



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE – 5497 – TDI / 512

**SONDAGEM TOVS: IMPACTO NA ANÁLISE SINÓTICA ENTRE 18 E
19 DE MARÇO DE 1991 NA REGIÃO SUL E SUDESTE DO BRASIL.**

Jojhy Sakuragi

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientadores: Marlene Elias Ferreira e Dr.
Pedro leite da Silva Dias, aprovada em dezembro de 1992.

INPE
São José dos Campos
1992



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-5497-TDI/512

**SONDAGENS TOVS: IMPACTO NA ANÁLISE SINÓTICA
ENTRE 18 E 19 DE MARÇO DE 1991 NA REGIÃO SUL
E SUDESTE DO BRASIL.**

Jojhy Sakuragi

**Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientadores:
Dra. Marlene Elias Ferreira e Dr. Pedro Leite da
Silva Dias, aprovada em dezembro de 1992.**

**INPE
São José dos Campos
Novembro de 1992**

INPE-5497-TDI/512

**SONDAGENS TOVS: IMPACTO NA ANÁLISE SINÓTICA
ENTRE 18 E 19 DE MARÇO DE 1991 NA REGIÃO SUL
E SUDESTE DO BRASIL.**

Jojhy Sakuragi

**Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientadores:
Dra. Marlene Elias Ferreira e Dr. Pedro Leite da
Silva Dias, aprovada em dezembro de 1992.**

**INPE
São José dos Campos
Novembro de 1992**

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

INPE-5497-TDI/512

**SONDAGENS TOVS: IMPACTO NA ANÁLISE SINÓTICA
ENTRE 18 E 19 DE MARÇO DE 1991 NA REGIÃO SUL
E SUDESTE DO BRASIL.**

Jojhy Sakuragi

**Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientadores:
Dra. Marlene Elias Ferreira e Dr. Pedro Leite da
Silva Dias, aprovada em dezembro de 1992.**

**INPE
São José dos Campos
Novembro de 1992**

551.508.82(815/816)

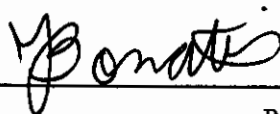
SAKURAGI, J.

Sondagens TOVS: impacto na análise sinótica entre 18 e 19 de março de 1991 na região Sul e Sudeste do Brasil. / J. Sakuragi. -- São José dos Campos: INPE, 1992. 164p. -- (INPE-5497-TDI/512)

1. Satélite Meteorológico. 2. Sondagem. 3. TOVS. I. Título

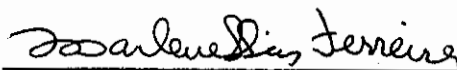
Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Meteorologia

Dr. José Paulo Bonatti



Presidente

Dra. Marlene Elías Ferreira



Orientadora

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



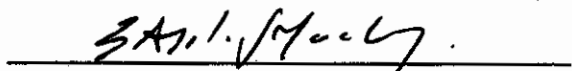
Orientador

Dr. Manoel Alonso Gan



Membro da Banca

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado



Membro da Banca
- Convidado -

Candidato: Jójhy Sakuragi

São José dos Campos, 18 de dezembro de 1992

...mãe, obrigado.

AGRADECIMENTO

À Dra. Marlene Elias Ferreira, pela orientação na área de satélite e pela grande contribuição para a minha formação.

Ao Dr. Pedro Leite da Silva Dias, pela orientação, valiosas discussões e sugestões oportunas na conclusão do presente trabalho.

Ao INPE, pela oportunidade e apoio tecnológico para a realização da presente pesquisa.

Ao CNPq, à FAPESP e à UNIVAP, pelo apoio financeiro.

À NOAA/NESDIS, especialmente à Ellen Burdsall pelos dados de radiância TOVS; ao NCAR, particularmente ao Roy Genne pelos dados de análise global do NMC; e, ao DNMET, pelos dados convencionais, sem os quais este trabalho não poderia ser realizado.

Aos membros da Banca Examinadora, pelas sugestões no aprimoramento do trabalho.

À Meiry, pelo incentivo e força dada na realização desta pesquisa. À Rose Ho, pelo apoio computacional e paciência nas várias fases do trabalho. À Roselira, pela sua amizade e compreensão, principalmente na fase final do meu trabalho.

Ao Dr. Pawel Rozenfeld, pela oportunidade de trabalhar com o VAX do Centro de Controle do Satélite do INPE e, especialmente ao Gilberto, que me recebeu e apoiou incondicionalmente.

A todos os amigos do DSM, pelo apoio humano e profissional.

RESUMO

Este trabalho apresenta um estudo sobre o impacto dos perfis verticais de temperatura e de umidade estimados a partir de radiâncias obtidas pelo TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS), nos resultados gerados por um modelo diagnóstico de análise sinótica sobre a região Sul e Sudeste do Brasil. O processamento das radiâncias do TOVS, sondador que opera a bordo dos satélites meteorológicos de órbita polar da série TIROS-N/NOAA, foi feito utilizando o International TOVS Processing Package-4 (ITPP-4), análises numéricas do National Meteorological Center (NMC) e dados meteorológicos convencionais. A partir dos perfis verticais de temperatura e de umidade obtidos inicialmente, foram gerados campos de temperatura, altura geopotencial, água precipitável, índice de instabilidade e advecções de temperatura e de umidade nos níveis-padrão de pressão. Esses campos foram utilizados no estudo de um caso de chuvas intensas ocorridas no dia 19 de março de 1991, na Grande São Paulo e na região litorânea. Os resultados foram comparados com as análises do NMC e com a situação meteorológica observada nas imagens de satélite. Com base nos resultados, conclui-se que, em geral, o impacto dos dados de satélite é positivo, especialmente pela disponibilidade de dados na região oceânica e pela alta resolução, tanto espacial como temporal. Verifica-se também que há boa concordância entre os resultados TOVS e a situação meteorológica observada nas imagens de satélite.

TOVS SOUNDINGS: IMPACT ON THE SYNOPTIC ANALYSIS
OVER THE SOUTH AND SOUTHEAST REGIONS OF BRAZIL
FROM MARCH 18 TO MARCH 19, 1991

ABSTRACT

This report explores the impact of temperature and humidity profiles retrieved from radiances obtained by TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS) on the synoptic analysis over South and Southeast of Brazil. The radiance data obtained by the TOVS sounder which operates on board of the TIROS-N/NOAA polar orbiting meteorological satellites, were processed with the aid of the International TOVS Processing Package-4 (ITPP-4), numerical analyses from National Meteorological Center (NMC) and conventional meteorological data. From the temperature and humidity profiles initially obtained, temperature, geopotential height, precipitable water, instability index and advection fields were generated at constant pressure levels. A case study of the occurrence of intense precipitation during 19 March, 1991, in the Greater São Paulo and nearby coastal regions was so formed. The results were compared with the NMC analyses and the meteorological conditions observed in the satellite imagery. Based on these results, it is generally concluded that the impact of satellite data is positive, especially due to its availability over the oceanic regions, and by the high spatial resolution and high temporal frequency. The good agreement between the TOVS results and the observed meteorological conditions from satellite images supports this conclusion.

S U M Á R I O

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	xvii
LISTA DE TABELAS	xxi
LISTA DE SÍMBOLOS	xxiii
LISTA DE ABREVIATURAS	xxv
 <u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	 1
 <u>CAPÍTULO 2 - SATÉLITES METEOROLÓGICOS, SONDAGEM</u> <u>ATMOSFÉRICA E SUA UTILIZAÇÃO</u>	 5
2.1 - Considerações gerais	5
2.2 - Subsistema Espacial - Sistema de Observação Global	6
2.2.1 - Satélites geoestacionários	7
2.2.2 - Satélites de órbita polar	8
2.2.3 - Futuras gerações de instrumentos e satélites ..	11
2.3 - Sondagem remota por satélite: idéias pioneiras ..	19
2.4 - Sondagem remota versus radiossondagem	19
2.5 - Impacto da sondagem remota na previsão numérica de tempo (PNT)	20
2.5.1 - Preliminares	20
2.5.2 - Avanços durante os anos 70	21
2.5.3 - A era GWE: 1979 - presente	23
2.5.4 - Estudos recentes de aplicação e de impacto	25
 <u>CAPÍTULO 3 - CONSIDERAÇÕES MATEMÁTICAS E FÍSICAS</u>	 29
3.1 - Introdução	29
3.2 - A Equação Integral de Transferência Radiativa (EITR)	29
3.3 - Transmitância, termos de contorno e de erro	31
3.4 - Aspectos matemáticos da inversão da EITR	33
3.5 - O problema da umidade	34

<u>CAPÍTULO 4 - MÉTODOS PARA RESOLUÇÃO DA EITR E PACOTES</u>	
<u>COMPUTACIONAIS PARA A OBTENÇÃO DE PERFIS</u>	
<u>VERTICAIS</u>	37
4.1 - Considerações gerais	37
4.2 - Algoritmos de regularização	37
4.2.1 - Método da mínima informação	37
4.2.2 - Método simultâneo de Smith-Woolf	38
4.3 - Algoritmos de regressão linear	40
4.4 - Algoritmos iterativos	40
4.5 - Pacotes computacionais	43
4.5.1 - Considerações gerais	43
4.5.2 - ITPP	43
4.5.3 - 3I	45
 <u>CAPÍTULO 5 - METODOLOGIA: O ITPP-4 E O MODELO</u>	
<u>DIAGNÓSTICO</u>	49
5.1 - O ITPP-4	49
5.1.1 - Peculiaridades do ITPP	50
5.1.1.1 - Topografia	50
5.1.1.2 - Estimativa inicial	50
5.1.1.3 - "Ancoragem" dos perfis na superfície	51
5.1.1.4 - Transmitância	51
5.1.1.5 - Filtragem das nuvens	51
5.1.1.6 - Inferência do perfil vertical	53
5.2 - Modelo numérico diagnóstico de análise sinótica .	54
5.2.1 - Preliminares	54
5.2.2 - Análise objetiva e discretização do modelo	54
5.2.3 - Método de transformação linear	57
5.2.3.1 - Análise com filtro de alta frequência	59
 <u>CAPÍTULO 6 - ESTUDO DE UM CASO: SITUAÇÃO METEOROLÓGICA</u>	
<u>E DADOS</u>	63
6.1 - Introdução	63
6.2 - Aspectos sinóticos	63

6.3 - Previsão do evento	70
6.4 - Dados TOVS, dados convencionais, análise do NMC e imagens de satélite	75
6.5 - Estratégia para a inferência dos perfis TOVS e sua utilização no modelo diagnóstico	77
 <u>CAPÍTULO 7 - APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</u> ..	85
7.1 - Introdução	85
7.2 - Evolução temporal e aspectos sinóticos	85
7.2.1 - Dia 18 de março de 1991: 12 UTC	85
7.2.2 - Dia 18 de março de 1991: 18 UTC	93
7.2.3 - Dia 19 de março de 1991: 00 UTC	95
7.2.4 - Dia 19 de março de 1991: 06 UTC	98
7.2.5 - Dia 19 de março de 1991: 12 UTC	101
7.3 - Água precipitável	106
7.4 - Uso conjunto de dados TOVS, de radiossondagem e de vento do NMC	109
7.5 - Tópicos de relevância no processamento TOVS	114
7.5.1 - Preliminares	114
7.5.2 - Perfis verticais de T e Td: comparações com radiossondagens	114
7.5.3 - A importância da ancoragem	118
7.5.4 - Controle de qualidade	120
7.5.5 - Estimativa inicial	122
 <u>CAPÍTULO 8 - RESUMO, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</u>	127
 <u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	133

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Subsistema Espacial pertencente ao GOS	7
2.2 - Histórico dos satélites SMS GOES	8
2.3 - Série de satélites de órbita polar da NOAA	10
2.4 - Projeção dos campos de visada do HIRS/2 e MSU sobre a superfície da Terra	12
2.5 - Funções-peso do TOVS	14
2.6 - Comparação do perfil de radiossondagem com o inferido a partir dos dados obtidos pelo HIS na região de Tucson, Arizona, no dia 16/04/86 ...	17
2.7 - Simulação de inferência de perfil de temperatura: resultados para a combinação dos instrumentos AIRS+MSU e para o TOVS	18
3.1 - Bandas de absorção utilizada na sondagem remota da atmosfera	32
4.1 - Soluções obtidas por diferentes métodos de inversão	42
5.1 - Idealização da caixa formada por incremento de 3 linhas e 3 elementos do HIRS/2, onde X indica a posição do perfil a ser obtido	52
5.2 - Representação esquemática da grade da distribuição aleatória das estações	55
6.1 - Total pluviométrico na Região Sudeste em março de 1991 e o desvio com relação à normal	64
6.2 - Análise do campo de pressão reduzida ao nível do mar	65
6.3 - Imagem do GOES-7 do dia 18/03/91 (12 UTC)	66
6.4 - Imagem do GOES-7 do dia 18/03/91 (18 UTC)	67
6.5 - Imagem do GOES-7 do dia 19/03/91 (03 UTC)	68
6.6 - Imagem do GOES-7 do dia 19/03/91 (12 UTC)	69
6.7 - CAPPIs do radar de Ponte Nova, acumulados em períodos de 3 horas	71
6.8 - Previsão de 24 horas do campo de pressão reduzida ao nível do mar da análise das 12 UTC do dia 18/03/91	73
6.9 - Pontos dos perfis TOVS após o procedimento de inferência e crítica, para o dia 18/03/91	78

