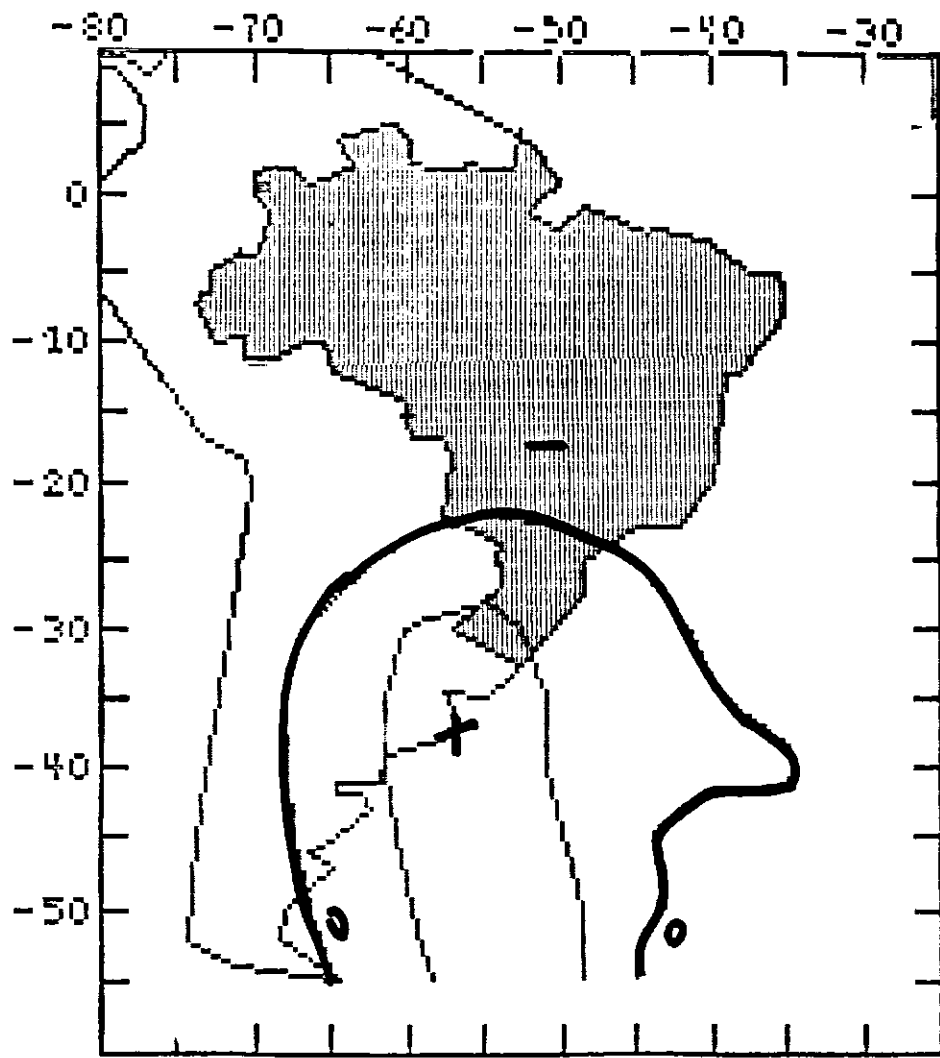


Fig. 4.55 - Vorticidade (*10** -7 /s) no nível de 850 hPa para as
12:00 TMG do dia 23/06/82.

Espaçamento = 20

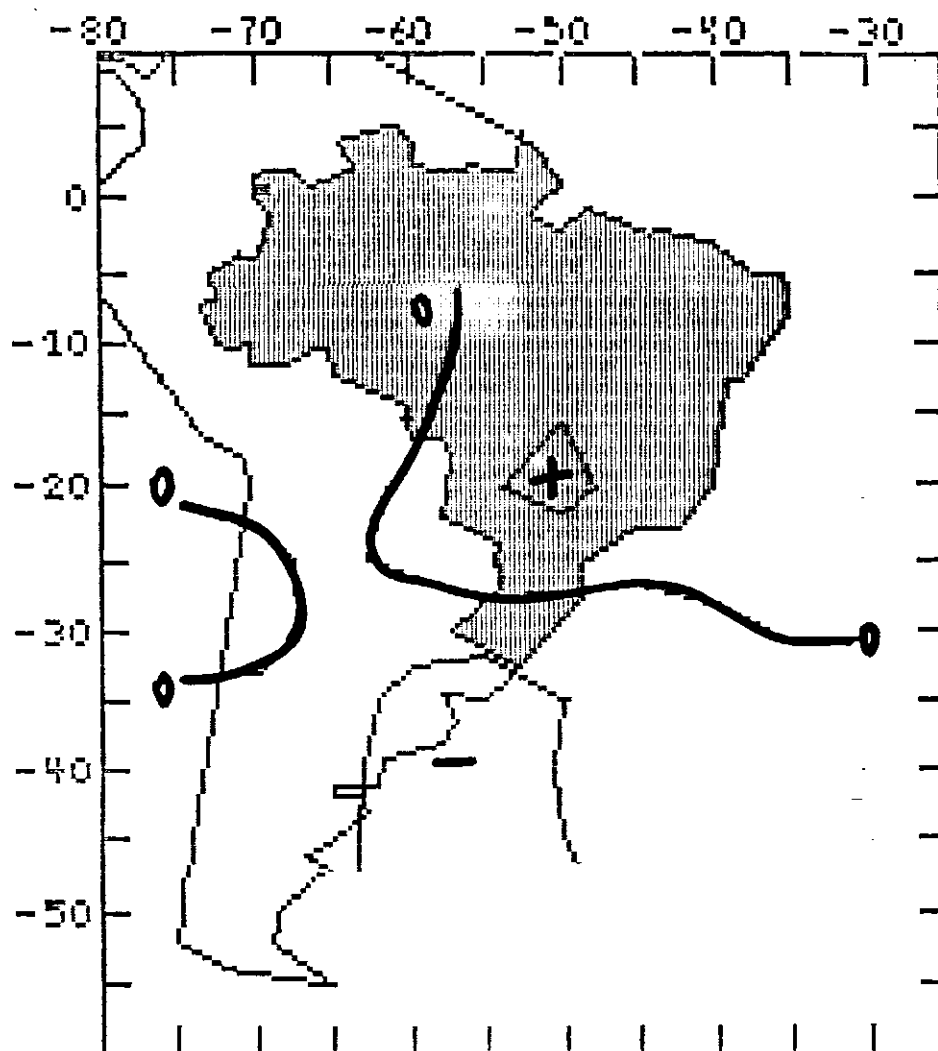


Fig. 4.56 - Vorticidade ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 700 hPa para as
12:00 TMB do dia 23/06/82.

Espaçamento = 15

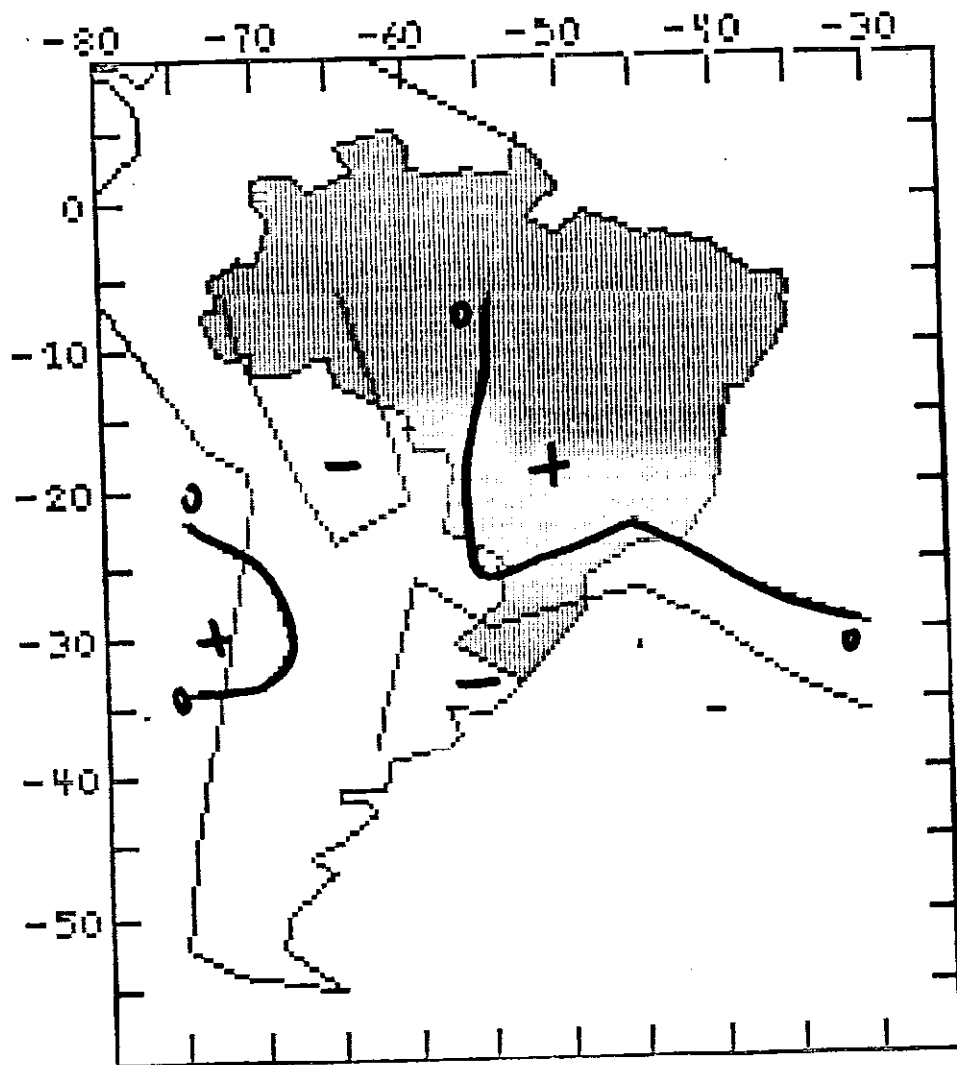


Fig. 4.57 - Vorticidade ($\times 10^{10}$ s^{-1}) no nível de 500 hPa para as 12:00 TMG do dia 23/06/82.

Espaçamento = 20

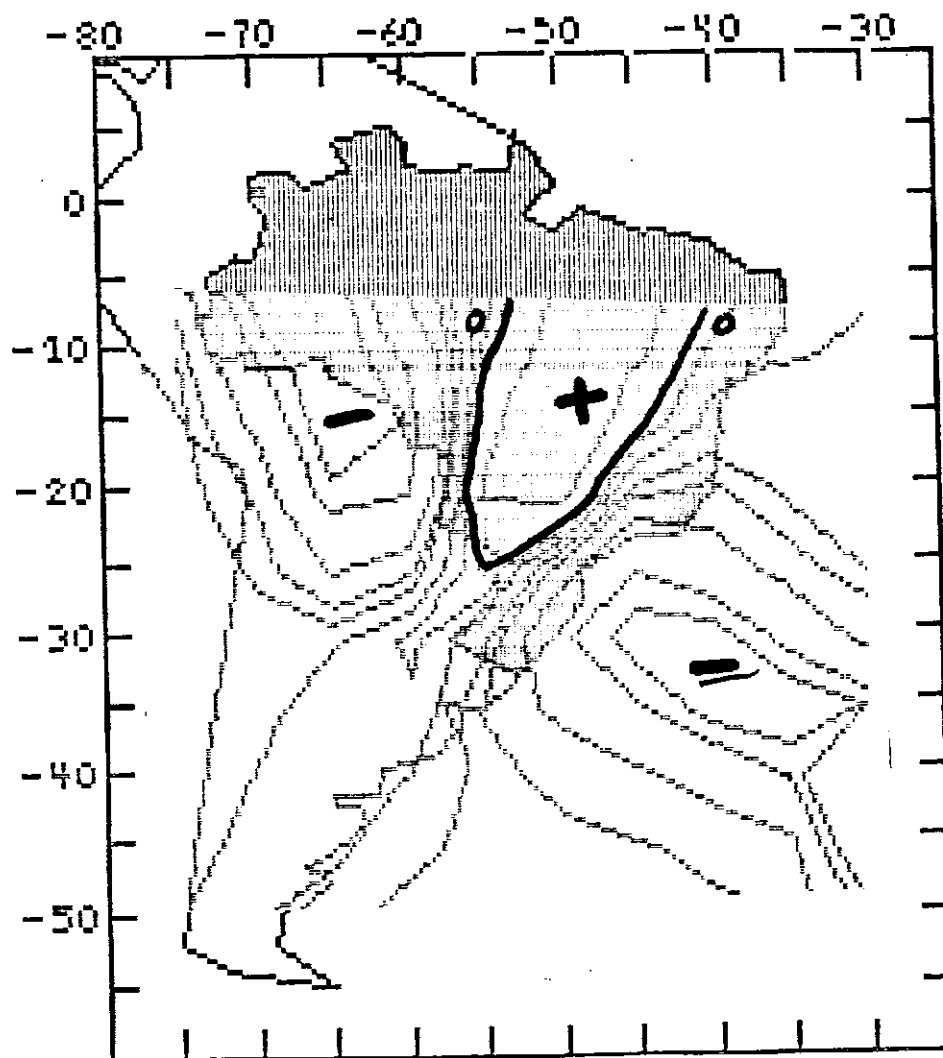


Fig. 4.58 - Vorticidade ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 300 hPa para as
12:00 TMG do dia 23/06/82.