6.10 - Pontos dos perfis TOVS após o procedimento de inferência e crítica, para o dia 19/03/91	79
6.11 - Gráfico da função-resposta para um coeficiente de amortecimento igual a 0,35	80
6.12 - Representação esquemática da estratégia adotada	82
6.13 - Representação esquemática das etapas seguidas dentro de cada computador	83
7.1 - Campo de temperatura do TOVS para o dia 18/03/91 às 12 UTC	87
7.2 - Altura geopotencial do TOVS e do NMC em 500 hPa e advecção de temperatura do TOVS e do NMC em 850 hPa (18/03/92 - 12 UTC)	88
7.3 - Campo de vento do NMC em 500 e 850 hPa do dia 18/03/91 às 12 UTC	90
7.4 - Campo de Td e de divergência do fluxo de umidade do TOVS e do NMC em 850 hPa para o dia 18/03/91 às 12 UTC	91
7.5 - Índice K do TOVS e do NMC (18/03/91 - 12 UTC) ...	91
7.6 - Altura geopotencial do TOVS em 500 e 850 hPa, Td em 850 hPa e índice K (18/03/91 - 18 UTC)	94
7.7 - Altura geopotencial do TOVS e do NMC em 500 hPa e advecção de temperatura do TOVS e do NMC em 850 hPa (19/03/91 - 00 UTC)	96
7.8 - Divergência do fluxo de umidade em 850 hPa e índice K, do TOVS e do NMC (19/03/91 - 00 UTC) ..	99
7.9 - Altura geopotencial em 500 e 850 hPa, Td em 850 hPa e índice K, do TOVS (19/03/91 - 06 UTC)	100
7.10 - Altura geopotencial em 500 hPa e advecção de temperatura em 850 hPa, do TOVS e do NMC (19/03/91 - 12 UTC)	103
7.11 - Divergência do fluxo de umidade em 850 hPa e índice K, do TOVS e do NMC (19/03/91 - 12 UTC) .	105
7.12 - Água precipitável do TOVS para o dia 18/03/91 às 12 e 18 UTC	106
7.13 - Água precipitável do TOVS para o dia 19/03/91 às 00, 06 e 12 UTC	108
7.14 - Utilização conjunta de dados TOVS+RADIO+NMC. Altura geopotencial em 500 hPa e advecção de temperatura em 850 hPa para os dias 18 e 19 de março de 1991 às 12 UTC	111
7.15 - Utilização conjunta de dados TOVS+RADIO+NMC. Divergência do fluxo de umidade em 850 hPa	

e índice K para os dias 18 e 19 de março de 1991 às 12 UTC	113
7.16 - Localização das estações de radiossondagem e comparação dos perfis verticais	116
7.17 - Campos de temperatura no nível de 850 hPa às 12 UTC com diferentes ancoragens	119
7.18 - Altura geopotencial em 500 hPa com diferentes ancoragens e campo de temperatura da radiossondagem em 850 hPa	121
7.19 - Sondagens e campo de altura geopotencial obtidos com estimativa inicial climatologica ...	124

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Características de varredura dos radiômetros dos satélites TIROS-N/NOAA	11
2.3 - Características dos canais do TOVS	13
4.1 - Fontes de dados do TIGR-2	47
6.1 - Horário das passagens dos satélite NOAA-10 e NOAA-11	76

LISTA DE SÍMBOLOS

A	operador matricial com elementos a_{ji}
A_Q	advecção de vorticidade absoluta
A_T	advecção de temperatura
B	função de Planck
D e N	parâmetros do filtro (adimensional)
DA	coeficiente da análise objetiva
E	leste
f	vorticidade planetária
F(I,J)	variável em ponto de grade
F(x,y)	variável em posição geográfica aleatória
g	aceleração da gravidade
I	radiância
j	número de canais
K	índice de instabilidade e/ou Kernel
k	comprimento de onda adimensional
k_c	$2\pi/2\Delta S$
k'	número de onda de referência para filtragem
k^*	número de onda
m ou M	número máximo de pontos de observação
N^*	método do par adjacente
p	pressão
p_o	pressão no topo efetivo da atmosfera
q(p)	razão de mistura
r	função-resposta do filtro
R_c	distância característica
R_m	distância adimensional
R	coeficientes de regressão (R_{oi} e R_{oj})
R_m^*	distância entre o ponto de grade e o ponto de observação m
T	temperatura
T_c	tempo característico
Td	temperatura do ponto de orvalho
T_m	tempo adimensional

$T(p_s)$	temperatura radiante de superfície
T_j^*	temperatura de brilho associado ao canal j
T_m	intervalo de tempo entre o instante t e o horário de observação de Φ_m
u e v	componente zonal e meridional do vento
$U(p)$	umidade integrada
W	vetor vento
W	oeste e/ou peso para ponderação
β	coeficiente de expansão em série de Taylor
ΔS	comprimento da grade espacial
Δt	variação temporal
ε	erro de medida
Φ	variável ponderada em ponto de grade
Φ	variável observada distribuída aleatoriamente
γ	parâmetro de regularização e/ou $T_c/\Delta t$
$\lambda/\Delta\lambda$	resolução spectral
ν	frequência
ν_c	$2\pi/2\Delta t$
ν_j	frequência média associada ao intervalo spectral
$\Delta\nu_j$	
ν^*	frequência
ρ	$R_c/\Delta S$
τ	transmitância
ζ	vorticidade relativa

LISTA DE ABREVIATURAS

ABLE	Amazon Boundary Layer Experiment
AIRS	Atmospheric Infrared Radiation Sounder
AMSU	Advanced MSU
ARA	Atmospheric Radiation Analysis
ATN	Advanced TIROS-N
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CCS	Centro de Controle de Satélite (INPE)
CIMSS	Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies
CTA	Centro Tecnológico da Aeronáutica
CV	Campos de visada
DAEE	Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo
DNMET	Departamento Nacional de Meteorologia
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecasts
EITR	Equação Integral de Transferência Radiativa
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Humanos
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GLAS	Goddard Laboratory for Atmospheres Science
GMS	Geostationary Meteorological Satellite
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GOS	Global Observing System
GTE	Global Tropospheric Experiment
GTS	Global Telecommunication System
GWE	Global Weather Experiment
HIRS	High Infrared Radiometer Sounder
HIS	High resolution Interferometer Spectrometer
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
IAE	Instituto Aeronáutico e Espacial
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	Infravermelho (canal spectral)

ITPP	Internationa TOVS Processing Package
JICA	Japan International Cooperation Agency
JMA	Japan Meteorological Agency
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
MSU	Microwave Sounding Unit
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NESDIS	National Environmental Satellite Data and Information Service (NOAA)
NMC	National Meteorological Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PNT	Previsão Numérica de Tempo
RADIO	Radiossondagem
SSEC	Space Science and Engineering Center
SSU	Stratospheric Sounding Unit
TBB	Temperatura de brilho
TIGR	TOVS Initial Guess Retrieval
TIROS	Television and Infrared Observations Satellite
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
UTC	Unidade de Tempo Convencional
VAS	VISSR Operational Sounder
VIS	Visível (canal spectral)
VISSR	Visible and Infrared Spin Scan Radiometer
3I	Improved Inversion Initialization

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Os parâmetros geofísicos obtidos pelas plataformas espaciais são usados rotineiramente em previsão numérica de tempo, seja em escala regional ou global. Atualmente, entre os dados mais utilizados encontram-se aqueles inferidos a partir de sondagens atmosféricas promovidas pelo TIROS-N Operational Vertical Sounder (TOVS - Sondador Vertical Operacional TIROS-N), instrumento que opera a bordo dos satélites da série TIROS-N/NOAA. No Capítulo 2 são detalhadas as características dos instrumentos e satélites, bem como será apresentado uma revisão bibliográfica sobre o impacto da técnica de sondagem remota na Previsão Numérica de Tempo (PNT).

A partir de um conjunto de observações de radiâncias espectrais da Terra (sondagem atmosférica), é possível inferir a estrutura termodinâmica tridimensional da atmosfera através do procedimento conhecido por "inversão matemática" da Equação Integral de Transferência Radiativa (EITR). Esse procedimento é detalhado no Capítulo 3.

Por outro lado, o uso direto das radiâncias em modelagem numérica é outra possível estratégia que está sendo cada vez mais cogitada (Daniels et al., 1989; Eyre e Lorenc, 1989; Lorenc, 1989).

Existem atualmente, vários pacotes computacionais para a inferência dos perfis verticais de temperatura e de umidade a partir de dados de radiância do TOVS. O mais difundido é o International TOVS Processing Package (ITPP - Pacote Internacional para Processamento TOVS) desenvolvido pela Universidade de Winsconsin. O

ITPP-4, sua última versão, foi implementado como parte da presente pesquisa no computador VAX 11/780 instalado no INPE em São José dos Campos.

Outro pacote que está ganhando cada vez mais adeptos no meio científico é o Improved Inversion Initialization (3I - Inversão por Inicialização Aperfeiçoada) desenvolvido pelo grupo Atmospheric Radiation Analysis (ARA) do Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD), da Escola Politécnica de Paris. O 3I possui como principal característica um banco de dados de ar superior global bastante representativo, a partir do qual são escolhidas as estimativas iniciais com base em critérios meteorológicos/radiométricos.

Discussões sobre os principais pacotes existentes e revisão das metodologias de solução da EITR são apresentadas no Capítulo 4.

Apesar da importância dos dados de sondagem remota para o Brasil e áreas adjacentes, sobretudo diante da escassez de observações convencionais, praticamente inexistem estudos de caráter sinótico e pesquisas sobre o impacto dos dados de satélite em modelos numéricos diagnósticos regionais para a América do Sul.

Portanto, o objetivo da presente pesquisa é avaliar o potencial da técnica TOVS na caracterização e na evolução de fenômenos meteorológicos e o impacto dos dados de sondagem por satélite em um modelo diagnóstico simples, no Brasil, por meio de um estudo de caso (chuvas de 19 de março de 1991 na Grande São Paulo e litoral).

Nesse contexto, são utilizados o ITPP, para o processamento das radiancias TOVS, e observações meteorológicas convencionais e/ou análises do NMC, assim

como imagens obtidas por satélites, para fins de avaliação e comparação.

Assim sendo, o Capítulo 5 é dedicado ao detalhamento do ITPP-4 e do modelo numérico diagnóstico. Os dados utilizados, a situação meteorológica pertinente ao estudo de caso e a estratégia adotada nesta pesquisa são apresentados no Capítulo 6. No Capítulo 7, são apresentados e discutidos os principais resultados, assim como uma série de tópicos relevantes à pesquisa realizada. No Capítulo 8 encontram-se as principais conclusões e recomendações deste trabalho de dissertação.

CAPÍTULO 2

SATÉLITES METEOROLÓGICOS, SONDAGEM ATMOSFÉRICA E SUA UTILIZAÇÃO

2.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os perfis verticais de temperatura e de umidade da atmosfera são tradicionalmente obtidos por meio de radiossondagens.

Na América do Sul, devido ao exíguo número e a má distribuição das estações de radiossondagem, constata-se deficiência na cobertura espacial, já que uma distribuição ideal para fins sinóticos seria de uma estação a cada 300 km. Além disso, a maioria das estações de ar superior é operada apenas uma vez por dia, quando isto deveria ocorrer pelo menos duas vezes por dia.

O advento da era espacial trouxe novas perspectivas para sanar essas deficiências. Os satélites artificiais podem monitorar extensas áreas do planeta periódica ou continuamente, em função do tipo de órbita.

A sondagem remota da atmosfera por meio dos satélites meteorológicos, através da qual são feitas medições radiométricas à distância, permite inferir perfis verticais de temperatura e de concentração de constituintes da atmosfera como o vapor d'água e o ozônio, assim como uma série de parâmetros derivados, entre eles a altura geopotencial, os índices de instabilidade estática e a água precipitável.

2.2 - SUBSISTEMA ESPACIAL - SISTEMA DE OBSERVAÇÃO GLOBAL

No âmbito da Meteorologia, o monitoramento contínuo do globo por satélite é promovido pelo Subsistema Espacial, um dos principais componentes do Global Observing System (GOS - Sistema Global de Observação) da Organização Meteorológica Mundial (OMM), como apresentado no relatório WMO (1992).

Conforme ilustrado na Figura 2.1, o Subsistema Espacial do GOS, concebido com base nos requisitos da OMM, deve integrar os seguintes satélites: dois satélites polares com órbitas em quadratura (atualmente os da série TIROS-N/NOAA), e cinco em órbita geoestacionária espaçados de cerca de 70° (Meteosat, 0° , europeu; GOES-Leste e GOES-Oeste, 75°W e 135°W , respectivamente, americanos; e o GMS/Himawari, 140°E , japonês). O Insat, situado em 74°E , um satélite de funções múltiplas (telecomunicações e Meteorologia), desempenha papel importante nesse sistema visto que o satélite da Federação Russa ainda está para ser lançado (a previsão é para 1993).

No momento, essa configuração encontra-se bastante alterada no que se refere aos satélites geoestacionários. Houve atraso no lançamento dos satélites da nova série GOES (GOES-Next ou GOES I-M), hoje prevista para ter início em 1994. Em decorrência, existe apenas um satélite da antiga série GOES (o GOES-7) em operação, na posição de 100°W , cuja vida útil pode expirar a qualquer momento. Para amenizar essa situação o Meteosat-3, que estava na reserva, foi deslocado para a posição de 50°W .

A seguir são discutidos alguns aspectos relativos aos satélites meteorológicos. Maiores detalhes podem ser encontrados em Rao et al. (1990).

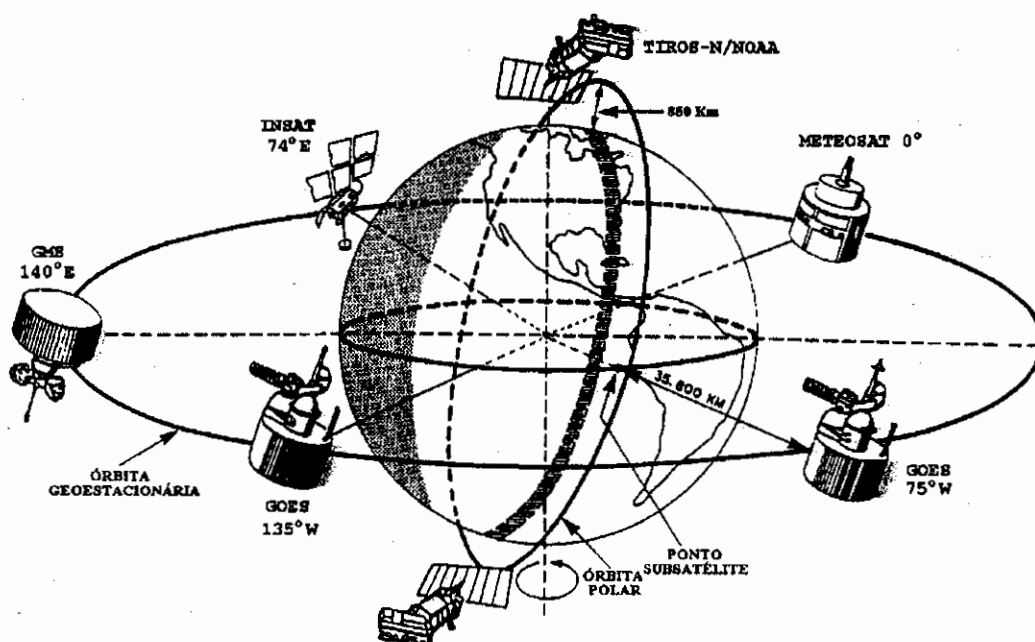


Fig. 2.1 - Subsistema Espacial pertencente ao GOS.
FONTE: OMM (1990), p. 17.

2.2.1 - SATÉLITES GEOESTACIONÁRIOS

Os satélites geoestacionários situam-se a cerca de 36000 km de altitude sobre o equador e fornecem observações 24 horas por dia, correspondente ao "disco" da Terra voltado para o satélite.

Atualmente, os satélites meteorológicos geoestacionários, de modo geral, levam a bordo imageadores que operam a cada meia hora fornecendo imagens multiespectrais de cobertura de nuvens. Os únicos satélites com sondadores são os da série GOES através do VISSR Atmospheric Sounder (VAS - Sondador Atmosférico VISSR), que opera na forma "dual", ou seja, nos modos "sondagem" e "imageamento". Apesar do modo "sondagem" ser utilizado apenas sobre a América do Norte em caráter experimental, foram realizados alguns experimentos sobre a Amazônia, com intuito de compreender seu ciclo hidrológico, por ocasião

dos Global Tropospheric Experiment/Amazon Boundary Layer Experiment (GTE/ABLE - Experimento Troposférico Global/Experimento da Camada Limite da Amazônia) em 1985 e 1987 (Ferreira, 1986 e Achtor et al., 1990). O histórico dos satélites geoestacionários operacionais do Synchronous Meteorological Satellite (SMS) GOES é mostrado na Figura 2.2.

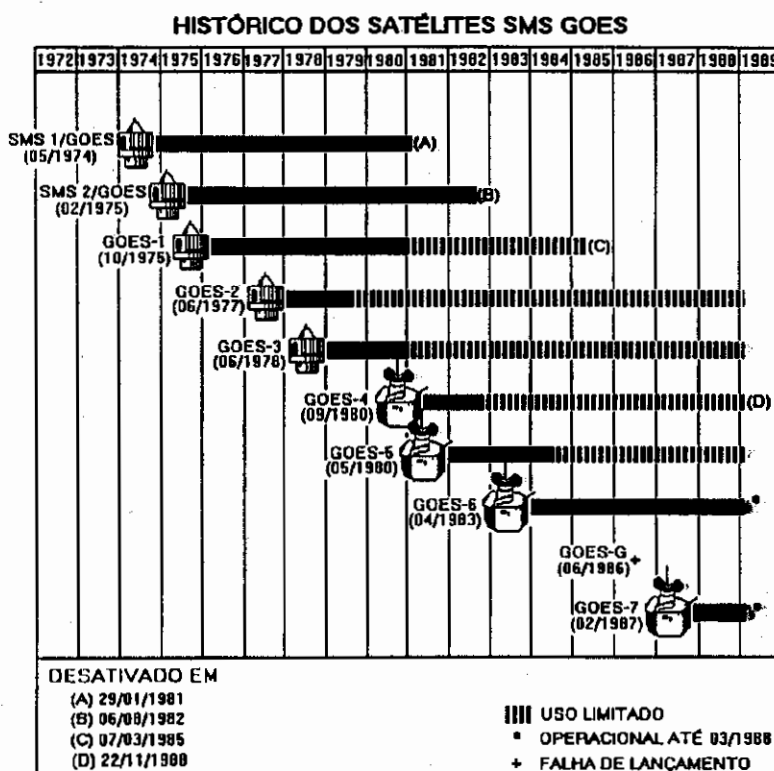


Fig. 2.2 - Histórico dos satélites SMS GOES.
 FONTE: Rao et al. (1990), p. 18.

2.2.2 - SATÉLITES DE ÓRBITA POLAR

O primeiro satélite meteorológico foi lançado em 1 de abril de 1960, inaugurando uma duradoura e bem sucedida seqüência de plataformas espaciais operacionais em órbita polar heliossíncrona. Esse tipo de órbita propicia

cobertura espacial global a cada 12 horas, com o satélite operando em torno de 850 km de altitude. O período orbital é de aproximadamente 102 minutos, o que totaliza cerca de 14.1 órbitas por dia (Rao et al., 1990).

Desenvolvimentos de caráter científico e tecnológico viabilizaram os avanços que caracterizaram as séries sucessivas (TIROS, ESSA, ITOS e NOAA) culminando com a concepção dos TIROS-N/NOAA, como mostra a Figura 2.3.

Os principais sistemas que operam a bordo dos TIROS-N/NOAA são os seguintes: Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR - Radiômetro Avançado de Muito Alta Resolução) e TOVS, composto por três instrumentos: High-resolution Infrared Radiometer Sounder/2 (HIRS/2 - Sondador de Radiação Infravermelha de Alta resolução/2), Stratospheric Sounding Unit (SSU - Unidade de Sondagem Estratosférica) e Microwave Sounding Unit (MSU - Unidade de Sondagem em Microondas).

A Tabela 2.1 apresenta as características de varredura do AVHRR e dos instrumentos que compõem o TOVS e, a Figuras 2.4, os padrões de varredura do HIRS/2 e da MSU. Deve ser observado que os campos de visada dos instrumentos que integram o TOVS, mais especificamente o HIRS/2 e a MSU, diferem acentuadamente. Nota-se também que a projeção do campo de visada, na superfície da Terra, varia significativamente em função do ângulo de visada devido à baixa altitude da órbita (~ 850 km) do satélite TIROS-N e da curvatura da Terra. As principais características espectrais dos canais do TOVS são mostradas na Tabela 2.2. Na Figura 2.5 encontram-se as funções-peso do TOVS, para uma atmosfera padrão, que indicam matematicamente quais níveis atmosféricos contribuem para o valor observado de radiação, de acordo com o canal espectral.

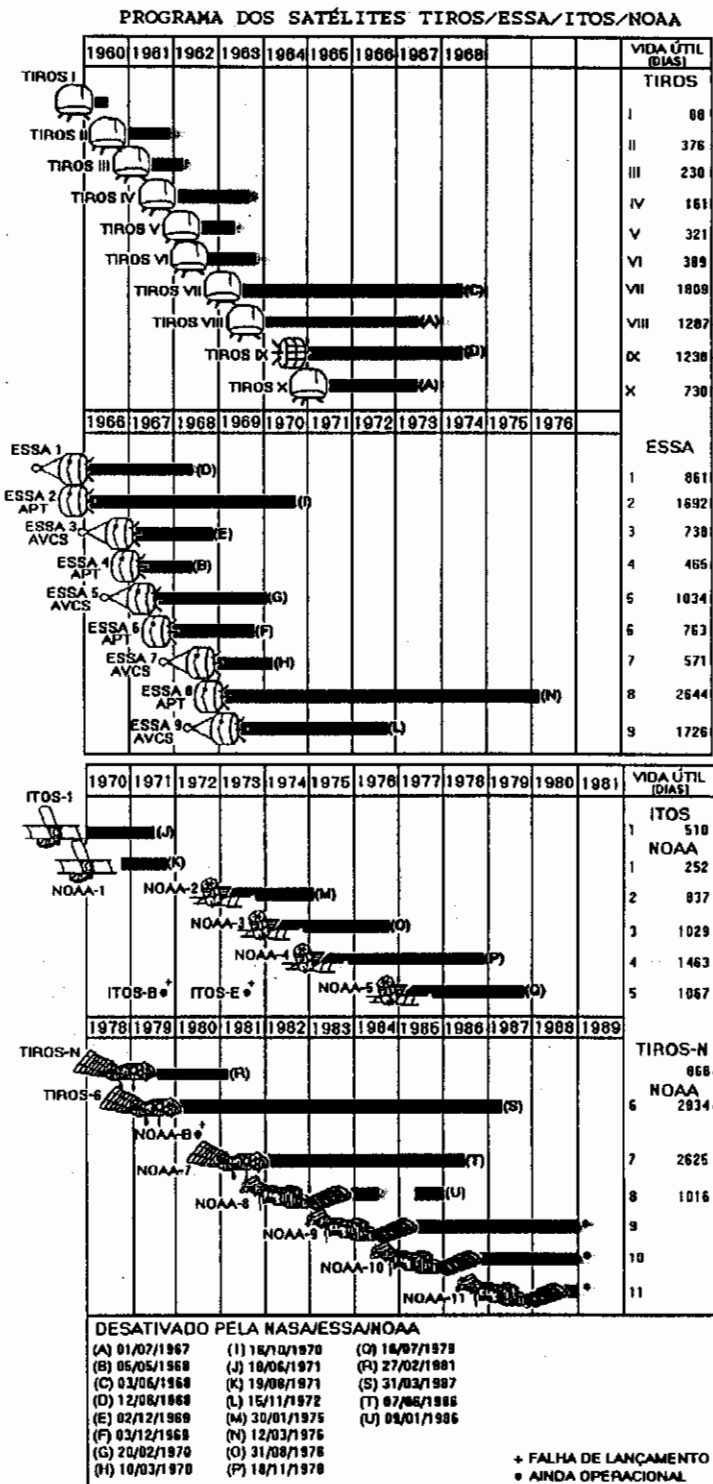


Fig. 2.3 - Séries de satélites de órbita polar da NOAA.
 FONTE: Rao et al. (1990), p. 14.

**TABELA 2.1 - CARACTERÍSTICAS DE VARREDURA DOS
RADIÔMETROS DOS SATÉLITES TIROS-N/NOAA**

	AVHRR	HIRS/2	SSU	MSU
CANAIS	1 VIS, 3 IR e 1 IR próximo	1 VIS e 19 IR	3 IR	4 MICRO- ONDAS
Ângulo máximo de varredura (grau)	±55.4	±49.5	±40	±47.35
Tempo de varredura (segundo)	1/6	6.4	32	25.6
Número de campos de visada por linha	2048	56	8	11
Ângulo do passo (grau)	0.0541	1.8	11.4	9.47
Tempo de cada passo (segundo)	8.13E-5	0.1	4.0	1.84
Campo de visada angular (grau)	0.0745	1.25	10	7.5
Resolução à super- fície no nadir (km)	1.1	17.4	147.3	109.3

FONTE: adaptada de Werbowetzki (1981), p. 25-27.

2.2.3 - FUTURAS GERAÇÕES DE INSTRUMENTOS E SATÉLITES

A próxima geração de satélites de órbita polar heliossíncrona a ser iniciada em 1993 (Smith, 1991), os NOAA-K, L e M, deverá contar com a Advanced MSU (AMSU - MSU Avançada), sondador passivo que resulta dos avanços tecnológicos na área de microondas na última década. A AMSU terá 20 canais espectrais, 15 para a inferência de perfis verticais de temperatura na troposfera e na estratosfera, com resolução horizontal de cerca de 50 km, e mais 5 canais para a inferência de perfis verticais de umidade, com resolução horizontal de cerca de 15 km.

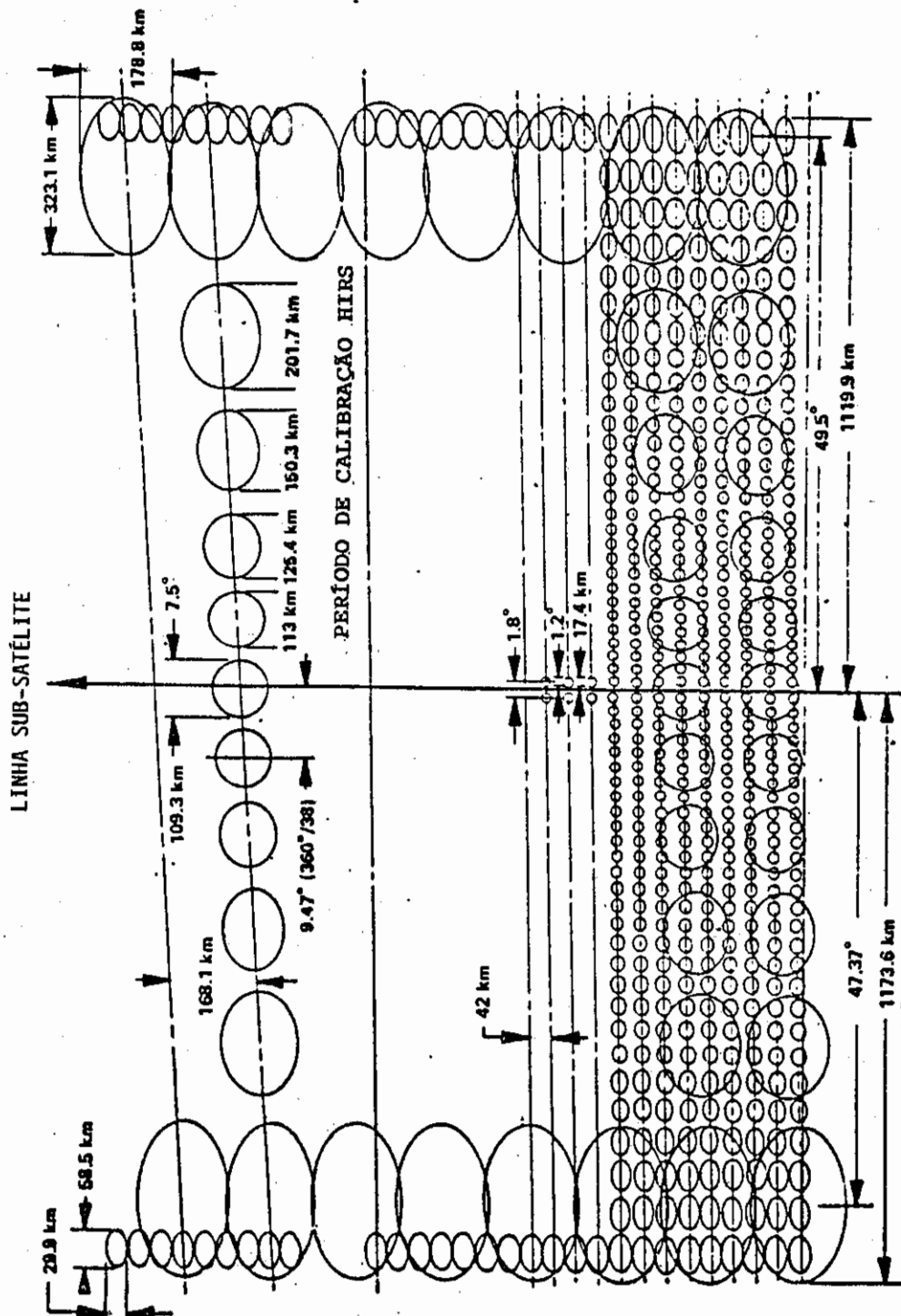


Fig. 2.4 - Projeção dos campos de visada do HIRS/2 e MSU sobre a superfície da Terra.
FONTE: Werbowetzki (1981), p. 64.