Espaçamento = 50

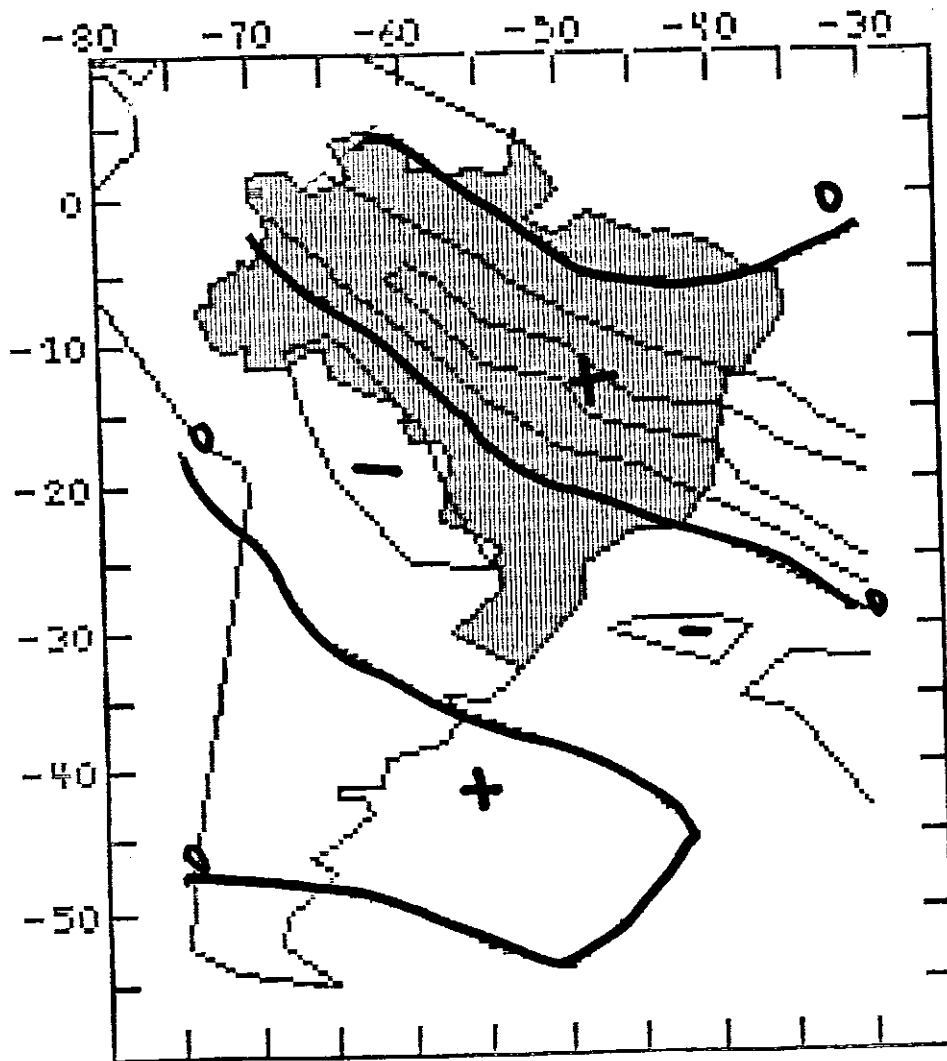


Fig. 4.59 - Vorticidade ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 850 hPa para as
 12:00 TMS do dia 24/06/82.
 Espaçamento = 100

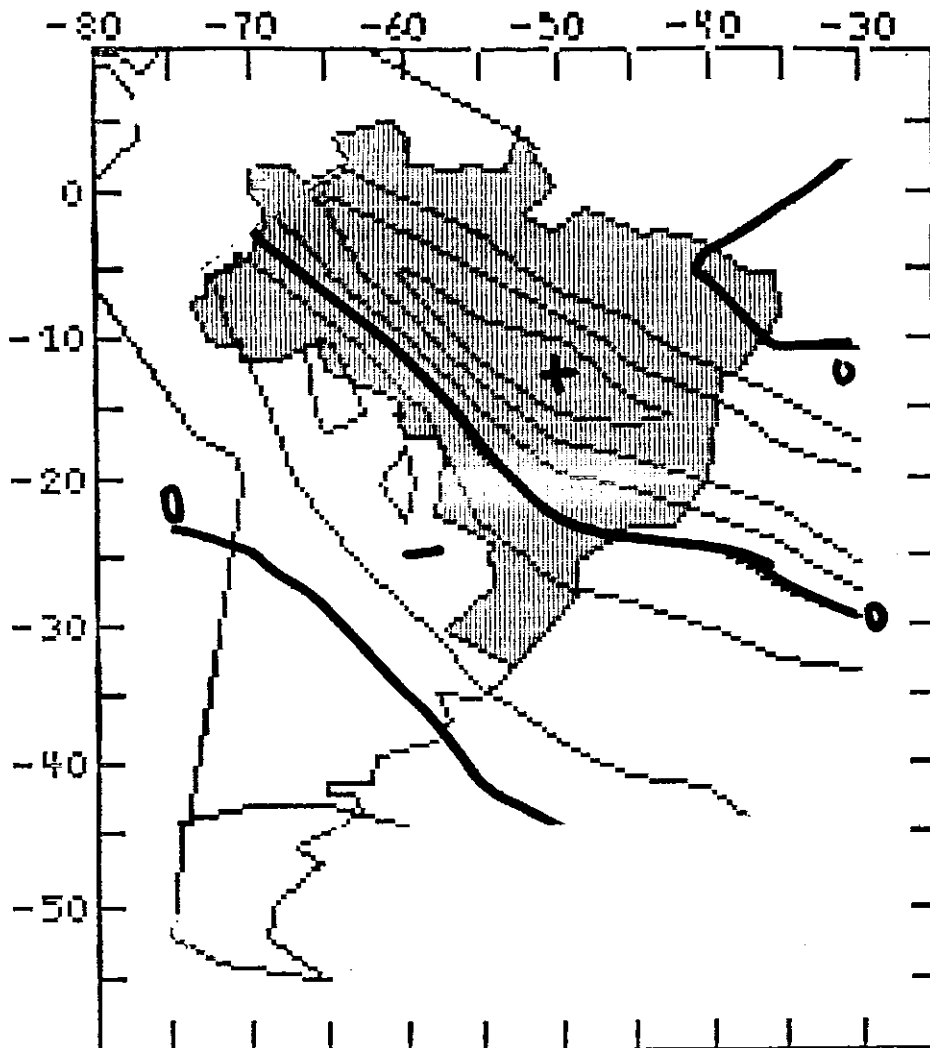


Fig. 4.60 - Vorticidade ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 700 hPa para as
 12:00 TMG do dia 24/06/82.
 Espaçamento = 100

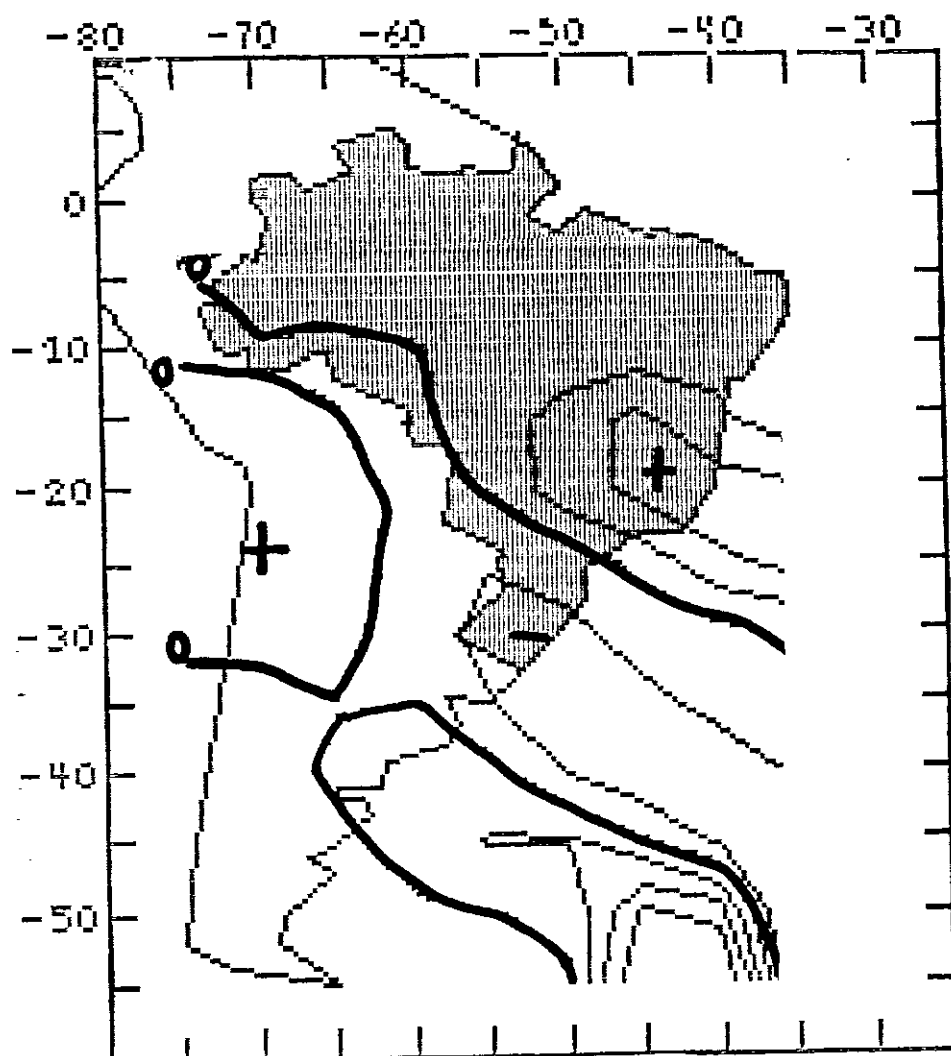


Fig. 4.61 - Vorticidade ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 500 hPa para as
 12:00 TMG do dia 24/06/82.
 Espaçamento = 100

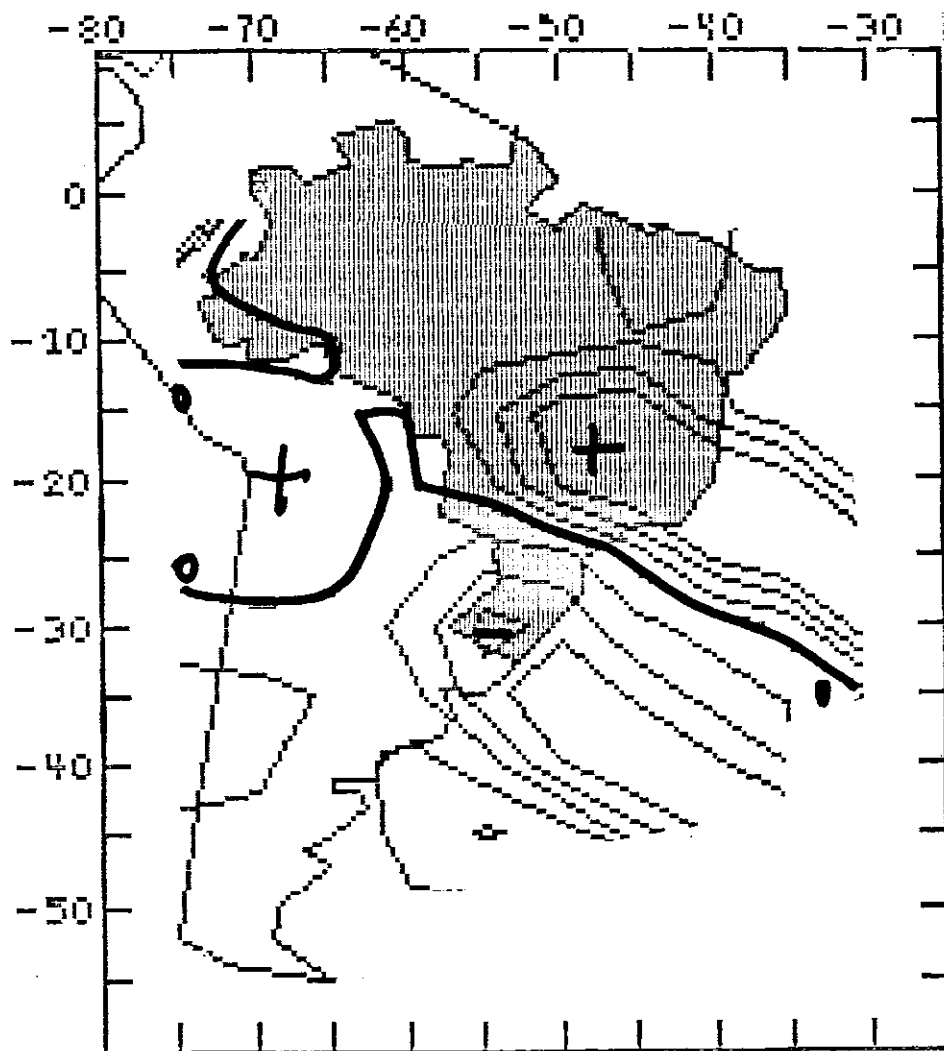


Fig. 4.62 - Vorticidade ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 300 hPa para as
12:00 TMS do dia 24/06/82.

Espaçamento = 100

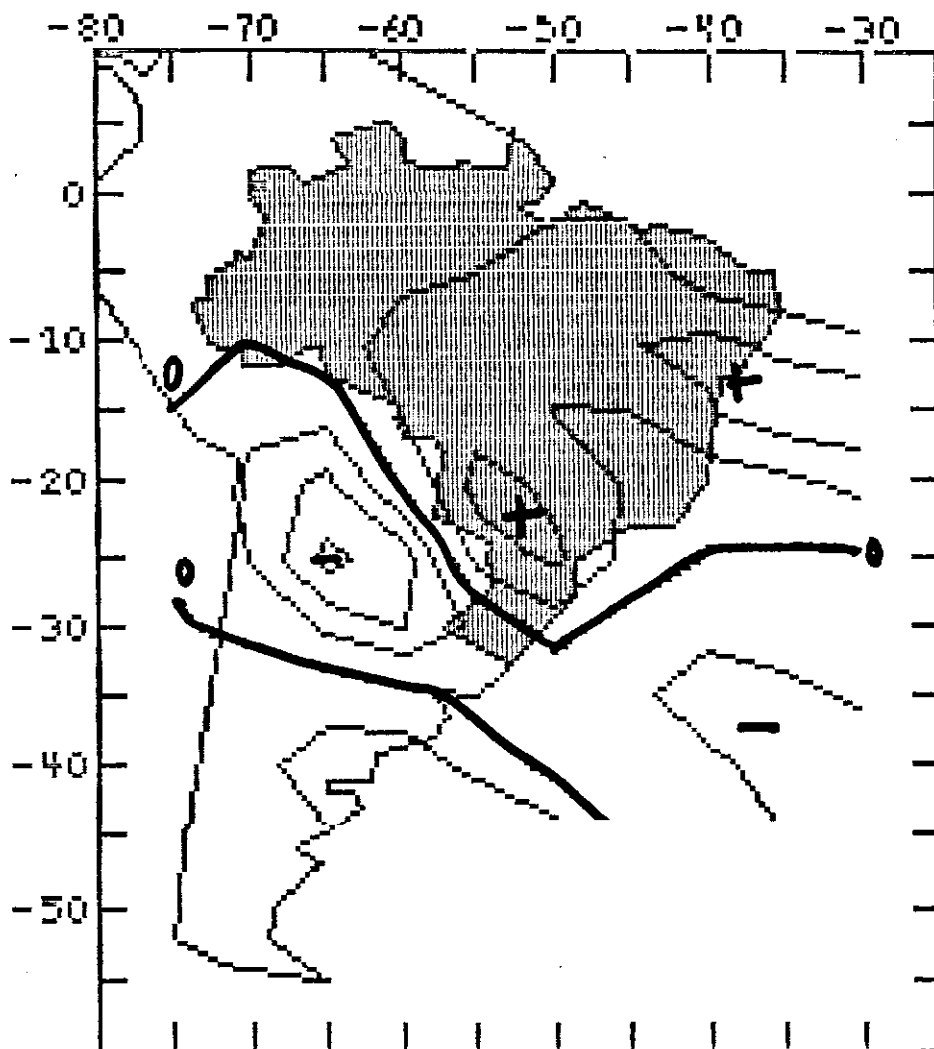


Fig. 4.63 - Vorticidade ($\times 10^{10}$ s^{-1}) no nível de 850 hPa para as
 12:00 TMG do dia 25/06/82.
 Espaçamento = 100

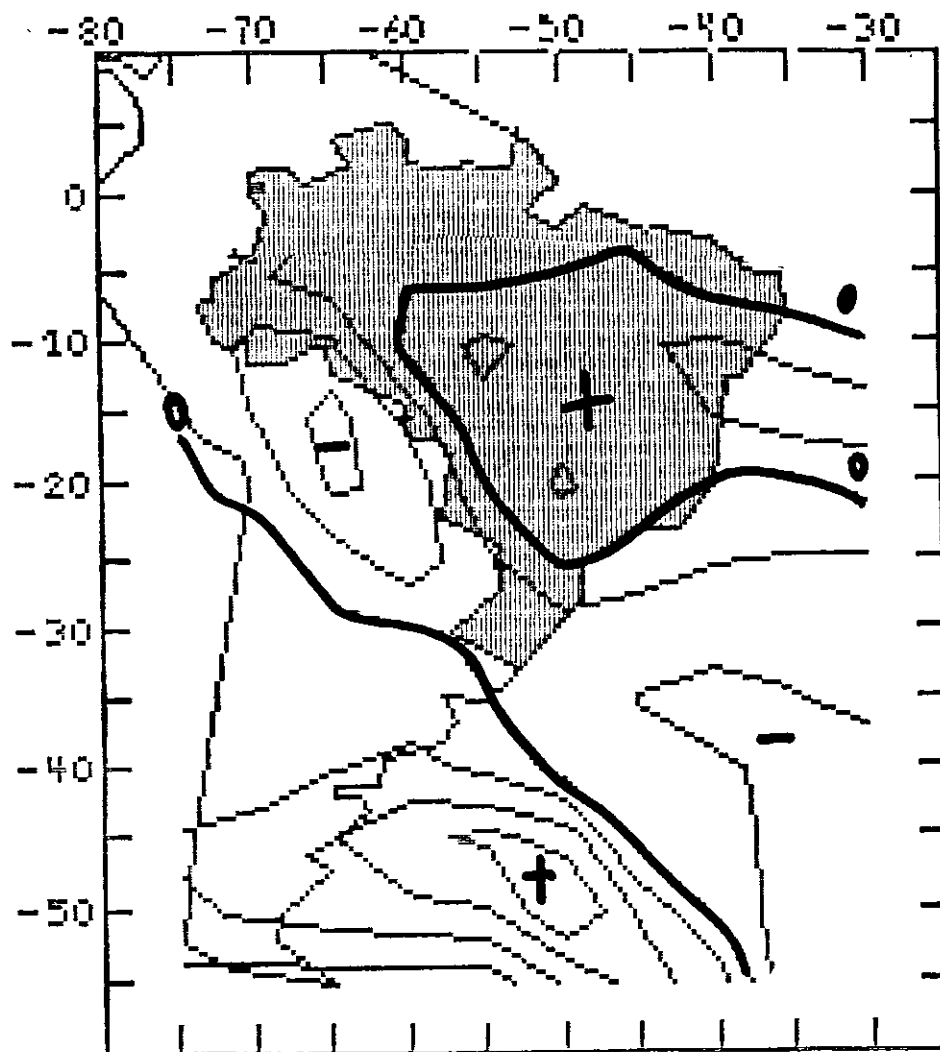


Fig. 4.64 - Vorticidade ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 700 hPa para as
 12:00 TGM do dia 25/06/82.
 Espaçamento = 100

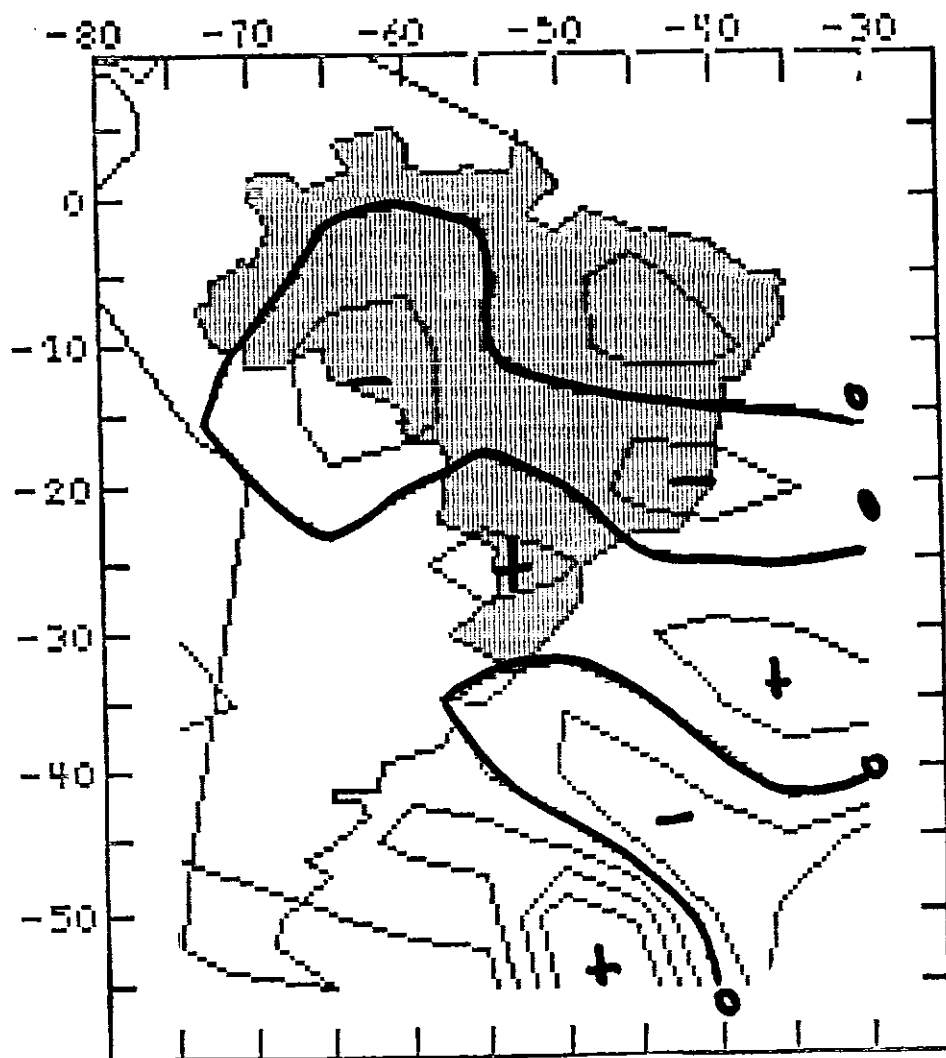


Fig. 4.65 - Vorticidade ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 500 hPa para as
12:00 TGM do dia 25/06/82.

Espaçamento = 100

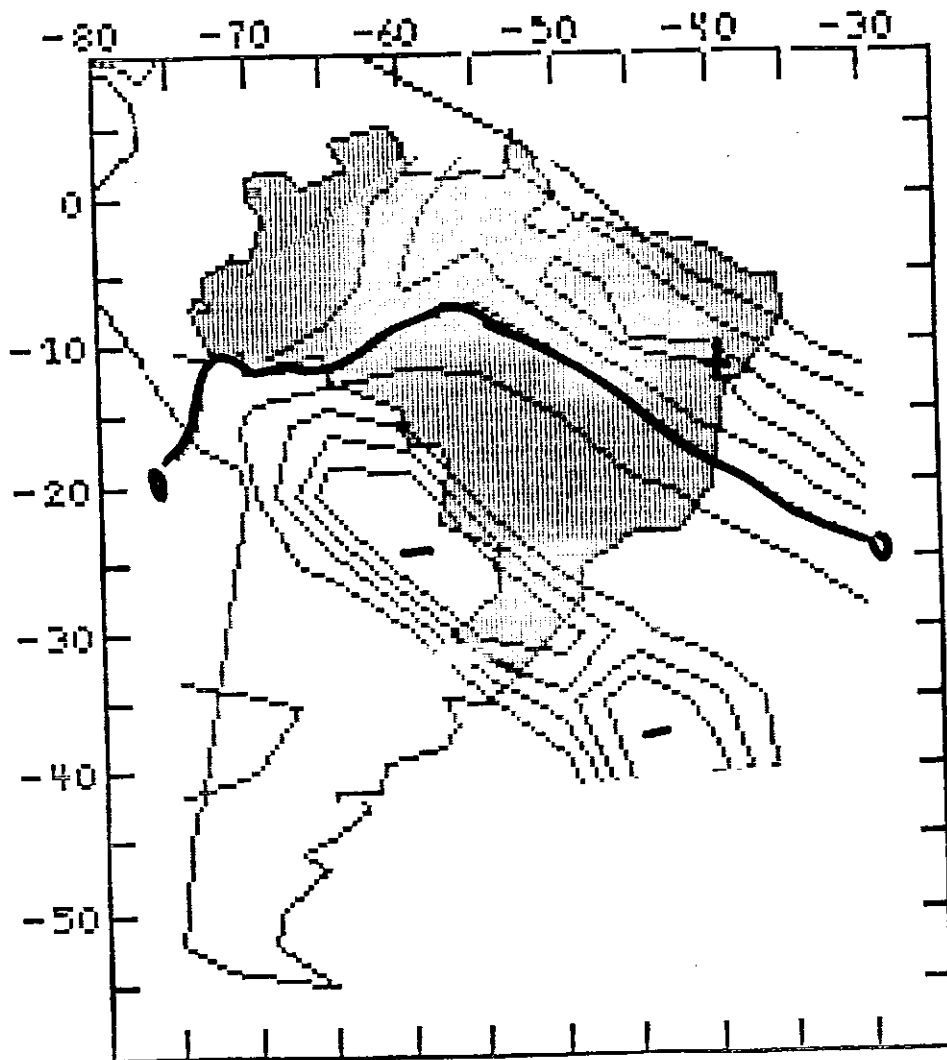


Fig. 4.66 - Vorticidade ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 300 hPa para as
12:00 TGM do dia 25/06/82.
Espaçamento = 100