TABELA 2.2 - CARACTERÍSTICAS DOS CANAIS DO TOVS

HIRS (CANAL)	NÚMERO DE ONDA CENTRAL (cm ⁻¹)	COMPRIMENTO DE ONDE CENTRAL (μm)	PRINCIPAIS ABSORVE- DORES	NÍVEL DE CONTRIBUI- ÇÃO DE MÁXIMA ENERGIA	PROPÓSITO DA OBSERVAÇÃO
1	668	15,00	CO ₂	30	Sondagem de temperatura, cálculo de altura e de quantidade de nuvens.
2	679	14,70	CO ₂	60	
3	691	14,50	CO ₂	100	
4	704	14,20	CO ₂	400	
5	715	14,00	CO ₂	600	
6	732	13,70	CO ₂ /H ₂ O	800	
7	748	13,40	CO ₂ /H ₂ O	900	
8	896	11,10	janela	superfície	Temperatura da superfície e detecção de nuvens.
9	1028	9,70	O ₃	25	Concentração total de ozônio.
10	1217	8,30	H ₂ O	900	Sondagem do vapor d'água e detecção de nuvens cirrus.
11	1364	7,30	H ₂ O	700	
12	1484	6,70	H ₂ O	500	
13	2190	4,57	H ₂ O	1000	Sondagem de temperatura.
14	2213	4,52	H ₂ O	950	
15	2240	4,46	CO ₂ /H ₂ O	700	
16	2276	4,40	CO ₂ /H ₂ O	400	
17	2361	4,24	CO ₂	5	
18	2512	4,00	janela	superfície	Temperatura da superfície, detecção e estimativa da radiação solar refletida.
19	2671	3,70	janela	superfície	
20	14367	0,70	janela	nuvem	Detecção de nuvens.
MSU	FREQUÊNCIA (GHz)	PRINCIPAIS ABSORVEDORES	NÍVEL DE CONTRIBUIÇÃO DE MÁXIMA ENERGIA	PROPÓSITO DA OBSERVAÇÃO	
1	50,31	janela	superfície	Determinação da emissividade da superfície e da atenuação por nuvens.	
2	53,73	O ₂	700 mb	Sondagem de temperatura.	
3	54,96	O ₂	300 mb		
4	57,95	O ₂	90 mb		
SSU	COMPRIMENTO DE ONDA (μm)	PRINCIPAIS ABSORVEDORES	NÍVEL DE CONTRIBUIÇÃO DE MÁXIMA ENERGIA	PROPÓSITO DA OBSERVAÇÃO	
1	15,0	CO	15,0 mb	Sondagem de temperatura. Usando células de CO e modulação de pressão o SSU observa emissão térmica da atmosfera.	
2	15,0	CO	4,0 mb		
3	15,0	CO	1,5 mb		

FONTE: adaptada de Smith et al. (1979), p. 1179.

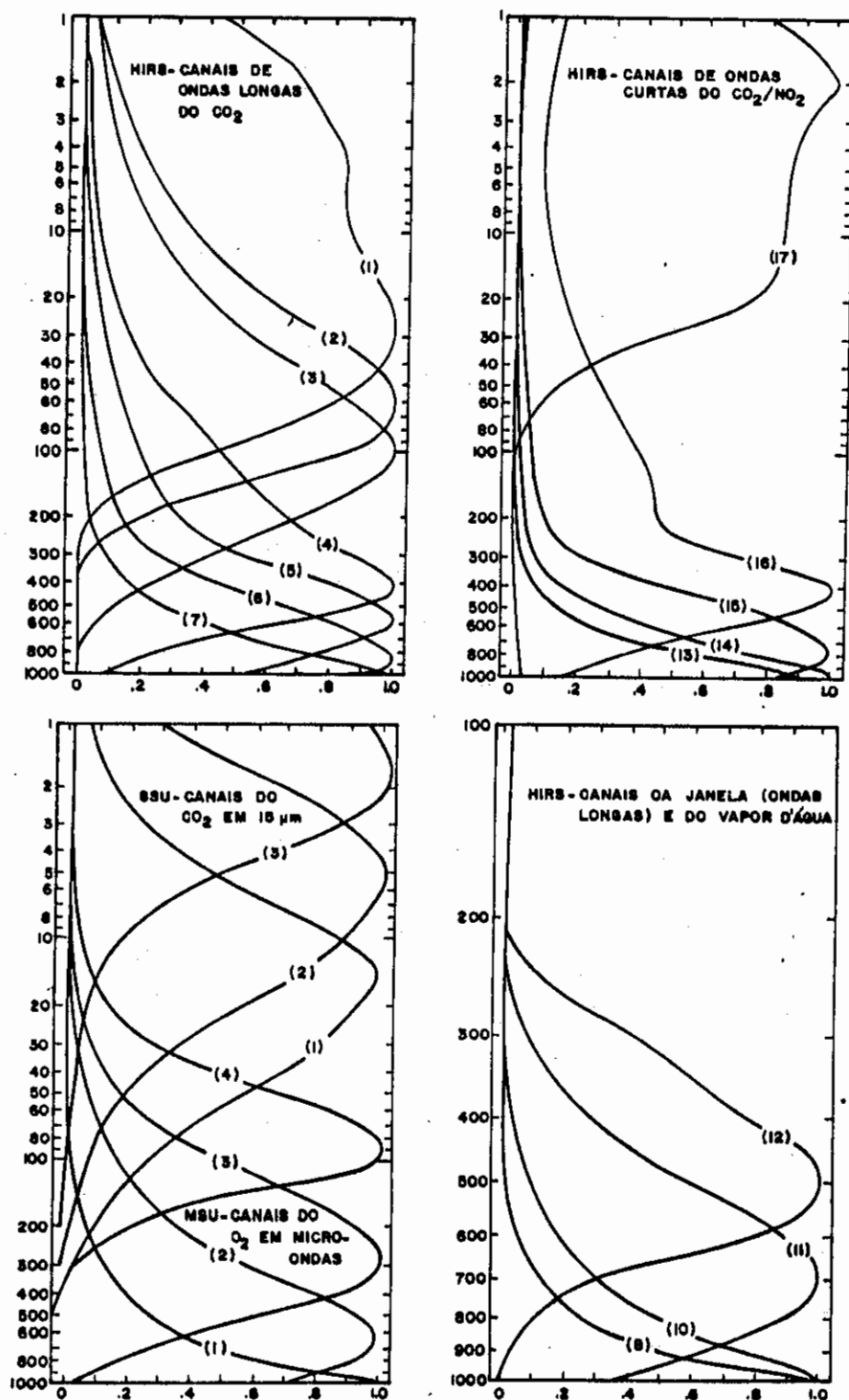


Fig. 2.5 - Funções-peso do TOVS

FONTE: Smith et al. (1979), p. 1180.

o desempenho da AMSU deverá ser superior ao do TOVS na presença de nuvens. Além disso, a AMSU será o primeiro radiômetro operacional capaz de realizar sondagens de umidade através de nuvens (Smith, 1991).

Infelizmente, somente com a AMSU não será possível atender os requisitos quanto à resolução vertical (1 km) e precisão (1°C) exigidos pelos modelos atuais e futuros de previsão numérica de tempo (Smith, 1991). Assim, junto com a AMSU, no futuro serão necessários instrumentos mais aperfeiçoados para sondagem no infravermelho, já que os NOAA K, L e M ainda deverão contar com um sondador infravermelho semelhante ao HIRS/2.

Estudos teóricos e experimentais utilizando aviões indicam a possibilidade de alcançar a resolução vertical exigida com um sondador infravermelho na região espectral de 4-15 μm . A resolução espectral ($\lambda/\Delta\lambda$) requerida é da ordem de 1000 (a resolução atual está em torno de 50). Alta resolução espectral é requisito necessário para isolar as contribuições de radiancias provenientes de diferentes altitudes. Também possibilita o isolamento das regiões espectrais contaminadas pelo vapor d'água, ozônio ou por outros constituintes menores.

Atualmente, dois instrumentos estão cotados para atender as necessidades da previsão numérica de tempo: o High-resolution Interferometer Spectrometer (HIS - Sondador Interferômetro de Alta resolução), em estágio avançado de desenvolvimento, e o Advanced Infrared Radiation Sounder (AIRS - Sondador Avançado de Radiação Infravermelha).

Uma comparação entre os perfís obtidos por radiossondagem e por inferência a partir de dados do HIS, mostra a sensibilidade do instrumento na detecção da

estrutura vertical da atmosfera (Figura 2.6). O HIS deverá contar com 3000 canais espectrais no intervalo 3,7-16,7 μm para a inferência da temperatura de superfície e de perfis verticais de temperatura e de vapor d'água (Revercomb et al., 1987; Smith et al., 1986). A resolução espectral deverá ser de aproximadamente 2000. Este poderá ser um dos instrumentos a operar a bordo dos satélites geoestacionários na próxima década.

O AIRS, que deverá fornecer informações tridimensionais da temperatura atmosférica com precisão de 1°C e resolução vertical de 1 km, possui 1825 canais espectrais (Fleming e Barnes, 1987). Um exemplo de simulação do AMSU+AIRS versus TOVS é mostrada na Figura 2.7.

Nota-se que, possivelmente, o mais importante progresso meteorológico dos futuros sondadores de alta resolução espectral quasi-contínua seja a sua capacidade de observar a estrutura fina da distribuição vertical de umidade atmosférica.

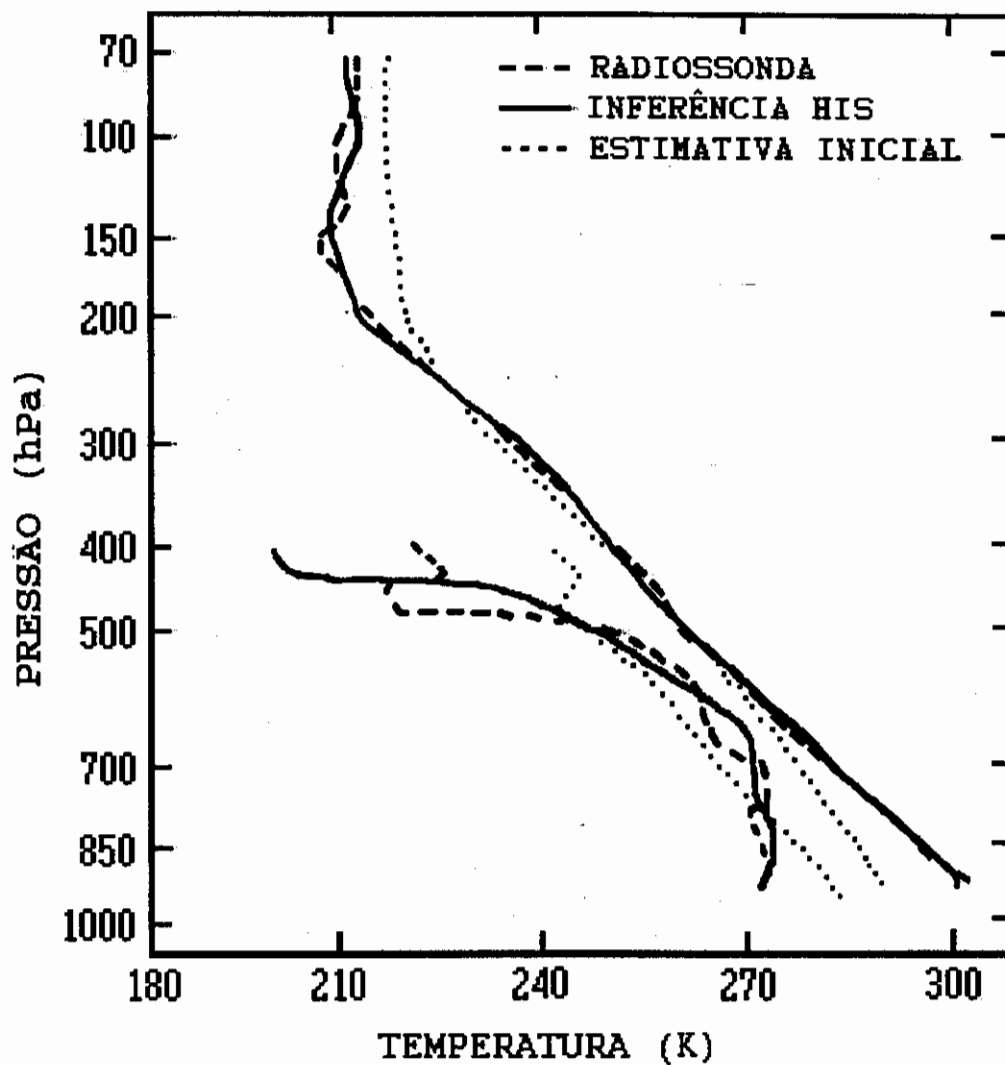


Fig. 2.6 - Comparação do perfil de radiossondagem com o inferido a partir dos dados obtidos pelo HIS na região de Tucson, Arizona, no dia 16/04/86.
FONTE: Smith et al. (1986), p. 4.

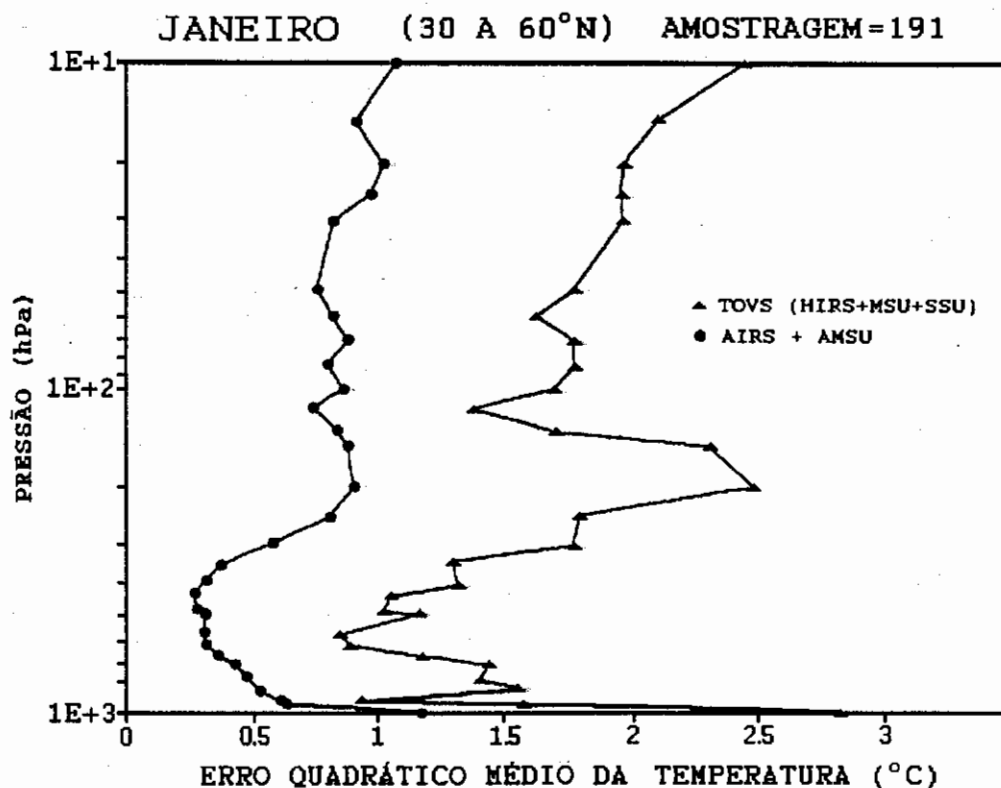


Fig. 2.7 - Simulação de inferência de perfil de temperatura: resultados para a combinação dos instrumentos AIRS+AMSU e para o TOVS.
 FONTE: NESDIS (1989), p. 119.

A próxima geração dos satélites geoestacionários americanos GOES-Next (GOES I, J, K, L e M) deverá ser iniciada em 1994. O GOES-Next será estabilizado em três eixos, com funções de imageamento e de sondagem independentes. A sondagem será promovida por um instrumento análogo ao HIRS/2 dos TIROS-N/NOAA. O imageamento será em 5 canais, em geral com maior resolução espacial nos canais do IR do que se dispõe atualmente. A capacidade de telecomunicações também será aumentada. As sondagens fornecidas pelo GOES-Next não deverão ser operacionais para o Hemisfério Sul e deverão atender apenas os programas de pesquisa dos EUA relativos a monitoramento especiais como, por exemplo, furacões e tempestades severas.

2.3 - SONDAGEM REMOTA POR SATÉLITE: IDÉIAS PIONEIRAS

King (1956), através do tratamento da Equação Integral de Transferência Radiativa (EITR), mostrou a possibilidade de estimar o perfil vertical de temperatura da atmosfera a partir de medidas de radiância num único canal espectral, que chega a um satélite provenientes de várias direções.

Kaplan (1959), com a mesma finalidade, sugeriu o uso de satélites para medir a intensidade da radiação emergente em uma direção fixa (zenital), porém em função de diversos comprimentos de onda associados à banda de absorção do CO_2 em $15 \mu\text{m}$. O CO_2 foi escolhido por apresentar razão de mistura praticamente constante até 70 km. Kaplan mostrou ainda a viabilidade de usar a EITR pelo fato de a transmitância atmosférica ser, em primeira aproximação, independente da temperatura.

2.4 - SONDAGEM REMOTA VERSUS RADIOSSONDAGEM

As comparações das temperaturas inferidas a partir de sondagens com o TOVS e com as obtidas por radiossondagens apresentam, atualmente, um desvio quadrático médio de aproximadamente 2,5 K, com maiores diferenças encontradas próximo da superfície e na região da tropopausa (Dong et al., 1988; Smith, 1991). Uma das principais razões é a baixa resolução vertical do TOVS, e a outra, a pouca sensibilidade na estimativa e detecção de nuvens.

Uma das dificuldades nesse tipo de comparação é a não-coincidência, em geral, de horários e/ou posição geográfica entre sondagens via satélite e radiossondagem. Por outro lado, as sondagens por satélite não são observações pontuais como as radiossondagens, mas sim

observações volumétricas. Portanto, o caráter das medidas deve ser levado em consideração nas comparações.

Na América do Sul, poucos têm sido os estudos na área de sondagem atmosférica por satélite. Yamazaki et al. (1987) realizou um experimento comparativo entre dados de radiossonda e perfis TOVS. Ferreira (1986 e 1987) utilizando os dados do VAS para a Amazonia durante o GTE/ABLE em 1985, estudou a aplicação dessa técnica no monitoramento da convecção na referida região.

Portanto, a técnica de sondagem remota, apesar de estar disponível nos satélites de órbita polar a cerca de três décadas, ainda está por ser devidamente estudada e utilizada em âmbito operacional no Brasil.

2.5 - IMPACTO DA SONDAGEM REMOTA NA PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO (PNT)

2.5.1 - PRELIMINARES

A sondagem remota pelos satélites de órbita polar foi concebida primordialmente para atender a necessidade de dados colocada pela previsão numérica de tempo (PNT) em caráter global. Portanto, apesar de encontrar inúmeras outras aplicações, ainda a serem apropriadamente exploradas (estudos climáticos, estudos de caráter sinótico e de mesoescala etc.), é na área da previsão numérica que se encontra o maior número de pesquisas sobre as sondagens TOVS. Consequentemente, existem inúmeros trabalhos sobre o impacto dos dados de sondagem TOVS em modelos de PNT. O estágio atual, assim como o seu desenvolvimento durante os 40 anos de utilização, é profundamente analisado e discutido por Smith (1991). Portanto, esta seção é fundamentada principalmente nesse trabalho.

Desde o lançamento do NIMBUS-3, o primeiro satélite com instrumentos de sondagem, ocorrido em 1969, os pesquisadores têm procurado verificar o impacto destes dados sobre as previsões de tempo (Ohning, 1979). Os primeiros resultados não atingiram a expectativa desejada, devido à precisão dos dados de satélite e aos métodos empregados nos sistemas de análise/previsão. De fato, tanto os construtores de satélite como os modeladores equivocaram-se, sendo que os primeiros superestimaram e os últimos subestimaram a qualidade dos dados (Eyre e Lorenc, 1989).

Apesar da melhoria nos instrumentos e nos modelos na década passada, os avanços na área da PNT foram pequenos. A resolução vertical e a precisão dos dados de sondagem por satélite não permitiram um avanço maior. Entretanto, a sondagem por satélite permanece como uma hipótese viável para o progresso futuro da PNT, pois é a única maneira de se obter sondagens verticais de alta resolução espacial em caráter operacional global. Porém, é consenso na comunidade científica a necessidade de melhores instrumentos de sondagem por satélite que apresentem, principalmente, uma maior resolução vertical (WMO, 1992).

Testes sobre o impacto dos dados de satélite nos modelos de PNT, realizados na década de sessenta, revelaram resultados tanto positivos quanto negativos. Estudos posteriores procuraram verificar se os resultados negativos eram decorrentes dos métodos de análise/previsão ou dos próprios dados.

2.5.2 - AVANÇOS DURANTE OS ANOS 70

No início dos anos 70, vários experimentos com o NIMBUS produziram avanços consideráveis na instrumentação e no processamento de dados.

Ainda no começo da década de setenta, foi implementado um algoritmo físico com o intuito de detalhar as estruturas verticais não resolvidas pelas medidas (Smith et al., 1972). Neste algoritmo, as previsões de 12 horas foram utilizadas como estimativa inicial, num enfoque de perturbação do ponto de vista matemático, aplicadas ao processo de inferência, a fim de que a solução permitisse a recuperação das radiâncias observadas. Embora a precisão aparente fosse alta, a correlação entre os erros de inferência e os erros de previsão também era alta. Esta correlação foi devida a uma limitação muito semelhante notada anteriormente nos métodos de regressão estatística, ou seja, insuficiência na resolução vertical. Constatava-se, também, que a estrutura vertical dos perfis inferidos dependia fortemente da estrutura vertical da estimativa inicial. Por outro lado, o uso de previsões numéricas como estimativa inicial para corrigir a contaminação por nuvens, prejudicou ainda mais os resultados.

A precisão da inferência e a correlação de erros dos modelos (de inferência dos perfis e de PNT) ajudaria a estimular o uso do então chamado método de análise objetiva baseado na "interpolação ótima". Este método permite indentificar vários tipos de erros característicos dos dados (observacionais e de previsão) e da distribuição heterogênea das observações nas análises, de uma maneira lógica e sistemática. Por sua vez, o controle de qualidade dos dados torna-se mais refinado (Kashiwagi, 1987).

Também nos anos 70, numerosos experimentos de impacto de dados de satélite foram realizados em vários centros importantes de PNT. Um estudo comparativo desses experimentos foi feito por Ohring (1979). Os resultados não foram conclusivos para o Hemisfério Norte (HN), pois a

pequena melhoria verificada na previsão de 48 horas era devida à média entre impactos positivos, negativos e nulos. Os estudos realizados por Kelly (1978) e Kelly et al. (1978), indicaram um impacto consistentemente positivo no Hemisfério Sul (HS).

Apesar dos resultados inconclusivos quanto ao impacto dos dados de sondagem nos modelos de PNT nos anos 70, a comunidade meteorológica mundial ingressou no Global Weather Experiment (GWE - Experimento Global de Tempo) com o objetivo de utilizar os dados recebidos pelo Sistema de Observação Global por satélite (ver Seção 2.2), afim de estender o prazo de validade da previsão de tempo para uma semana ou mais.

2.5.3 - A ERA GWE: 1979-PRESENTE

Como apresentado na Figura 2.3, no final dos anos 70 foi lançado o primeiro satélite da presente série TIROS-N/NOAA. Isto deu início ao GWE. As sondagens TOVS apresentam, em princípio, qualidade e densidade espacial suficientes para definir os sistemas meteorológicos em escala sinótica, sem ambigüidades e sem que haja necessidade de inclusão de dados de radiossondagem. Entretanto, a precisão das sondagens em condições de céu nublado varia muito em relação às condições de céu limpo ou parcialmente nublado. A menor precisão apresentada pelos perfis inferidos em condições "nubladas" é devida ao pequeno número de canais em microondas para a sondagem troposférica e à sua baixa resolução vertical, se comparado ao número de canais no espectro infravermelho.

Segundo Smith (1991), devido à baixa resolução vertical, a maioria dos "erros" do TOVS é uma tendência de escala sinótica. Já os erros nos gradientes horizontais são, em geral, menores dependendo

principalmente da profundidade da camada atmosférica considerada (Schlatter, 1981).

Os grandes centros de previsão como o ECMWF European Center for Medium range Weather Forecasts (ECMWF), NMC, GLAS (NASA) e o Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) investigaram o impacto dos dados TOVS nas previsões numéricas com dados do GWE e verificaram pequenos impactos positivos para o HN, porém, para o HS, os impactos positivos encontrados foram relativamente maiores e mais consistentes (Uppala et al., 1984; Kalnay et al., 1985; ambos citados por Smith, 1991). Entretanto, os resultados dessa pesquisa dependem muito da estratégia da assimilação de dados e também da situação meteorológica (Ohning, 1979 e Tracton et al., 1980).

Estudos mais recentes utilizando os dados do GWE foram conduzidos pela Japanese Meteorological Agency (JMA) para alimentar modelos globais de análise/previsão com o intuito de gerar previsões com antecedência de cinco dias (Kashiwagi, 1987). O estudo concluiu que "a base de dados por satélite é indispensável para as análises em baixas latitudes e para todo o HS. Porém, na região asiática os dados de radiossondagem determinam a qualidade das análises de ar superior, isto denotando que os dados de satélite não contribuem para tal fim".

Note-se que durante os anos 80 não houve avanço significativo nas componentes instrumental e interpretativa da sondagem atmosférica por satélite. A melhoria crescente verificada na qualidade da previsão no início da década passada foi, em muito, devida ao grande progresso dos modelos de PNT, especialmente quanto aos métodos de assimilação de dados de satélite, à melhor resolução espacial, aos procedimentos numéricos e às parametrizações de processos que ocorram em escala inferior

à da grade do modelo (cumulus, turbulência etc.).

Em suma, o avanço verificado na área de modelagem e assimilação de dados não foi acompanhado pelo desenvolvimento instrumental do ponto de vista operacional ou mesmo pelas metodologias de inferência. Consequentemente, as informações contidas nos dados de satélite ficaram reduzidas, se comparadas às outras fontes de informação.

2.5.4 - ESTUDOS RECENTES DE APLICAÇÃO E DE IMPACTO

Dong et al. (1991) realizaram estudos utilizando o ITPP-3 para a inferência de perfis verticais de temperatura e de umidade sobre a área continental da China. Os resultados encontrados, a princípio, foram bons. O erro médio quadrático foi inferior a 2 K, sendo que próximo à superfície este valor não ultrapassou 2,8 K e foi maior que 4 K na região da tropopausa.

Como já notado anteriormente, a questão da estimativa inicial é crucial na busca de bons resultados, uma vez que o problema da sondagem remota é mal-posto. Com esse intuito, Dong et al. (1991) utilizaram a técnica da análise objetiva para interpolação dos dados de radiossondagem, que então serviram como estimativa inicial. Por outro lado, uma crítica mais aprofundada dos resultados de Dong et al. (1991) torna-se difícil, pois tudo indica que os dados de radiossondagem foram utilizados também nos estudos de avaliação.

No passado, como discutido na Seção 2.5.3, as comparações dos estudos de impacto geraram resultados ambíguos, criando controvérsias sobre a decisão de utilizar ou não os dados de satélite nos modelos de previsão. Algumas delas surgiram porque os modelos de assimilação não

utilizavam, da melhor maneira possível, os dados observacionais (Hollingsworth e Lönnberg, 1989). Portanto, o resultado do impacto dos dados de satélite variava de acordo com o sistema de assimilação empregado (Andersson et al., 1991).

Uma série de estudos de impacto foi realizada com os sistemas de análise/previsão do ECMWF, cujo esquema de assimilação havia sido aperfeiçoado no sentido de se tornar mais sensível aos dados iniciais e, portanto, mais vulnerável à qualidade dos mesmos (Andersson et al., 1991; Kelly et al., 1991 e Flobert et al., 1991).

Andersson et al. (1991) empregaram, para esse fim, as sondagens operacionais produzidas pelo NESDIS com o esquema estatístico de inferência utilizado até julho de 1988. Kelly et al. (1991), por sua vez, usaram as sondagens do NESDIS após julho de 1988, quando o esquema físico de inferência já havia sido implementado. Por fim, Flobert et al. (1991) utilizaram em suas pesquisas de impacto os resultados obtidos com o modelo de inferência 3I. Essa série de estudos mostra que o impacto dos dados de sondagem por satélite no sistema de análise-previsão é, em geral, negativo no Hemisfério Norte e fortemente positivo no Hemisfério Sul.

Segundo Flobert et al. (1991), os resultados mostraram uma grande dependência dos tipos de massas de ar, tanto no caso das inferências do NESDIS como no caso do 3I, sendo a dependência menor no último caso. As principais conclusões de Flobert et al. (1991) são as seguintes:

- a) as dificuldades com os algoritmos de inferência são principalmente devidas à resolução vertical inadequada encontradas nos atuais instrumentos, particularmente em áreas nubladas. Os erros maiores

são encontrados em determinadas massas de ar ou em situações atmosféricas especiais;

- b) particularmente, os maiores problemas do 3I são de caráter local. Muitos deles têm uma certa relação com a contaminação dos canais de microondas pela chuva ou com dificuldades relativas à calibração do MSU; e,
- c) as sondagens do 3I aparentemente parecem ser melhores do que as do NESDIS no que se refere ao índice de estabilidade, uma importante variável de previsão. Em níveis mais baixos (1000-850 hPa), os resultados do 3I mostraram ser um pouco melhores, talvez devido ao uso da estimativa inicial baseada no TOVS Initial Guess Retrieval (TIGR - Inferência da estimativa inicial do TOVS). As sondagens do 3I também apresentaram menores ruídos aleatórios.