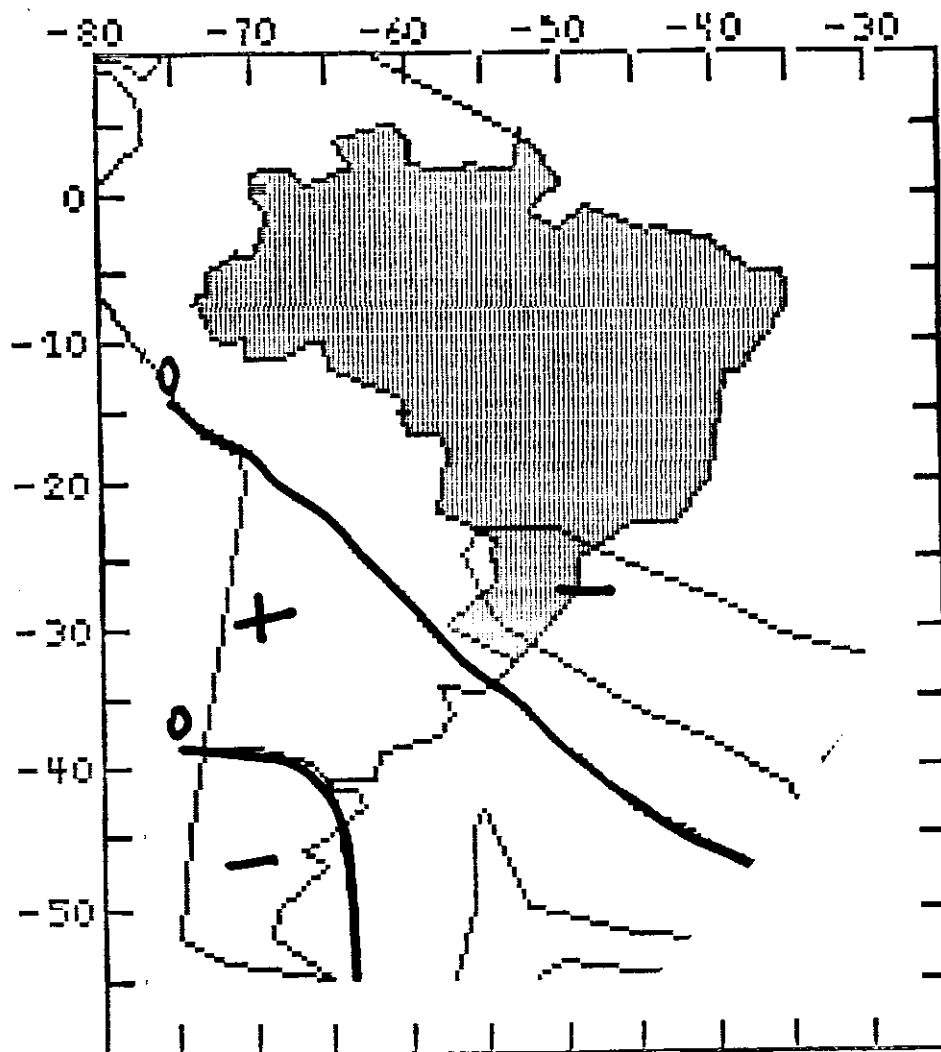


Fig. 4.67 - Divergência ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 850 hPa para as
 12:00 TMG do dia 23/06/82.
 Espaçamento = 50

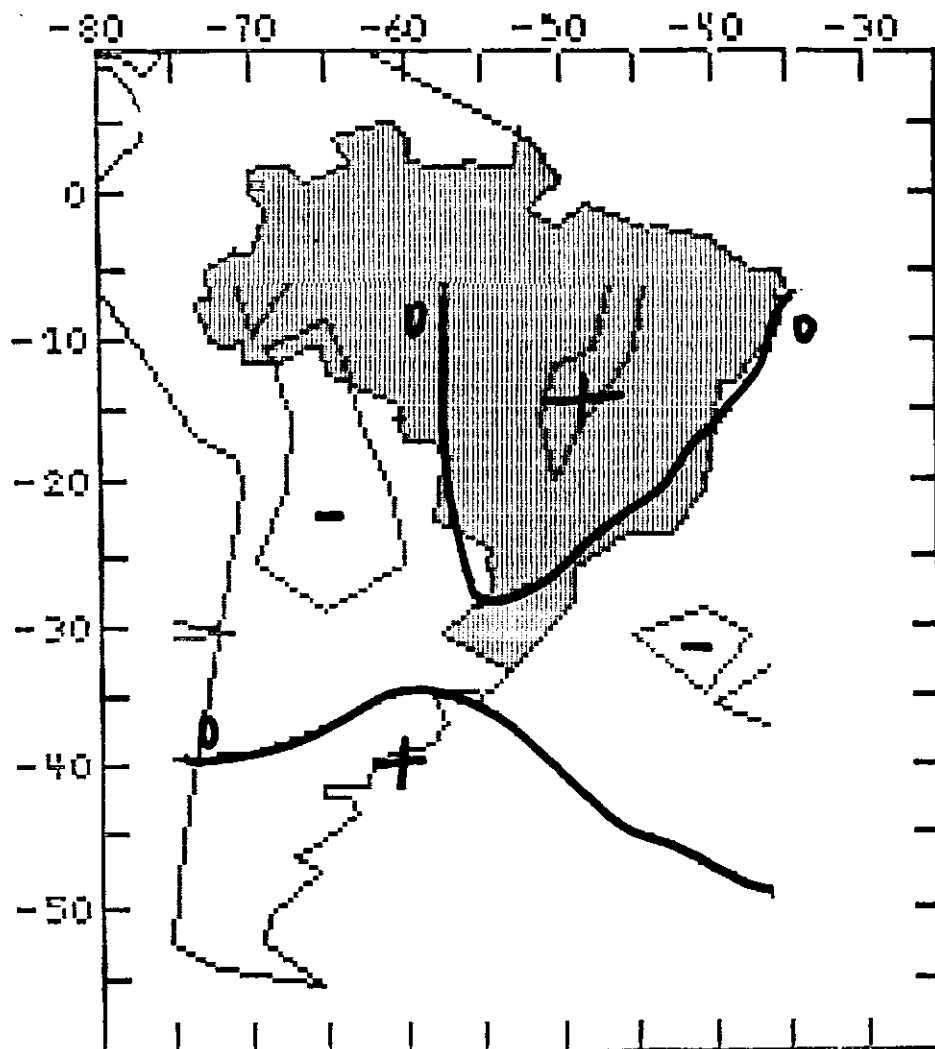


Fig. 4.68 - Divergência ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 700 hPa para as
12:00 TMC do dia 23/06/82.

Espaçamento = 10

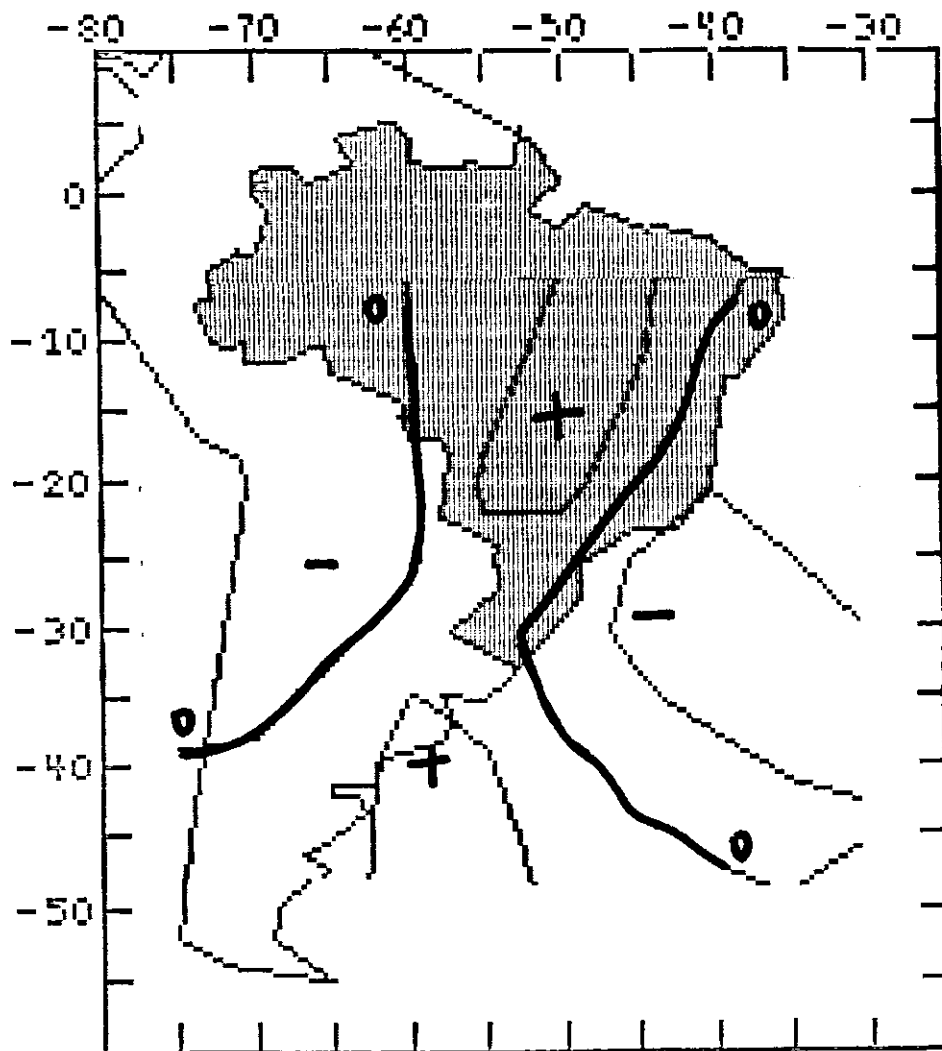


Fig. 4.69 - Divergência ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 500 hPa para as
 12:00 TMG do dia 23/06/82.
 Espaçamento = 15

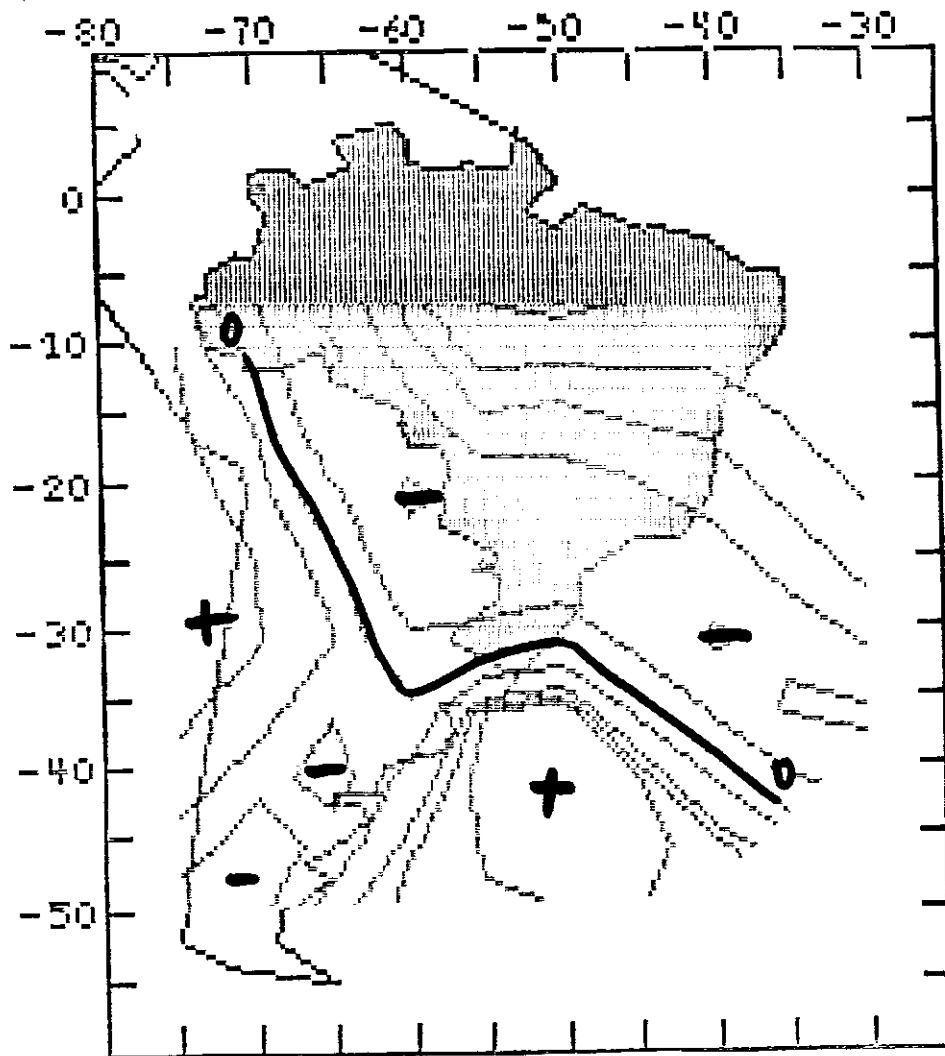


Fig. 4.70 - Divergência (*10** -7 /s) no nível de 300 hPa para as
12:00 TMG do dia 23/06/82.

Espaçamento = 50

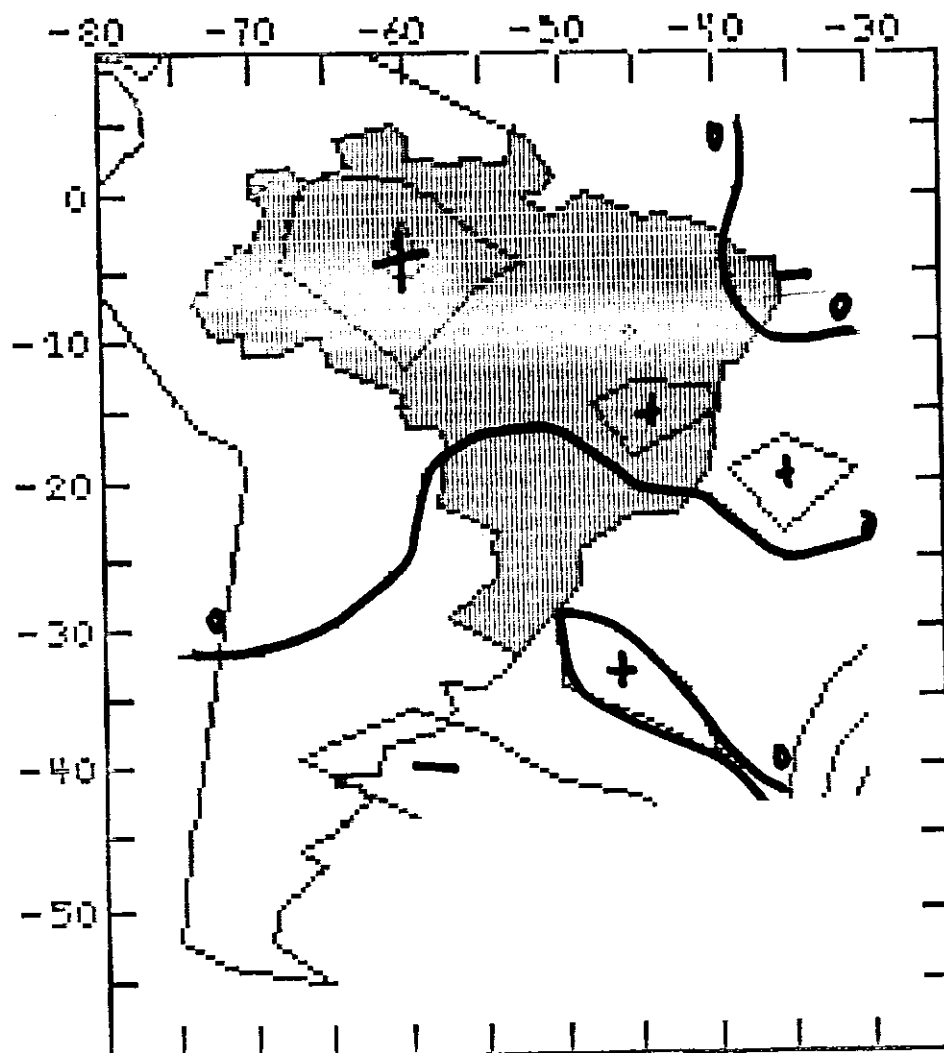


Fig. 4.71 - Divergência ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 850 hPa para as
12:00 TMG do dia 24/06/82.

Espaçamento = 50

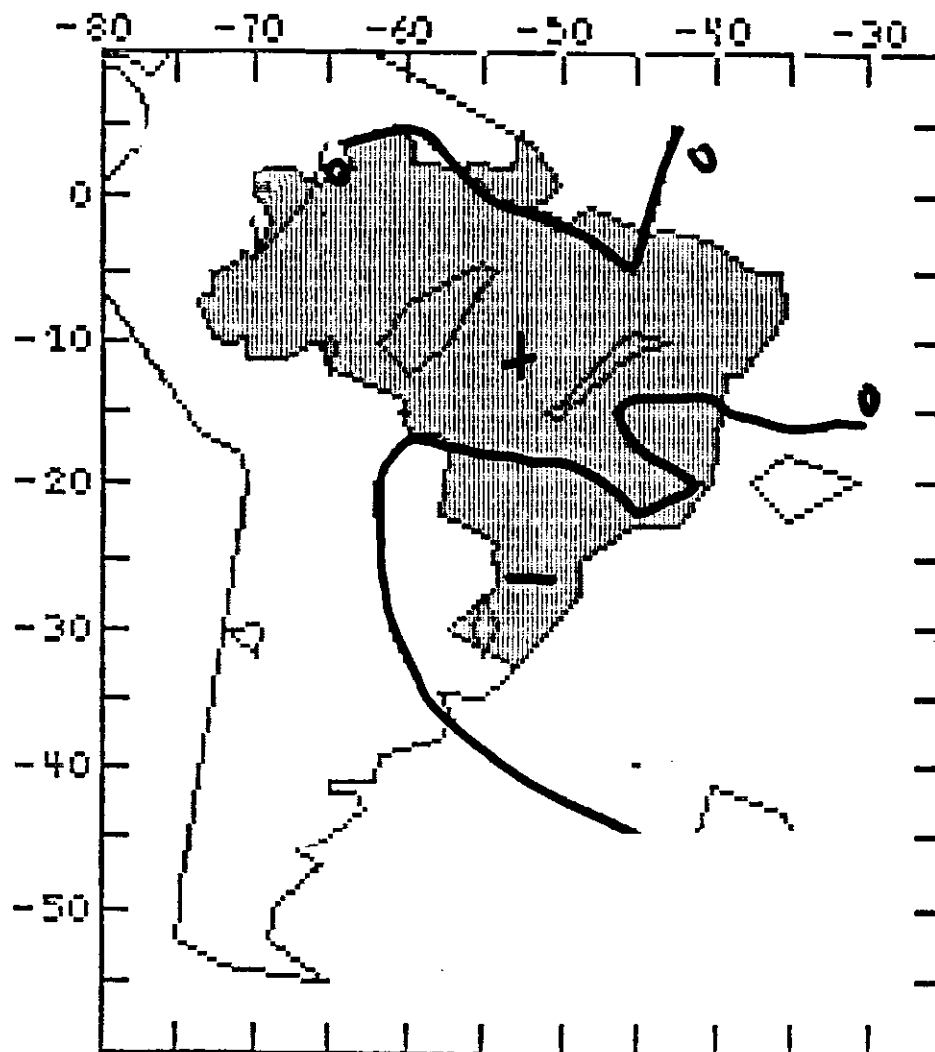


Fig. 4.72 - Divergência ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 700 hPa para as
 12:00 TMG do dia 24/06/82.
 Espaçamento = 50

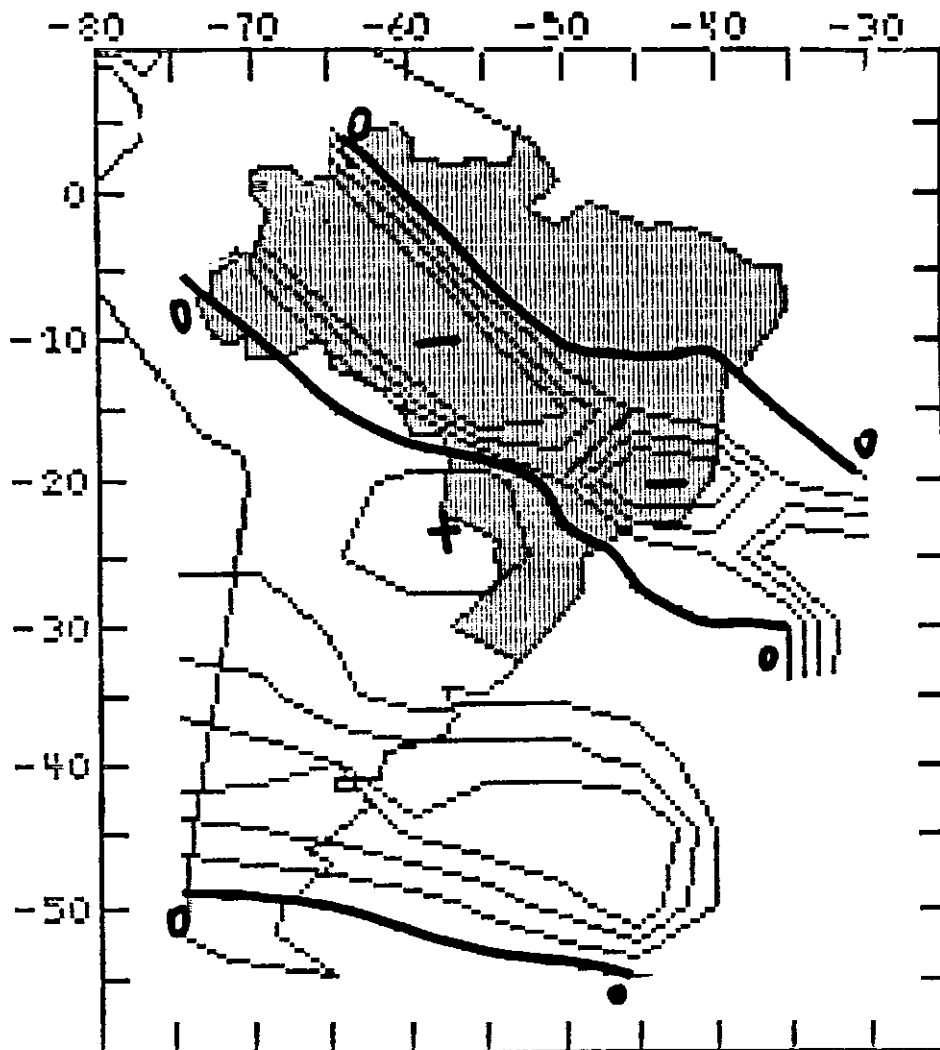


Fig. 4.73 - Divergência ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 500 hPa para as
12:00 TMG do dia 24/06/82.

Espaçamento = 50

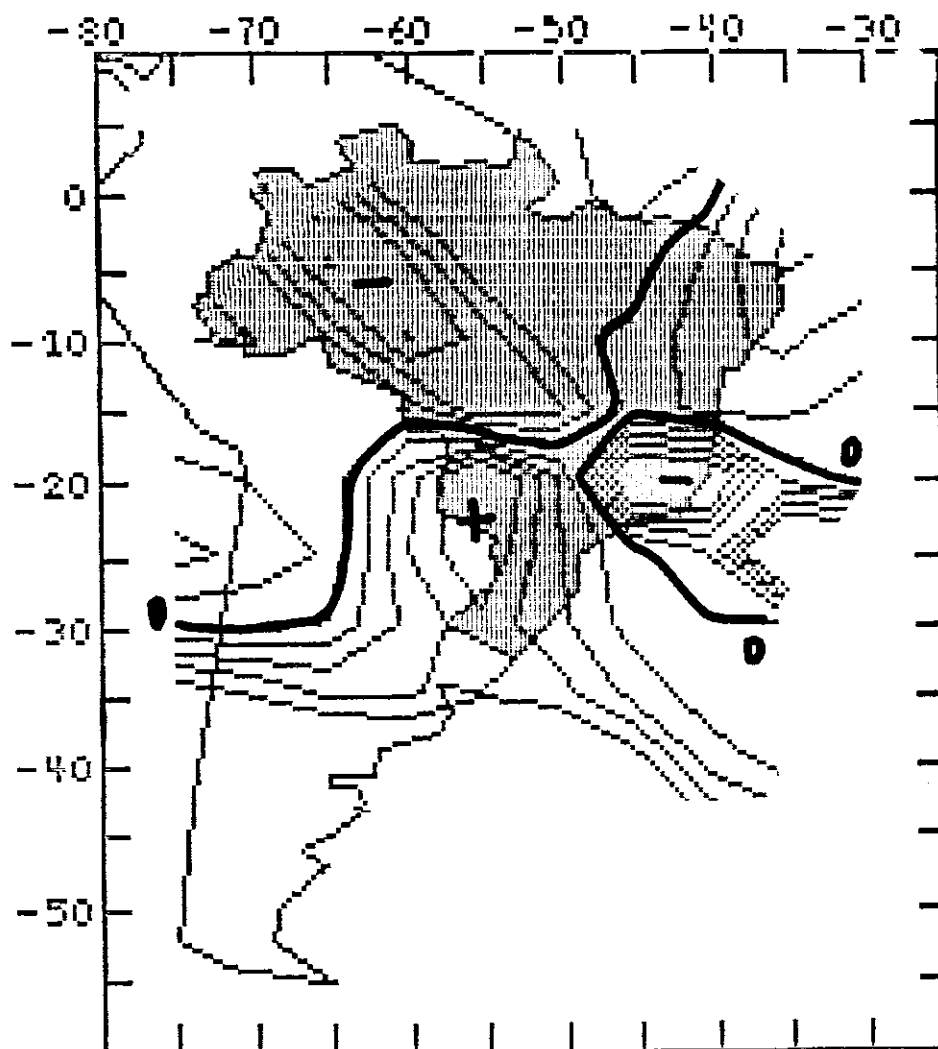


Fig. 4.74 - Divergência ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 300 hPa para as
 12:00 TME do dia 24/06/82.
 Espaçamento = 50