Segundo Flobert et al. (1991), a utilização do sistema de assimilação de dados para identificar problemas nas inferências mostrou-se bastante eficiente. Assim, espera-se maiores progressos na utilização dos perfis TOVS a partir do desenvolvimento de um sistema onde os esquemas de análise e inferência tenham uma maior consistência com respeito ao controle de qualidade e seleção de dados. Em parte, o 3I atendeu às modificações com a sua segunda versão (Scott et al., 1991), cujo intuito era sanar, principalmente, a dependência do sinal em relação às massas de ar com o novo TIGR (TIGR-2). O NESDIS, por sua vez, aparentemente caminha para um esquema semelhante ao do 3I de classificação de massas de ar (McMillin, 1991).

O modelo de previsão tem sido também utilizado com uma abordagem variacional para assimilação

das radiâncias diretamente nas previsões numéricas de tempo. Os dados resultantes são então analisados em conjunto com outros dados disponíveis para fornecer as condições iniciais, para a subsequente utilização pelo modelo de assimilação (Eyre e Lorec, 1989).

A abordagem descrita por Baker (1991) consiste em empregar os dados de satélite "iterativamente", onde a previsão do modelo de assimilação é utilizada como estimativa inicial pelo esquema de inferência (Baker et al., 1984). Tal abordagem, desenvolvida e utilizada em um modelo de caráter experimental pela NASA, mostrou ter um efeito benéfico na qualidade da previsão de 6 horas e na dos perfis verticais. Porém, o mais importante é que os impactos negativos nas previsões de médio prazo sobre o Hemisfério Norte são, na maior parte, eliminados (Baker, 1991). Isto mostra que há alternativas para a melhoria da previsão utilizando-se as sondagens pelos atuais instrumentos nos modelos.

Mesmo assim, para que haja melhoria significativa na qualidade da previsão numérica, será necessário aperfeiçoar o sistema de obtenção de dados meteorológicos, uma vez que as condições iniciais da atmosfera ainda não pode ser observada de modo satisfatório na maior parte do globo. Com certeza, os satélites ainda têm muito a contribuir para isto, desde que seja reconhecida a necessidade de se implementar, operacionalmente, instrumentos de sondagem mais avançados que os atuais.

CAPÍTULO 3

CONSIDERAÇÕES MATEMÁTICAS E FÍSICAS

3.1 - INTRODUÇÃO

Toda a física envolvida em sondagem remota por satélite está contida na Equação Integral de Transferência Radiativa (EITR) que fundamenta os modelos físicos existentes para a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade.

O pacote ITPP, como mencionado no Capítulo 1, é amplamente utilizado na presente pesquisa. O pacote baseia-se em modelos físicos e apresenta como alternativa para a estimativa inicial dos perfis uma abordagem estatística. Portanto, uma discussão físico-matemático da EITR, mesmo que sucinta, torna-se relevante nesse contexto e tem como base o trabalho de Ferreira (1987).

3.2 - A EQUAÇÃO INTEGRAL DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA (EITR)

A equação que governa a radiância emergente no topo de uma atmosfera plana-paralela, estratificada, em equilíbrio termodinâmico local e em equilíbrio hidrostático, livre de agentes de espalhamento e de nuvens, em contato com uma superfície que atua como um corpo negro à pressão p_s , a ser medida pelo canal j de um radiômetro a bordo de satélite, é dada por:

$$I(\nu_j) = B(\nu_j, T(p_s)) \tau(\nu_j, p_s) + \int_{p_s}^{p_0} B(\nu_j, T(p)) \frac{d\tau(\nu_j, p)}{dp} dp + \epsilon(\nu_j) \quad (3.1)$$

onde: I é a radiância; T é a temperatura atmosférica; $T(p_s)$ é a temperatura radiante da superfície ("surface skin temperature"); p é a pressão atmosférica; p_0 é a pressão no topo efetivo da atmosfera; B é a função de Planck; τ é transmitância atmosférica; ϵ é o erro de medida; ν_j é a frequência média associada ao intervalo espectral $\Delta\nu_j$, com $j=1, \dots, n$. Note-se que nessa formulação já foram levadas em consideração as respostas das funções-filtro do instrumento.

A derivada da transmitância é conhecida como função-peso, núcleo ou Kernel da equação integral. Assim, a EITR pode ser escrita sob a forma:

$$I(\nu_j) = B[\nu_j, T(p_s)] \tau(\nu_j, p_s) + \int_{p_s}^{p_0} B[\nu_j, T(p)] K(\nu_j, p) dp + \epsilon(\nu_j) \quad (3.2)$$

Supondo que a transmitância e os termos de contorno e de erro de medida sejam conhecidos, e que as radiâncias medidas representem observações no nadir, então dado um conjunto simultâneo de n observações de radiância, o objetivo é determinar $B[\nu_j, T(p)]$ e, a partir dos valores de B , o perfil vertical da temperatura, $T(p)$, correspondente ao volume atmosférico em observação.

Como a função de Planck é não-linear, este problema caracteriza-se matematicamente pela resolução de um sistema de n equações integrais não-lineares com o objetivo de calcular $T(p)$. Este é um problema matemático de inversão.

Por outro lado, a linearização da função de Planck, $B[\nu_j, T(p)]$, é prática comum nos tratamentos de

sondagem remota, justificada pelo fato de os radiômetros apresentarem intervalos espectrais estreitos. Isto resulta na versão linear da EITR:

$$I_L(\nu_j) = B[\nu_j, T(p_s)] \tau(\nu_j, p_s) + \beta(\nu_j) \int_{p_s}^p T(p) K(\nu_j, p) dp + \epsilon(\nu_j) \quad (3.3)$$

onde β representa um coeficiente de expansão em série de Taylor, que pode ser determinado a priori. Neste caso, a teoria matemática de inversão é aplicada a um sistema de equações integrais lineares.

3.3 - TRANSMITÂNCIA, TERMOS DE CONTORNO E DE ERRO

Valores errôneos de transmitância atmosférica, $\tau(\nu_j, p)$, podem provocar sérias distorções nos resultados de sondagem remota. Portanto, sua correta determinação é uma importante etapa do processo.

Na determinação de $\tau(\nu_j, p)$, consideram-se a formação de linhas e de bandas de absorção (Figura 3.1) em condições atmosféricas e, particularmente, as funções-peso dos canais radiométricos. Para uma maior precisão, podem ser incluídos efeitos da própria temperatura, do espalhamento e da absorção pelos aerossóis, assim como a dependência de $\tau(\nu_j, p)$ do ângulo zenital (Weinreb et al., 1981).

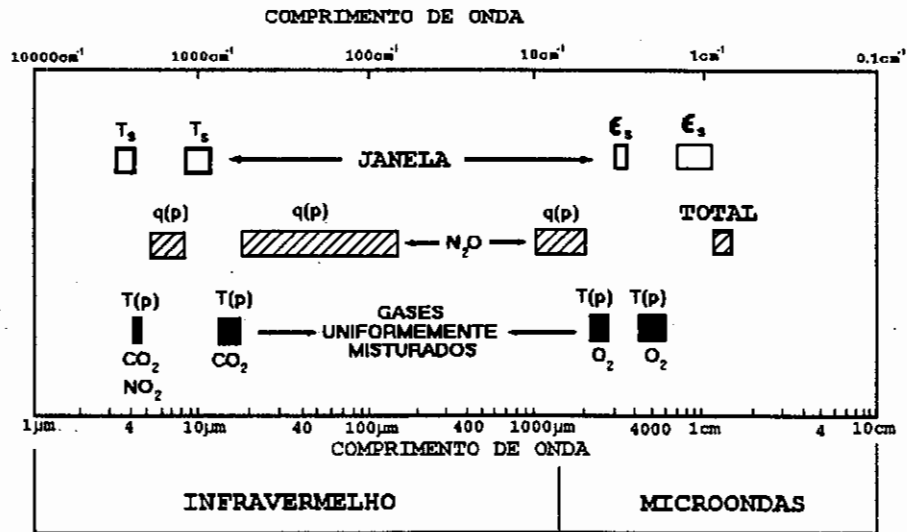


Fig. 3.1 - Bandas de absorção utilizadas na sondagem remota da atmosfera.

FONTE: Smith (1985), p. 415.

Uma alternativa para a determinação do termo de contorno é utilizar informações sobre a temperatura radiante de superfície, $T(p_s)$, a partir dos meios convencionais. Segundo Smith (1970), não é fácil conseguir uma boa estimativa a priori de $T(p_s)$, em virtude do fenômeno da descontinuidade nos continentes, particularmente nos desertos. Outra alternativa, é a utilização das informações obtidas pelos canais radiométricos nas janelas atmosféricas, considerando esse valor como estimativa inicial no modelo. Essa informação no canal da janela também é sujeita a erros devido à variabilidade do vapor d'água, principalmente nos continentes.

É importante lembrar que a emissividade da superfície pode se afastar do valor unitário, principalmente na faixa de microondas, dependendo do estado do mar no caso dos oceanos, e da umidade do solo e da cobertura vegetal no caso dos continentes.

Por sua vez, os termos de erro, $\varepsilon(v_j)$, também apresentam dificuldades peculiares. Tem-se conhecimento do ruído aleatório (falha do instrumento) apresentado pelas medidas na fase de desenvolvimento e testes dos instrumentos.

Erros sistemáticos de caráter instrumental (degradação do sensor a bordo do satélite), em termos práticos, em princípio, são impossíveis de estimar.

3.4 - ASPECTOS MATEMÁTICOS DA INVERSÃO DA EITR

Considerando a versão contínua linear da EITR com as devidas simplificações, a Equação 3.3 pode ser escrita na seguinte forma:

$$g(y) = \int_a^b K(y,x) f(x) dx \quad ; \quad \begin{array}{l} x \in [a,b] \\ y \in [a,b] \end{array} \quad (3.4)$$

A Equação 3.4 classifica-se como uma equação de Fredholm de primeira espécie com núcleo, $K(y,x)$, supostamente conhecido, $g(y)$ dado e $f(x)$ a determinar. Problemas dessa natureza surgem em importantes áreas da Física-Matemática, como por exemplo: dissipação de ondas sísmicas, decaimento radioativo e tomografia computadorizada (Twomey, 1977).

Na prática, a Equação 3.4 é discretizada em fórmulas de quadratura, ou seja:

$$g = A \tilde{f} + \tilde{\varepsilon} \quad (3.5)$$

onde $A=\{a_{ji}\}$ é um operador matricial com elementos a_{ji} , $\tilde{f}=\{f_i\}$ é o vetor incógnita com coordenadas f_i , $g=\{g_j\}$ é o vetor conhecido, com coordenadas g_j e $\tilde{\varepsilon}=\{\varepsilon_j\}$ representa o

vetor erro devido à imprecisão instrumental e às aproximações. Nestas condições $i=1,\dots,m$ e $j=1,\dots,n$.

O Sistema 3.5 será dito singular se o determinante de A for nulo, ou seja, se a matriz A apresentar pelo menos um autovalor nulo. Se o determinante de A for quase nulo, isto é, existir pelo menos um autovalor próximo de zero, o problema será malcondicionado.

Portanto, se A é singular, não tem inversa; quando A possui um autovalor muito pequeno, embora tenha inversa, A está muito próxima da singularidade. Neste caso, a inversão matemática aumenta a magnitude das componentes relacionados a este autovalor. Em muitos problemas práticos, esta situação é tão difícil de ser tratada quanto a completa singularidade. Um experimento em sensoriamento indireto, com erro instrumental inferior a 1%, pode dar informações de temperatura com erro de muitas centenas de graus, utilizando a inversão pura e simples (Twomey, 1977).

No caso da sondagem remota por satélite, o Sistema 3.5 é malcondicionado e não tem solução única (Twomey, 1977), pois a solução desse sistema está associada com a inversão da matriz A , que por sua vez, é quase singular devido ao alto grau de inter-dependência apresentado pelas funções-peso dos instrumentos.

3.5 - O PROBLEMA DA UMIDADE

O vapor d'água é um importante constituinte absorvedor, cuja distribuição vertical pode ser convenientemente caracterizada pela umidade integrada, $U(p)$, dada por:

$$U(p) = \frac{1}{g} \int_0^p q(p) dp \quad (3.6)$$

onde g é a aceleração da gravidade e $q(p)$ é a razão de mistura.

Substituindo a Equação 3.6 na Equação 3.1 e fazendo $p_0=0$, a integração por partes resulta em:

$$I(\nu_j) = B[\nu_j, T(p=0)] \tau(\nu_j, p_s) + \int_0^{p_s} \tau[\nu_j, U(p)] \frac{\partial B[\nu_j, T(p)]}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial p} dp + \varepsilon(\nu_j) \quad (3.7)$$

Admitindo-se que $T(p)$ seja conhecido (no âmbito da sondagem remota tem sido prática comum calcular $T(p)$ antes de $U(p)$), torna-se evidente que estimar $U(p)$ a partir da Equação 3.7 caracteriza-se como um problema malposto, analogamente ao caso da temperatura.

Portanto, os algoritmos de resolução, que serão discutidos a seguir, aplicam-se em seus aspectos fundamentais aos perfis de umidade. Detalhes sobre métodos especialmente desenvolvidos para tratar o problema da umidade podem ser encontrados em Smith et al. (1985).

Como o vapor d'água encontra-se concentrado na baixa troposfera e os gradientes são normalmente acentuados, consegue-se apenas recuperar detalhes limitados da distribuição real da umidade. Aqueles canais do vapor d'água, cujas funções-peso atingem máximos na camada junto à superfície, contribuem significativamente para estimar a água precipitável da coluna. Em virtude disto e da baixa

resolução vertical dos instrumentos de sondagem, as estimativas da água precipitável tendem a ser mais confiáveis do que a estrutura do perfil vertical de umidade (Ferreira, 1987).

CAPÍTULO 4

MÉTODOS PARA RESOLUÇÃO DA EITR E PACOTES COMPUTACIONAIS PARA OBTENÇÃO DE PERFIS VERTICAIS

4.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os esquemas numéricos para resolver a Equação 3.5 podem ser classificados em três classes genéricas: métodos de regularização, métodos estatísticos, e métodos iterativos. Além disso, combinações desses métodos resultam em esquemas híbridos (Ferreira, 1987).

Os métodos de regularização e estatísticos procuram superar o mal condicionamento pela utilização de informações obtidas a priori ou pela aplicação de restrições de suavização dos mais diversos tipos. Por sua vez, os métodos de filtragem buscam atacar a raiz matemática do problema pela remoção dos autovalores da matriz A que sejam considerados muito pequenos (Ferreira, 1987). Apenas os métodos de maior interesse para o presente trabalho são discutidos a seguir.