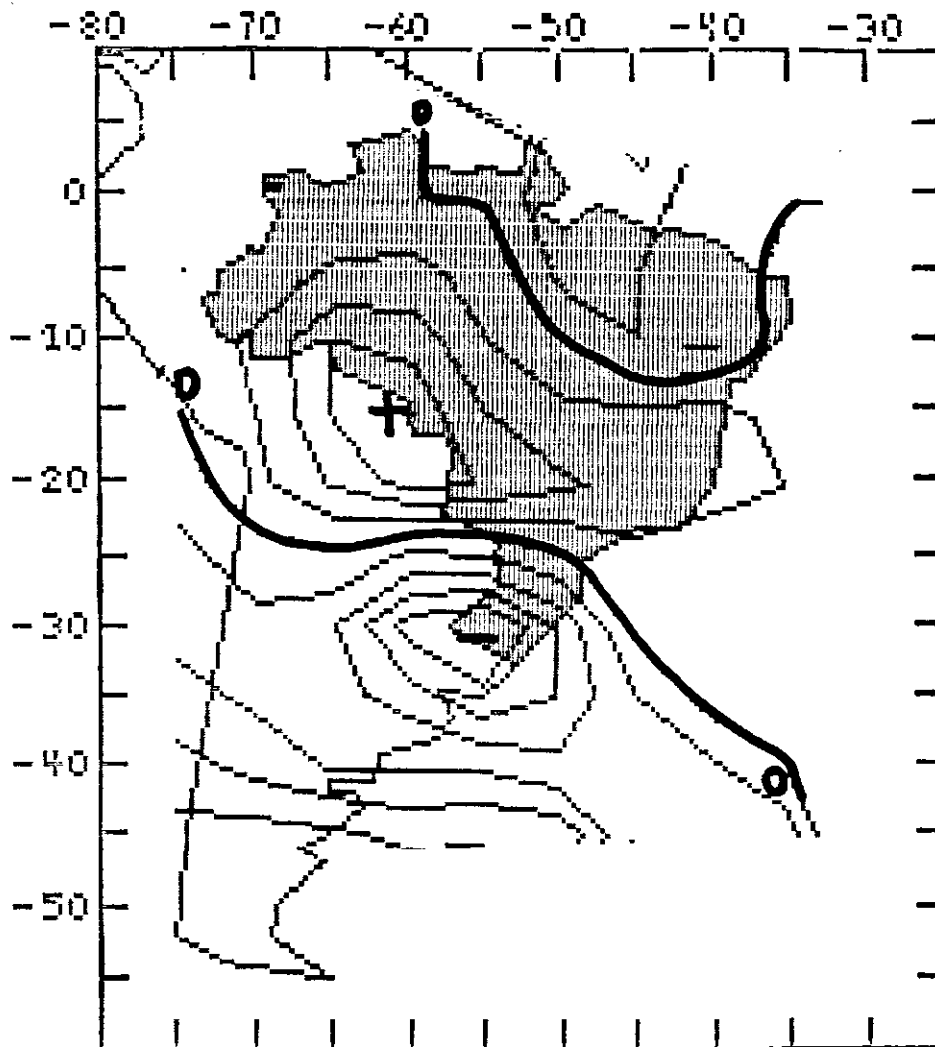


Fig. 4.75 - Divergência ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 850 hPa para as
12:00 TMG do dia 25/06/82.

Espaçamento = 50

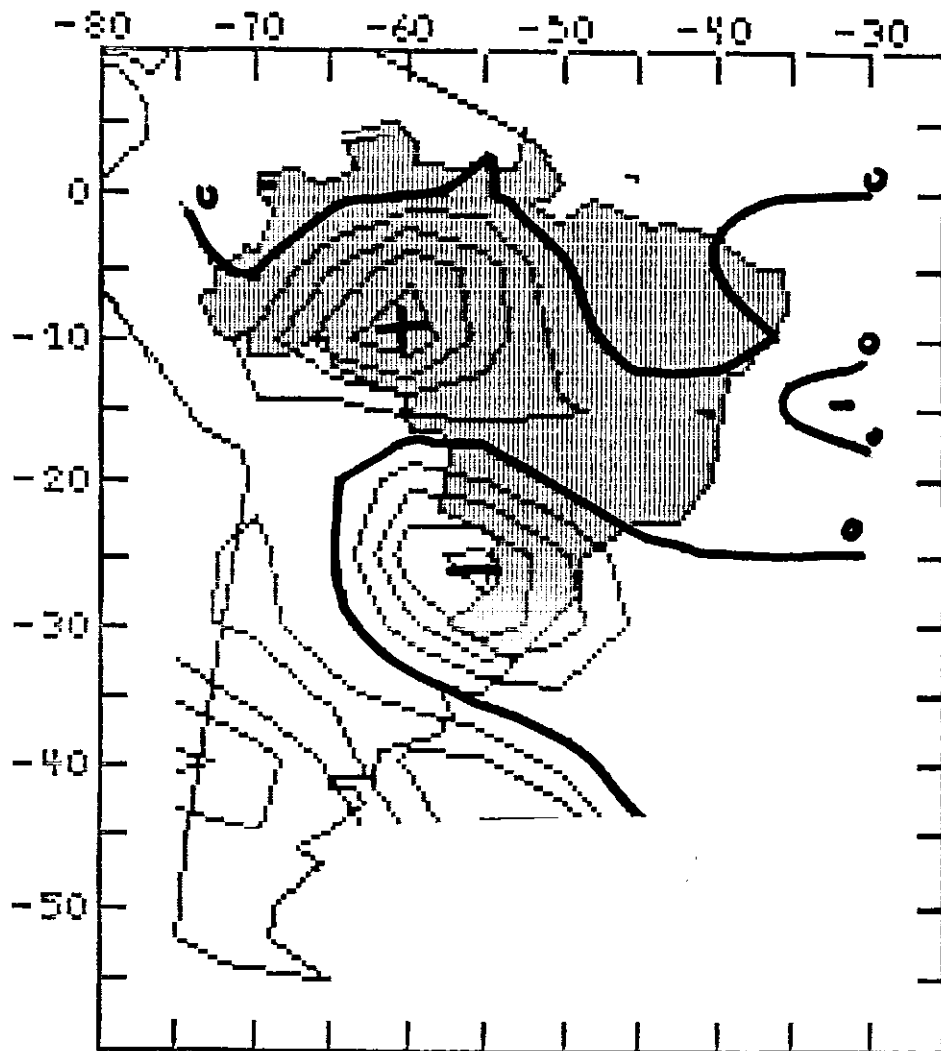


Fig. 4.76 - Divergência ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 700 hPa para as 12:00 TMG do dia 25/06/82.

Espacamento = 50

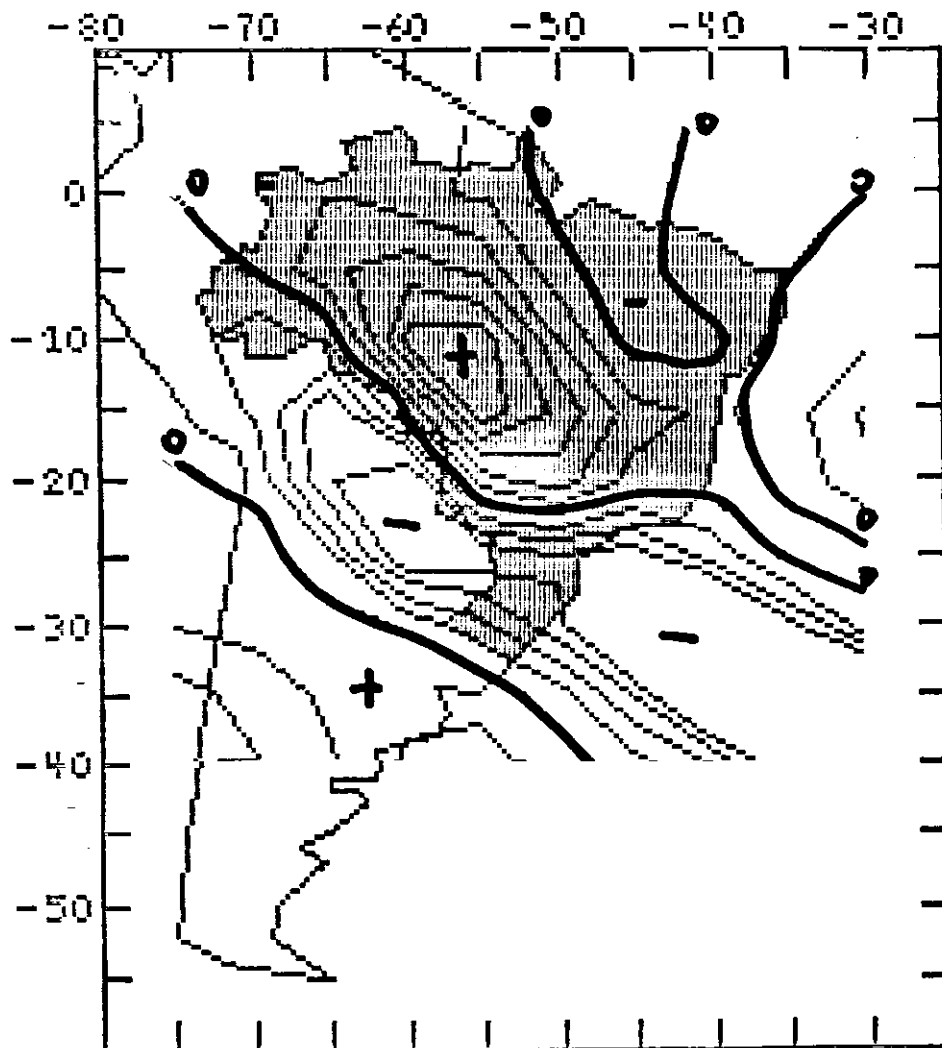


Fig. 4.77 - Divergência ($\times 10^{-7}$ /s) no nível de 500 hPa para as 12:00 TMC do dia 25/06/82.

Espaçamento = 50

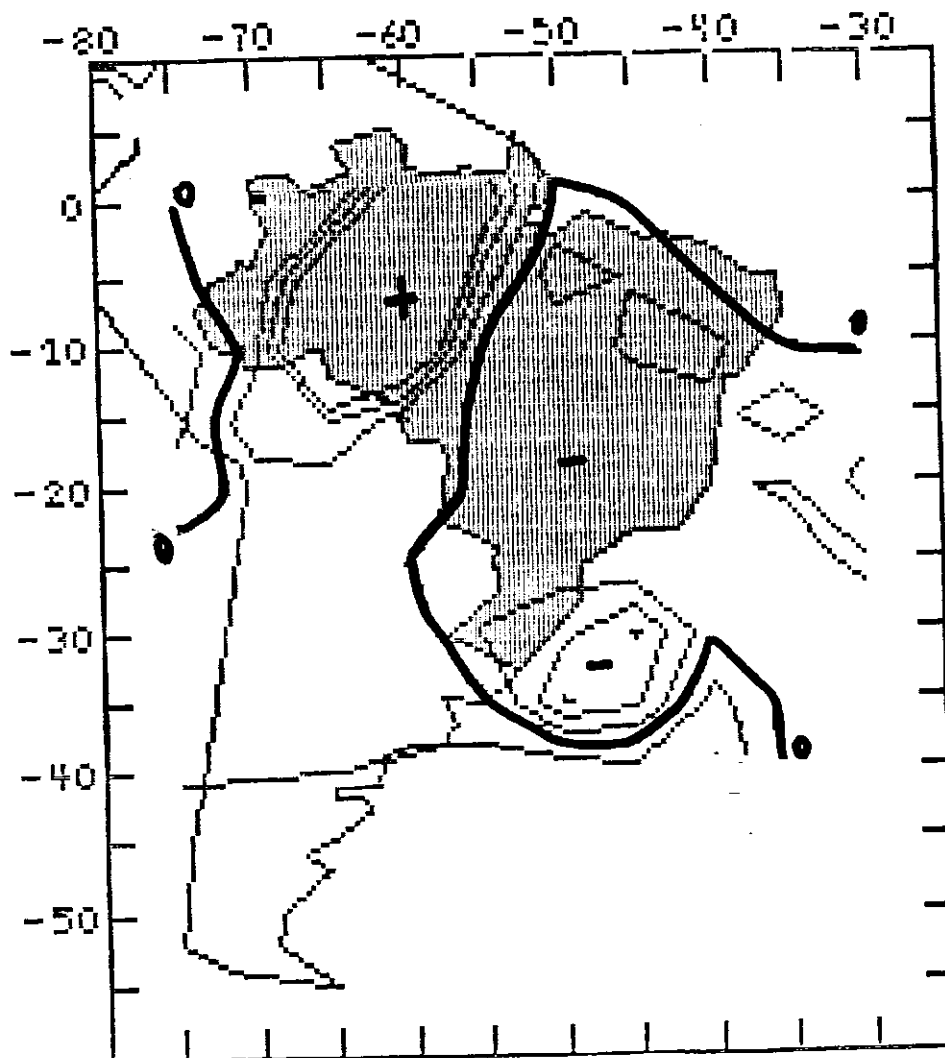
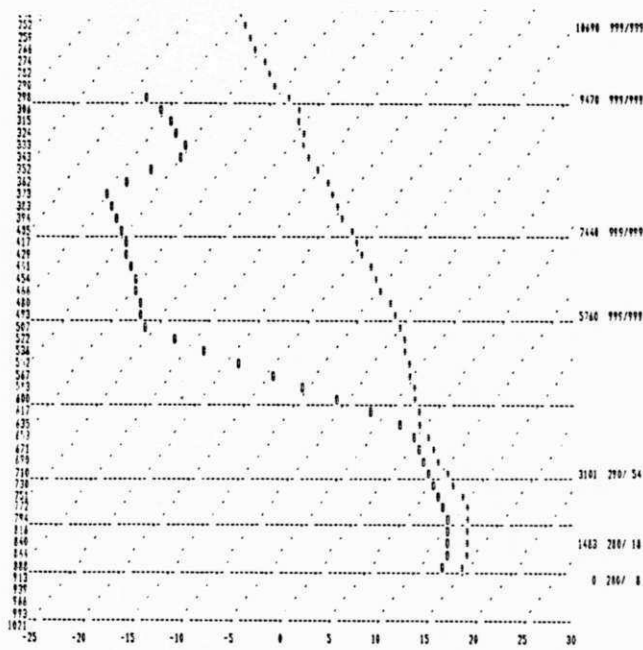


Fig. 4.78 - Divergência ($\times 10^{10}$ s^{-1}) no nível de 300 hPa para as
 12:00 TMG do dia 25/06/82.
 Espaçamento = 50



ESTACAO: 33840 DATA: 24/06/82 - 12:00

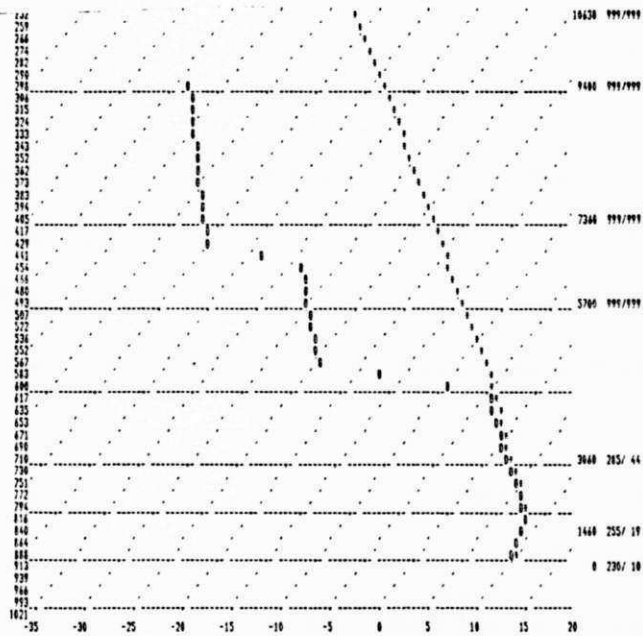
VARIAVEIS	SUPERF.	NIVEL 1	NIVEL 2	NIVEL 3	NIVEL 4
PRESSAO (mB)	910.0	///	850.0	700.0	500.0
TEMPERATURA AR (C)	14.0	///	13.4	4.6	-10.9
DEPRESSAO (C)	1.2	///	2.2	1.6	26.0
TEMP. POTENCIAL (K)	294.8	///	300.0	307.4	319.6
TENSAO VAP. SAT. (mB)	16.0	///	15.4	8.5	2.7
TENSAO DE VAPOR (mB)	14.8	///	13.3	7.6	0.3
RAZAO MISTURA g/Kg	10.3	///	9.9	6.8	0.3
UMIDADE RELATIVA (%)	92.5	///	86.5	89.3	9.6
TEMP. VIRTUAL (K)	288.8	///	288.1	270.8	262.2
NIVEL CONV LEV (mB)	893.6	///	822.1	682.8	324.7

AGUA PRECIPITAVEL: SFF/650 mB = 6.2 mm
 350/700 mB = 12.8 mm
 700/500 mB = 7.3 mm
 WIND SHEAR = 981.0 nos
 TEMP CONV = 23.2 C
 WBZ HT = 2768.5 m
 MAX GUST = 9.5 nos
 GRANIZO = NAO-20.939 646
 NIVEL ED = 780.0mB

INDICE TOTALS = 46
 SSI = 0.7
 INDICE K = 33.9

INVERSAD COMECA EM 510 mB E TERMINA EM 880 mB
 INVERSAD COMECA EM 210 mB E TERMINA EM 150 mB
 INVERSAD COMECA EM 160 mB E TERMINA EM 0 mB

Fig. 4.79 - Diagrama aerológico SKEW T - LOG P de Curitiba do dia 24/06/82 às 12:00 TMG. Os valores do lado direito do diagrama representam o geopotencial e o vento.



ESTACAO: 83840 DATA: 25/06/82 - 00:00

VARIAVEIS	SUPERF.	NIVEL 1	NIVEL 2	NIVEL 3	NIVEL 4
PRESSAO (mB)	907.0	///	850.0	700.0	500.0
TEMPERATURA AR (C)	9.8	///	8.8	1.4	-14.1
DEPRESSAO (C)	0.3	///	0.4	0.5	16.0
TEMP. POTENCIAL (K)	290.8	///	295.2	303.9	315.7
TENSAO VAP. SAT. (mB)	12.1	///	11.3	6.8	2.1
TENSAO DE VAPOR (mB)	11.9	///	11.0	6.5	0.5
RAZAO MISTURA g/Kg	8.3	///	8.2	5.8	0.6
UMIDADE RELATIVA (%)	98.0	///	97.3	96.5	24.2
TEMP. VIRTUAL (K)	284.2	///	283.2	275.4	259.0
NIVEL CONV LEV (MB)	902.8	///	844.8	694.5	363.3

AGUA PRECIPITAVEL: SPF/850 mB = 4.8 mm
 850/700 mB = 10.7 mm
 700/500 mB = 6.6 mm
 WIND SHEAR = 981.7 nos
 TEMP CONV = 17.4 C
 MBZ HT = 2348.1 m
 MAX RUST = 5.3 nos
 GRANIZO = NAO .773 678
 NIVEL EQ = 640.0mb

INDICE TOTALS = 45
 SSI = 2.8
 INDICE K = 30.8

Fig. 4.80 - Diagrama aerológico SKEW T - LOG P de Curitiba do dia 25/06/82 às 00:00 TMG. Os valores do lado direito do diagrama representam o geopotencial e o vento.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 Conclusões

O ambiente sinótico em que se desenvolveu o CCM apresentou forçantes de larga escala que determinaram a sua formação e desenvolvimento. Por conseguinte, a análise em escala sinótica demonstrou ser condição necessária para prognosticar a formação e a evolução deste CCM. Dentre os sistemas sinóticos que contribuíram para a formação e o desenvolvimento do CCM, o anticiclone semi-estacionário do Atlântico Sul desempenha papel fundamental na geração do jato de baixos níveis, conforme situação descrita por Wexler (1961), sendo ainda responsável pelo bloqueio do sistema frontal e pela advecção quente nos baixos níveis. Além disso, foi também importante para a formação desse CCM, a posição e a intensidade da corrente de jato superior que, acoplada com o jato de baixos níveis, propiciou condições favoráveis devido ao ajuste de massa que acompanha a propagação de um jato superior, conforme situação mostrada por Uccellini e Johnson (1979) e também encontrada por Guedes (1985) e Sclar e Figueiredo (1990).

A Figura 5.1 mostra uma representação esquemática do acoplamento entre os jatos de baixos níveis e de nível superior no dia 24 às 12:00 TMG, onde o núcleo de convergência de umidade (linha pontilhada) delimita uma zona potencialmente instável, sendo o jato da alta troposfera responsável pela advecção de ar frio e seco e pelo aumento da divergência na troposfera superior enquanto que o jato de baixos níveis é responsável pelo transporte de calor e umidade para a região de convecção.

Finalmente, esta visão sobre a ocorrência de um CCM representa um esforço técnico-científico a fim de contribuir para um melhor conhecimento e uma previsão mais adequada de tais sistemas, bem como para planificação técnica e operativa dos serviços meteorológicos a fim de dar uma melhor resposta aos problemas econômicos e sociais gerados por esse fenômeno atmosférico.

5.2 Sugestões

A partir dos resultados obtidos, sugere-se o monitoramento do anticiclone semi-estacionário do Atlântico e da corrente de jato subtropical, com o objetivo de identificar sua influência sobre o movimento do sistema frontal, bem como as condições favoráveis à formação de sistemas convectivos. Tal sugestão é dirigida aos Serviços Meteorológicos de Previsão de Tempo. Como sugestão para futuros trabalhos indica-se o levantamento climatológico desse quadro sinótico tendo em vista tratar-se de um caso atípico.

Finalmente, é fundamental uma maior interação entre os órgãos operacionais e de pesquisa, a fim de proporcionar, num esforço conjunto, melhores perspectivas na qualidade do prognóstico de sistemas de mesoescala, através do desenvolvimento continuado de novas técnicas de previsão.

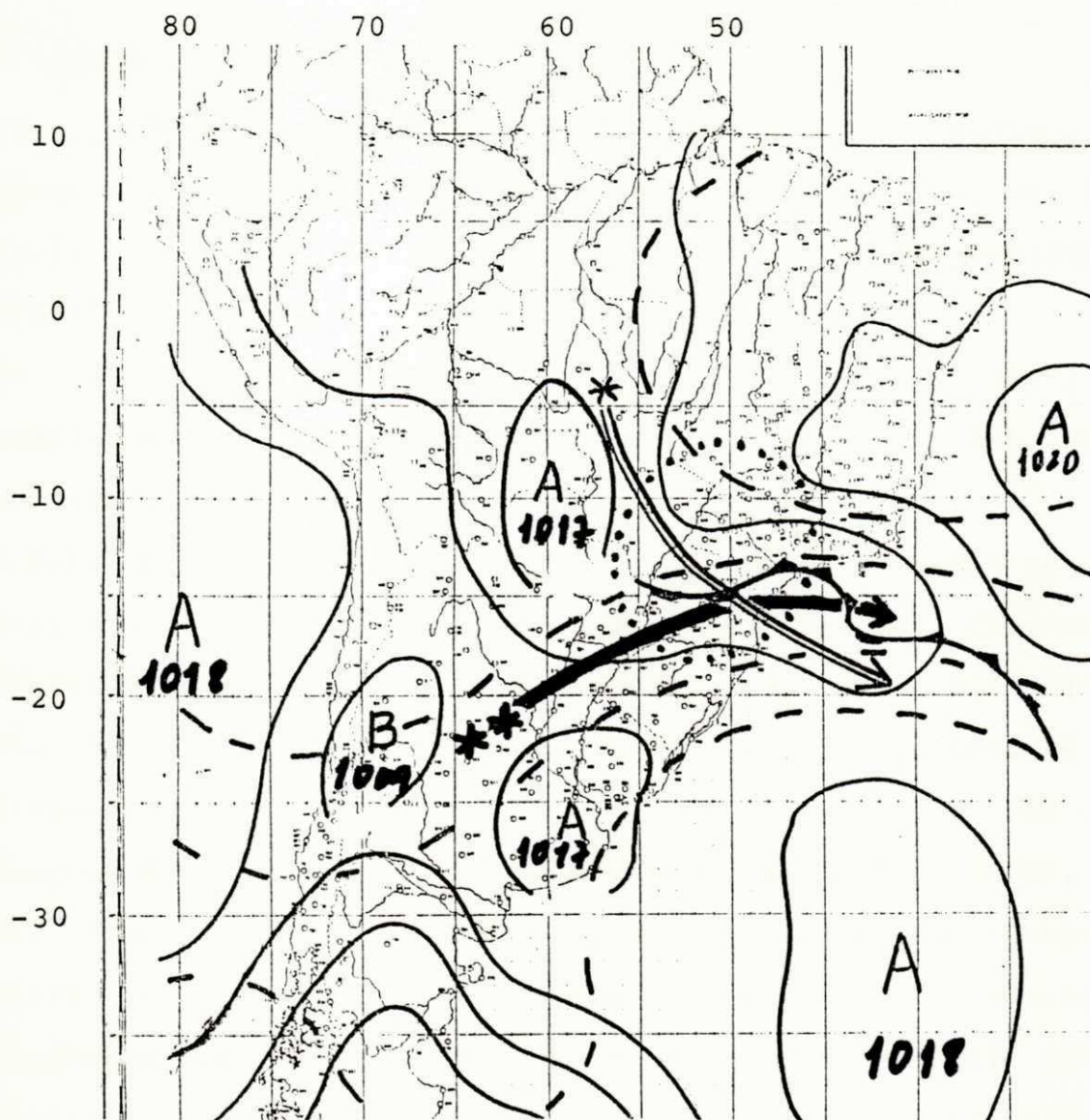


Fig. 5.1 - Representação esquemática do acoplamento dos jatos de baixo nível e de nível superior da troposfera no dia 24/06/82 às 12:00 TMG. As linhas contínuas representam as isóbaras ao nível médio do mar. As linhas tracejadas representam o geopotencial em 300 hPa. A linha pontilhada delimita a área com convergência de umidade em 700 hPa. A flecha com (*) representa o jato de baixos níveis (700 hPa) e aquela com (**) representa a corrente de jato em 300 hPa. O CCM desenvolveu-se na intersecção entre os jatos.