4.2 - ALGORITMOS DE REGULARIZAÇÃO

4.2.1 - MÉTODO DA MÍNIMA INFORMAÇÃO

Este método é uma aplicação da teoria de regularização de Tikhonov aos sistemas algébricos malcondicionados, fundamentada em princípios variacionais (Tikhonov e Arsenin, 1977). Pode ser também considerado um caso particular da inversão linear imposta ("constrained") (Twomey, 1977). Este método propõe, para o cálculo da solução do Sistema 3.5, a expressão:

$$\tilde{f} = (A^t A + \gamma I)^{-1} A^t g \quad (4.1)$$

onde $(.)^t$ denota a transposição de matrizes, $(.)^{-1}$ é a inversa de $(.)$, I é a matriz identidade e γ é o parâmetro de regularização que assume valores entre 0 e ∞ . Do ponto de vista estatístico, esse parâmetro pode ser identificado com a relação sinal-ruído.

Este método tem sido amplamente utilizado em vista de sua fácil implementação. No entanto, seu sucesso depende da qualidade da estimativa inicial, de uma escolha criteriosa na determinação do parâmetro de regularização (γ) e de uma determinação precisa das transmitâncias atmosféricas (Ferreira, 1987).

Com respeito ao parâmetro de regularização, o procedimento correto seria avaliar o grau do mal condicionamento da matriz A para cada situação e calcular o valor respectivo desse parâmetro. Por outro lado, esta operação é muito dispendiosa em termos computacionais resultando na sua pouca utilização em âmbito operacional.

4.2.2 - MÉTODO SIMULTÂNEO DE SMITH-WOOLF

O método fundamenta-se na forma perturbada da EITR (Smith et al., 1985), ou seja:

$$\delta T^* = \int_0^{p_s} \delta U \left[\left(\frac{\partial T}{\partial p} \right) \left(\frac{\partial \tau_j}{\partial U} \right) \frac{(\partial B_j / \partial T)}{(\partial B_j / \partial T^*)} \right]_0 dp$$

$$\begin{aligned}
& - \int_0^{p_s} \delta T \left[\left(\frac{\partial \tau_j}{\partial p} \right) \frac{(\partial B_j / \partial T)}{(\partial B_j / \partial T_j^*)} \right]_0 dp \\
& + \delta T_s \left[\tau_j(p_s) \frac{(\partial B_j / \partial T)}{(\partial B_j / \partial T_j^*)} \right]_0
\end{aligned} \tag{4.2}$$

$j=1, \dots, n$

onde n é o número total de canais.

A vantagem do método é a determinação simultânea da temperatura radiante da superfície, $T(p_s)$, e dos perfis verticais de T e de U , utilizando todas as informações disponíveis de radiância. A simultaneidade promove a suavização dos efeitos do vapor d'água nos canais de temperatura e vice-versa.

O processo é computacionalmente eficiente, pois apenas uma inversão matricial é exigida para a especificação de todos os parâmetros. Por sua vez, informações obtidas a priori podem ser facilmente incorporadas à solução (por exemplo, dados de superfície da rede convencional).

A solução é baseada no método da mínima informação (ver Equação 4.1):

$$\tilde{\alpha} = (A^t A + \gamma I)^{-1} A^t \tilde{t}^* \tag{4.3}$$

onde $\tilde{t}^*$ são as k observações de temperatura de brilho, $\tilde{\alpha}$ é o vetor incógnita de dimensão $m+1$, e A é uma matriz das funções da base vertical, como por exemplo, as funções ortogonais empíricas ou as funções-peso da EITR (Ferreira, 1987).

O método simultâneo de Smith e Woolf está sendo utilizado pelo CIMSS (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies - Instituto Cooperativo para Estudos de Satélites Meteorológicos) no processamento de dados VAS e no pacote ITPP, cuja finalidade é o processamento dos dados TOVS.

4.3 - ALGORÍTMOS DE REGRESSÃO LINEAR

Os métodos de regressão linear baseiam-se em amostras de dados de radiância e de informações por radiossondagens colocadas. Os perfis de temperatura são obtidos por meio de equações do tipo:

$$T_i = R_{oi} + \sum_{j=1}^n R_{ji} I(\nu_j) \quad ; \quad i=1, \dots, m \quad (4.4)$$

onde i representa o nível-padrão atmosférico e j o número do canal do radiômetro, R_{oi} e R_{ji} são coeficientes de regressão.

A maior desvantagem desse tipo algoritmo é a necessidade de se dispor de um conjunto representativo de radiossondagens colocadas em relação às sondagens por satélites.

4.4 - ALGORÍTMOS ITERATIVOS

Os esquemas iterativos, por sua vez, não tentam num único passo encontrar a melhor solução para o sistema de EITR. Eles constroem uma seqüência de passos (iterações) em cada um dos quais são obtidos parâmetros que fornecem melhor concordância entre as radiâncias observadas e as calculadas no passo anterior. Tais esquemas, em geral,

não pressupõem a linearização da EITR nem a inversão de matrizes.

Diversos esquemas iterativos têm sido propostos para o problema de sondagem remota. Entre eles, o método iterativo (não-linear) de Chahine (Chahine, 1970), método iterativo (linear) de Smith (Smith, 1970; Smith et al., 1981; Smith, 1983) e o método (não-linear) de Chahine-Twomey (Twomey, 1977).

Os algoritmos iterativos evitam a formulação de restrições explícitas, consideram os aspectos físicos do problema (tratam diretamente a EITR), apresentam boa resolução e são mais estáveis com respeito a erros. Todavia, a qualidade da solução depende fortemente do perfil inicial, da precisão da transmitância e do erro instrumental.

A título de ilustração, a Figura 4.1 apresenta soluções obtidas com quatro métodos diferentes conforme indicado em (a), (b), (c) e (d). Note-se que esse estudo realizado por Twomey (1977) demonstra notórias diferenças no desempenho dos métodos utilizados. Por outro lado, o papel das condições de contorno (pontos extremos), que podem ser utilizadas como informações a priori, é evidenciado em (e) e (f): a solução pelo método da mínima informação deteriora-se acentuadamente pelo uso de valores extremos mesmo que levemente incorretos.

Com base nas considerações acima, é evidente a dificuldade em se escolher o "melhor" método para a solução do problema da sondagem remota. Na realidade, o sucesso desses métodos depende fortemente de vários fatores que não os de cunho matemático propriamente ditos, tais como: filtragem de nuvens, pre-processamento (calibração e navegação), estimativa inicial e cálculo da transmitância, entre outros.

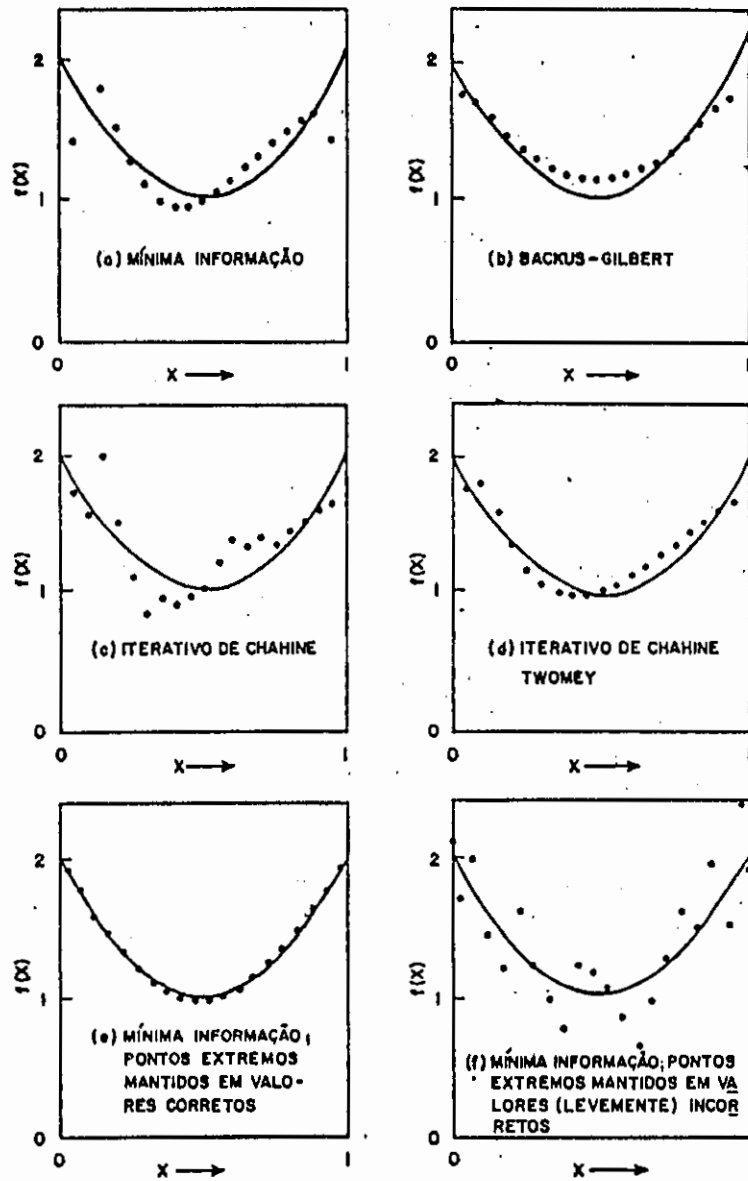


Figura 4.1 - Soluções obtidas por diferentes métodos de inversão (a solução exata é indicada pela linha cheia).

FONTE: adaptada de Twomey, 1977.

4.5 - PACOTES COMPUTACIONAIS

4.5.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

No contexto da sondagem remota por satélite, o problema exige, além de um método matemático para a solução da EITR, vários programas computacionais associados que normalmente integram um pacote computacional.

Atualmente, existem vários pacotes de importância, especialmente o ITPP e o 3I, disponíveis para a comunidade científica, além do modelo físico do GLA e do esquema operacional do NESDIS.

O modelo físico do GLA é resultado de uma intensa pesquisa realizado pela NASA que culminou em um dos pacotes que possui o melhor algoritmo de filtragem de nuvens (Chahine e Susskind, 1990).

A inferência operacional de perfis verticais de temperatura e de umidade do TOVS/TIROS-N promovidas pela NOAA/NESDIS em escala global são utilizados pelo NMC e por diversos usuários de dados de satélite, uma vez que são disseminados via GTS (Global Telecommunication System - Sistema de Telecomunicação Global). O NMC, assim como outros centros de previsão numérica análogos, necessita dessas informações sobre regiões sem ou com poucos dados de radiossondagens (e. g., oceanos) para inicialização de seus modelos de previsão numérica de tempo.

4.5.2 - ITPP

O ITPP (International TOVS Processing Package - Pacote Internacional de Processamento TOVS) foi desenvolvido pela Universidade de Winsconsin. Em sua concepção básica, o ITPP promove a transformação de

radiâncias medidas (HIRS-2, MSU e SSU) em perfis verticais de temperatura e de umidade pela operação de 4 módulos principais de processamento (Smith et al., 1979): pré-processador (localização geográfica e calibração); radiância atmosférica (transforma "counts" para radiâncias); sondagem estratosférica (dados SSU); e, inferência (obtenção de parâmetros meteorológicos).

O módulo de inferência acessa os dados dos módulos de radiância atmosférica e do SSU, assim como os coeficientes de regressão, para uma primeira determinação da estimativa inicial. Esse módulo produz perfis verticais de temperatura, de razão de mistura do vapor d'água e dados de altura geopotencial. Além disso, permite estimar o conteúdo total de ozônio e a distribuição de nuvens.

Nas versões mais recentes, a técnica de inferência fundamenta-se no método simultâneo de Smith-WoOLF discutido na Secção 4.2.2.

O modelo está sendo utilizado diariamente pelo SSEC (Space Science and Engineering Center - Centro de Engenharia de Ciência Espacial), da Universidade de Winsconsin, para processar dados TOVS sobre a América do Norte como parte de um programa de pesquisa voltado para a detecção aperfeiçoada das condições antecedentes de tempo severo. Nesta aplicação, dados horários de superfície são usados para realçar os produtos TOVS.

Como já mencionado, este pacote encontra-se disponível para a comunidade científica internacional, sendo o mais difundido entre os existentes. O ITPP frequentemente incorpora atualizações (como, por exemplo, aquelas necessárias quando um novo satélite torna-se operacional) e aperfeiçoamentos de caráter físico-matemático resultantes de pesquisas realizadas por

seus diversos usuários. A versão 3 do ITPP foi implementada no B-6800 e no CYBER de Cachoeira Paulista e, a versão 4, a mais recente, já divulgada, foi implementado no VAX-11/780 do CCS (Centro de Controle de Satélite) especialmente para a realização da presente pesquisa.

4.5.3 - 3I

O 3I (Improved Inversion Initialization) desenvolvido pelo grupo do LMD/ARA é um algoritmo físico-estatístico para recuperação de parâmetros meteorológicos e climáticos a partir dos dados TOVS, numa resolução espacial de 100x100km (Chedin et al., 1985 e Chedin et al., 1986).

Talvez o ponto mais forte desse pacote seja a estratégia para obtenção da estimativa inicial com base na classificação de massas de ar a partir dos dados TIGR. O TIGR é um banco de dados incorporado ao pacote onde estão armazenados um grande número de situações atmosféricas representativas obtidas a partir de observações de radiossondagens para o globo todo. Isto praticamente elimina a necessidade de buscar estimativas iniciais de boa qualidade externamente ao pacote, ao contrário do que ocorre, por exemplo, com o ITPP. O modelo segue as seguintes etapas básicas:

- a) Identificação da situação atmosférica de cada sondagem com base no banco de dados TIGR.
- b) Cômputo dos valores de transmitância para essa situação atmosférica identificada a partir do TIGR, em 40 níveis de pressão, desde a superfície até 0.05 hPa, para todos os canais do HIRS (exceto visível) e MSU.

- c) Cômputo dos valores das radiâncias correspondentes e suas temperaturas de brilho associadas aos canais de microondas. Esses valores são divididos em duas componentes: contribuições da superfície e da atmosfera.
- d) Inferência de perfis a partir de matrizes jacobianas que representam as derivadas parciais de radiâncias (ou temperatura de brilho) relacionadas a T e U . O método é físico-estatístico, baseada na técnica de reconhecimento de padrões. Este tipo de abordagem usa o máximo de informações a priori (método físico-estatístico direto não iterativo do tipo Bayesiano), para maiores detalhes ver Chedin et al. (1985 e 1986).
- e) Cômputo de uma série de dados estatísticos, tais como: médias de T e de radiância e matrizes de covariância.

Assim como o ITPP, o 3I evoluiu tendo chegado recentemente em sua segunda versão (Scott et al, 1991). As modificações não são de concepção matemática ou física, mas no seu desempenho, como: modificações no banco de dados do TIGR; introdução de um novo esquema de classificação de massas de ar; e, refinamento no procedimento de inferência de umidade.