6. REFERÊNCIAS

- Beneti, C.A.A. e Silva Dias, M.A.F., 1986: Análise do desenvolvimento de Índices de Instabilidade na região de São Paulo. Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, Vol. 2, 65 - 70.
- Cotton, W.R., Lin, M., McAnelly, L.R. e Trembock, C.J., 1989: A composite Model of mesoscale convective complexes. Mon. Wea. Rev., 117, 765 - 783.
- Dias, P.L.S e Silva Dias, M.A.F., 1984: Um modelo diagnóstico de previsão de tempo para microcomputadores. Anais III Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belo Horizonte, Vol.2, 153 - 158.
- Guedes, R.L., 1985: Condições de Grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região Central da América do Sul. Dissertação de mestrado, 66 pp IAE-USP-SP.
- Guedes, R.L. e Silva Dias, M.A.F., 1985: The observed Synoptic scale structure in the presence of mesoscale convective complexes over South Americ. 2nd Meeting of the Brazil -USA- Cooperative Program on the Role of Convection in the Amazon Region, São José dos Campos, SP.
- Johnston, E. C., 1981: Meso-scale vorticity centers induced by meso-scale convective complexes. Msc. dissertation, University of Wisconsin-Madison, 54 pp.
- Leary, C.A. e Rapaport, E.N., 1987: The life cicle and Internal structure of a mesoscale convective complex. Mon. Wea. Rev., 115, 1503 - 1527.
- Maddox, R.A., 1979: The evolution of middle and upper tropospheric features during a period of intense convective storms. Preprints Eleventh Conf. on Severe Local Storms,

Kansas City, Missouri.

-----, 1980: Mesoscale Convective Complexes, Bull. Amer. Soc., 61, 1374 - 1387.

-----, 1981a: The structure and life cycle of midlatitude mesoscale convective complexes. Atmos. Sci. Pap. No. 336, Depto. Atmos. Sci., Colorado Stat. University, Fort Collins, 331 pp.

-----, Perkey, D.J. e Fritsch, J.M., 1981b: Evolution of upper tropospheric features during a development of a mesoscale convective complexes. Journal of the Atmospheric Sciences, 38, 1664 - 1674.

-----, Rodgers, D.M. e Howard, K.W., 1982: Mesoscale convective complexes over United States during 1981 - Annual Summary - Mon. Wea. Rev., 110, 1501 - 1514.

-----, 1983: Large-Scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. Mon. Wea., 111, 1475 - 1493.

McAnelly, R.L. e Cotton, W.R., 1989: The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the Central United States. Mon. Wea. Rev., 117, 784 - 808.

Petterssen, E., 1956: Weather Analysis and Forecasting. McGraw-Hill, 2ª edição, 428 pp.

Rasmussen, E., 1979: The polar low as an extratropical CISK disturbance, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 105, 531 - 549.

Rodgers, D.M., Magnano, M.J., e Anns, J.H., 1985: Mesoscale Convective Complexes over the United States during 1983. Mon. Wea. Rev., 113, 888 - 901.

- Rivera, A., 1990: Las situaciones de lluvia torrenciales en el area mediterranea espanola y el Plan PREVIMENT. La Meteorologia en el mundo iberoamericano, 2, 29 - 39.
- Silva Dias, M.A.F, 1987: Sistemas de mesoscala e previsão de tempo a curto prazo. Revista Brasileira de Meteorologia, 2, 133 - 150.
- Scolar, J. e Figueiredo, J.C. 1990: Análise das condições sinóticas associadas a formações de complexos convectivos de mesoescala. Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Salvador - BA.
- Sutcliffe, R.C., 1947: A contribution to the problem of development. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 73, 370 - 383.
- Uccellini, L.W. e Johnson, D. R. 1979: The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streak and Implications for the Development of Severe Convective Storms. Mon. Wea. Rev., 107, 682 - 703.
- Velasco, I. e Fritsh, J.M., 1987: Mesoscale Convective Complexes over the Americas. J. Geophisics. Res., 92(8): 9591 - 9613.
- Wexler, H, 1961: Aboundary layer interpretation of the low-level jet. Tellus, 13, 368 - 378.
- Zipser, E.J. (1981): Utilizacion de un modelo teorico del ciclo de vida de los sistemas convectivos de mesoscala para mejorar las predicciones a muy corto plazo. Recogido en Prediccion Inmediata (version espanola de Nowcasting). Instituto Nacional de Meteorologia. Madrid, 1990.

7. Apêndice

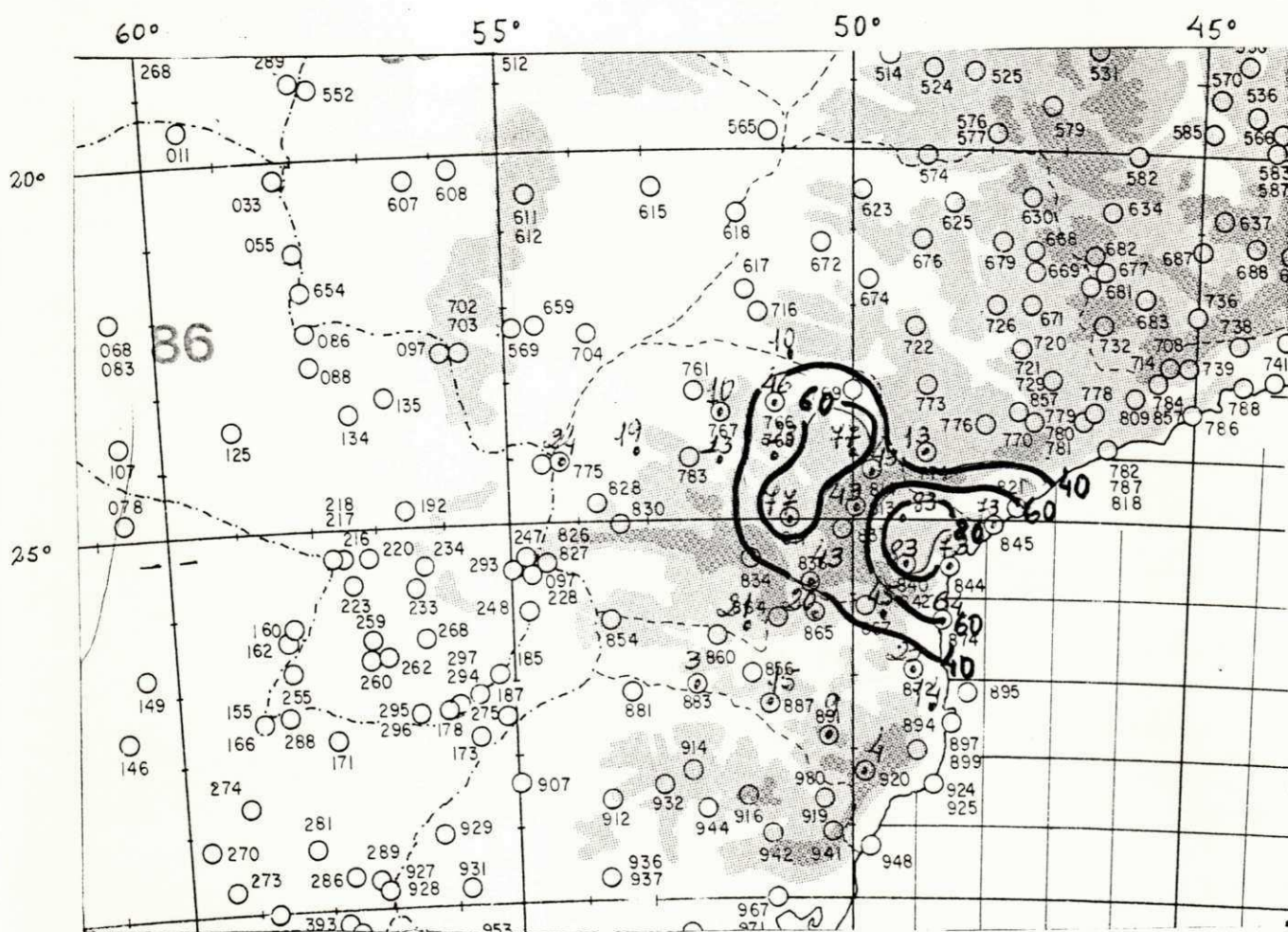


Fig. 7.1 - Precipitação do dia 24/06/82 para as 12:00 TMG

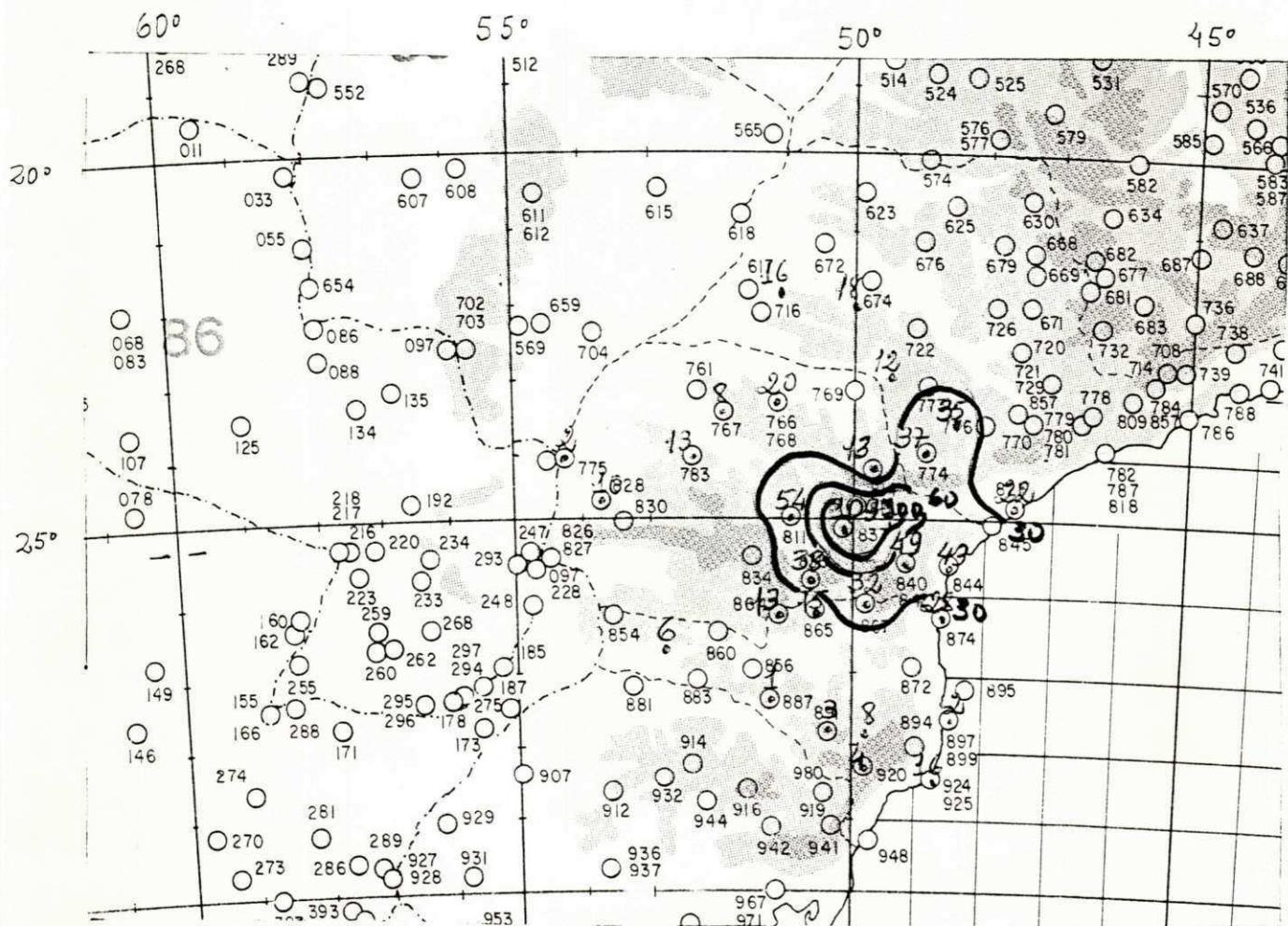


Fig. 7.2 - Precipitação do dia 25/06/82 para as 12:00 TMG