Experiências passadas com a primeira versão do 3I, a qual compreendia 1207 situações atmosféricas caracterizadas a partir de 10000 radiossondagens, revelou que essa classificação de massa de ar era bastante incompleta. Assim, um total de 150000 novas radiossondagens foram processadas para ampliar o banco de dados do TIGR (TIGR-2), chegando a 1800 situações atmosféricas (Scott et

al., 1991). A Tabela 4.1 sumariza a origem dos dados TIGR-2.

TABELA 4.1 - FONTES DE DADOS DO TIGR-2

Área	Número de radiossondagens	Após filtragem
Global (1)	11000	11000
Global (2)	7000	4000
Ártico (3)	20000	12000
China (4)	40000	14500
Nova Zelândia (5) Hemisfério Sul	75000	44000
Total	153000	85500

FONTE: Scott et al., 1991.

(1) NOAA/NESDIS (fitas DSD-V)

(2) ECMWF (arquivos AOF)

(3) ERL (Dr. John Bates)

(4) SMC, Beijing, PRC (Dr. Zhang Feng Ying)

(5) Serviço Meteorológico da Nova Zelândia
(Dr. M. Uddstrom)

CAPÍTULO 5METODOLOGIA: O ITPP-4 E O MODELO DIAGNÓSTICO5.1 - O ITPP-4

O ITPP foi desenvolvido pela Universidade de Wisconsin-Madison para inferência de perfis verticais de temperatura e umidade, bem como de sub-produtos de interesse meteorológico, a partir do processamento de radiâncias TOVS. Os programas principais são:

- a) PREING: organiza a saída dos dados TIPS (TIROS Information Processor - Processador de Informações TIROS) numa forma conveniente para processamento científico. Procedimentos de conversão são utilizados para transformar os "counts" digitais em radiâncias. Parâmetros de localização geográfica são anexados às medidas correspondentes à cada campo de visada.
- b) INGTOV: executa a calibração (com dados de bordo) das medidas radiométricas do HIRS e do MSU e a navegação dos campos de visada.
- c) TOVPRE: organiza os dados gerados pelo INGTOV em conjuntos de dados para fins de visualização e/ou de inferência dos perfis verticais.
- d) TOVRET: determina, a partir do processamento dos dados HIRS e MSU, os perfis verticais de temperatura, de umidade e de altura geopotencial, bem como a concentração de ozônio e os parâmetros de estabilidade atmosférica. Uma série de parâmetros são especificados neste programa, entre eles: a resolução horizontal (mínimo de 60 km),

tipo de estimativa inicial, tipo de topografia e opção de "ancoragem" dos perfis na superfície.

- e) WINRET: calcula vento geostrófico (direção e velocidade) a partir do vento térmico.

Recentemente, o ITPP foi aperfeiçoado em seus aspectos computacionais, com a finalidade de tornar-se mais eficiente, bem como atualizado, de modo a poder tratar as radiâncias TOVS do NOAA-12, chegando-se desse modo a versão 4 (Achter et al., 1990).

5.1.1 - PECULIARIDADES DO ITPP

5.1.1.1 - TOPOGRAFIA

Dentro do pacote existem dois tipos de topografia, a de baixa resolução (~ 120 km) e a de alta resolução (~ 20 km), esta última com opção para escolha de hemisférios (norte e sul). Isto permite economia de tempo computacional, uma vez que o arquivo de dados topográficos de alta resolução é muito grande.

5.1.1.2 - ESTIMATIVA INICIAL

A climatologia disponível no ITPP-4 é pouco representativa, tendo dados apenas para janeiro e julho (inverno e verão no Hemisfério Norte, respectivamente) em cinturões latitudinais de 15° (0-15°, 15-30°, 30-45°, 45-60°, 60-75°). Pode-se, no entanto, introduzir estimativas iniciais externas de melhor qualidade (por exemplo, dados de previsão numérica de tempo) quando disponíveis.

A estimativa inicial via regressão linear, também de caráter interno, é obtida a partir das

temperaturas de brilho (TBB) do HIRS. O canal 8 é usado para determinar a temperatura radiante de superfície, o canal 18 para a correção solar nos canais de ondas curtas e o canal visível para a reflectância. Utiliza-se então o método de regressão linear apresentado na Seção 4.3, cujos coeficientes foram obtidos a priori, ajustado-se as temperaturas nível a nível e levando em consideração a temperatura radiante de superfície.

5.1.1.3 - "ANCORAGEM" DOS PERFIS NA SUPERFÍCIE

Observações de superfície, obtidas pela rede meteorológica convencional em tempo real, dados climatológicos ou dados de modelos numéricos (e. g., análise) podem ser utilizados para "ancorar" os perfis verticais de temperatura e umidade. Isto porque a resolução da EITR no ITPP é através do método simultâneo de Smith e Woolf (ver Seção 4.2.2).

5.1.1.4 - TRANSMITÂNCIA

As funções de transmitância utilizadas pelo sistema seguem as parametrizações propostas por Weinreb et al. (1981), como discutido na Seção 3.3.

5.1.1.5 - FILTRAGEM DAS NUVENS

A contaminação das radiâncias medidas pelas nuvens é estimada considerando um conjunto de campos de visada do HIRS, denominado de "caixa", conforme mostrado na Figura 5.1.

Para tratar a contaminação pelas nuvens em cada campo de visada, são utilizadas duas abordagens: verificação da existência de "buracos" entre as nuvens, para obtenção de observações volumétricas, e aplicação de

técnicas físico-matemáticas na estimativa da radiância limpa a partir da radiância contaminada.

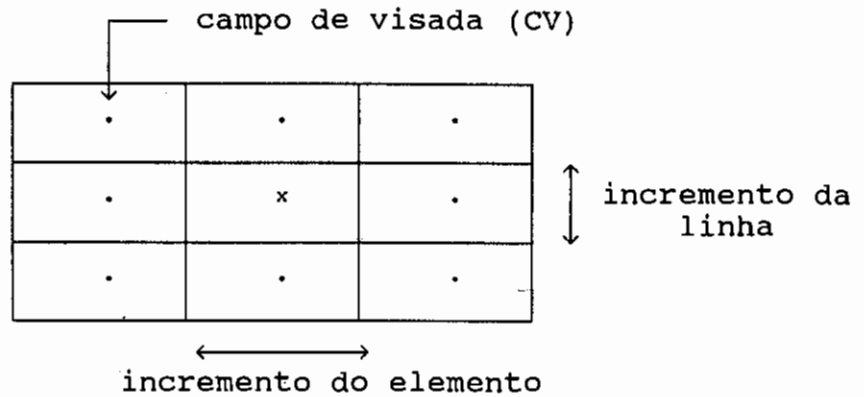


Fig. 5.1 - Idealização da caixa formada por incrementos de 3 linhas e 3 elementos do HIRS/2, onde X indica a posição do perfil a ser obtido.

Inicialmente, a análise das observações em cada CV da caixa tem por objetivo determinar a provável presença de nuvens. Os testes envolvem: (a) medidas de reflectância versus albedo de superfície (valor estimado); (b) comparações entre as radiâncias medidas nos canais da janela atmosférica de ondas longas e curtas; (c) temperatura de brilho (TBB) na janela de ondas longas versus temperatura radiante de superfície estimada (estimativa inicial); e, (d) uma estimativa da regressão baseada no IR da TBB versus observado em microondas (MSU) .

Se um mínimo de quatro CVs sem contaminação por nuvens não for encontrado, é feita uma segunda tentativa com base numa nova abordagem que consiste em empregar o método dos pares adjacentes, ou N^* . Neste caso, a estimativa da radiância limpa fundamenta-se na técnica de autovetores (Smith e Woolf, 1976). Conforme implementado no ITPP, o método N^* exige a existência de pelo menos quatro CVs limpos.

Se o método N^* falhar, é calculada uma média aritmética das radiâncias dos CVs da caixa utilizando dados dos quatro canais da MSU e dos quatro canais do HIRS (aqueles que supostamente são menos contaminados por nuvens). Normalmente, esta contingência é responsável por cerca de 20% da saída do sistema (Smith et al., 1979).

As radiâncias dos CVs limpos da caixa são a base para a obtenção do perfil vertical de temperatura e de umidade, assumindo um papel preponderante no processo de inferência. Por outro lado, os CVs contaminados fornecem informações sobre a altura do topo das nuvens e sobre sua cobertura fracionária.

5.1.1.6 - INFERÊNCIA DO PERFIL VERTICAL

O algoritmo de inferência é aquele descrito por Smith et al. (1985) e baseia-se no método simultâneo, conforme descrito na Seção 4.3.

O pacote executa a inferência duas vezes, sendo que a primeira fornece uma estimativa inicial atualizada para a segunda "iteração".

Após a execução da primeira inferência, há uma reavaliação da altura das nuvens nos CVs contaminados, desde que a altura não esteja acima de 100 hPa (nível 20). É então estabelecida uma nova temperatura e uma nova razão de mistura para o nível da nuvem e, conseqüentemente, os perfis de temperatura e de razão de mistura são refinados abaixo do nível da nuvem, os quais são utilizados na segunda "iteração".

Se a inferência for feita para uma caixa sm contaminação por nuvens, o valor de gama na Equação 4.2 é

ajustado, permitindo maior influência das radiâncias limpas sobre os perfis atualizados na segunda "iteração".

5.2 - MODELO NUMÉRICO DIAGNÓSTICO DE ANÁLISE SINÓTICA

5.2.1 - PRELIMINARES

Uma aplicação prioritária dos dados de ar superior obtidos por meio de processamento TOVS é sua utilização em previsão numérica de tempo. Na presente pesquisa, pretende-se investigar o impacto desses dados em modelos diagnósticos de análise sinótica ou, simplesmente, modelo diagnóstico.

O modelo diagnóstico utilizado neste trabalho é fundamentado no cálculo das variáveis meteorológicas de maior interesse quando se trata de diagnosticar fenômenos de escala sinótica e de mesoescala, quais sejam: vorticidade, advecção de vorticidade e de temperatura, assim como divergência do fluxo de umidade (Silva Dias e Silva Dias, 1986). A escolha foi baseado em vários fatores, entre eles a simplicidade e o bom desempenho em latitudes médias e altas. Além disso, o modelo já se encontra implementado em microcomputador e tem sido utilizado em âmbito operacional no DNMET e também em outras instituições em versões mais modernas e eficientes, como é o caso da utilizada no IAE/CTA.

Nas seções seguintes, serão discutidos os aspectos teóricos e numéricos do modelo diagnóstico.

5.2.2 - ANÁLISE OBJETIVA E DISCRETIZAÇÃO DO MODELO

A análise objetiva consiste em estimar variáveis em pontos de grade, $F(I,J)$, a partir de dados observacionais coletados em posições geográficas

aleatórias, $F(x,y)$. Teoricamente, o problema é encontrar uma função analítica, $F(x,y,z,t)$, que melhor represente a distribuição espacial e temporal da variável que se quer interpolar. A representação esquemática dos pontos de observação com relação aos pontos de grade podem ser observados na Figura 5.2.

Na prática, fixa-se o nível atmosférico e o tempo, de modo análogo ao adotado na análise subjetiva, considerando-se assim, o caráter diagnóstico dos campos analisados.

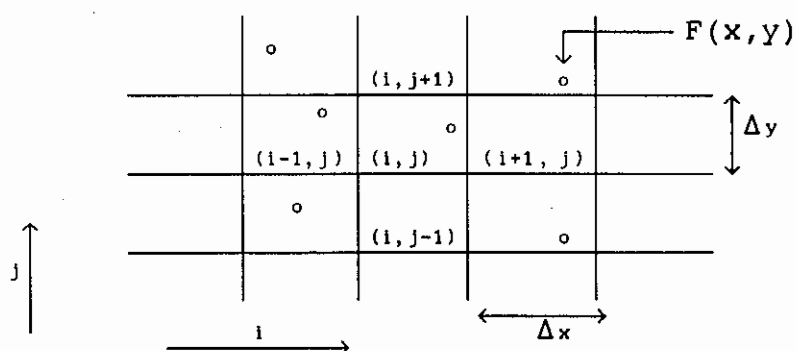


Fig. 5.2 - Representação esquemática da grade e da distribuição aleatória das estações (círculos).

A discretização da função F adotada no modelo emprega o método das diferenças finitas centradas:

$$\frac{\partial F}{\partial x} \cong \frac{F(x_{i+1}) - F(x_{i-1}))}{x_{i+1} - x_{i-1}} \quad (5.1)$$

A partir da expressão analítica para a advecção de temperatura num determinado nível, e tendo em vista a malha representada na Figura 5.2, obtém-se a forma discretizada para A_T no ponto (i, j) , ou seja:

$$A_T = (-V \cdot \nabla T) = \left(-u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \approx$$

$$- u_{1,j} \frac{T_{1+1,j} - T_{1-1,j}}{2\Delta x} - v_{1,j} \frac{T_{1,j+1} - T_{1,j-1}}{2\Delta y}, \quad (5.2)$$

com $\Delta x = x_{1+1} - x_{1-1}$; $\Delta y = y_{j+1} - y_{j-1}$; u e v são as componentes zonal e meridional do vento, V ; e, T a temperatura.

O termo de advecção de vorticidade absoluta, A_Q , no ponto (i,j) é dado por:

$$A_Q = (-V \cdot \nabla Q) = -V \cdot \nabla (\zeta + f) = -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - v \frac{df}{dy}, \quad (5.3)$$

onde Q é a vorticidade absoluta, ζ a vorticidade relativa e f a vorticidade planetária, cuja discretização é dada por:

$$A_Q \approx -u_{1,j} \frac{\zeta_{1+1,j} - \zeta_{1-1,j}}{2\Delta x} - v_{1,j} \frac{\zeta_{1,j+1} - \zeta_{1,j-1}}{2\Delta y} -$$

$$v_{1,j} \frac{f_{1,j+1} - f_{1,j-1}}{2\Delta y}, \quad (5.4)$$

onde

$$\zeta_{1,j} = \frac{v_{1+1,j} - v_{1-1,j}}{2\Delta x} - \frac{u_{1,j+1} - u_{1,j-1}}{2\Delta y}, \quad (5.5)$$

é a vorticidade no ponto (i,j) .

A forma analítica e discretizada para a divergência do vento no ponto (i,j) é dada por:

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \cong \frac{u_{i+1,j} - u_{i-1,j}}{2\Delta x} + \frac{v_{i,j+1} - v_{i,j-1}}{2\Delta y} \quad (5.6)$$

O termo de convergência do fluxo de umidade no ponto (i,j) é dado por:

$$-(\nabla \cdot q\mathbf{V}) \cong - \frac{u_{i+1,j} q_{i+1,j} - u_{i-1,j} q_{i-1,j}}{2\Delta x} - \frac{v_{i,j+1} q_{i,j+1} - v_{i,j-1} q_{i,j-1}}{2\Delta y} \quad (5.7)$$

onde q é a razão de mistura do vapor d'água.

É importante salientar que as fórmulas efetivamente utilizadas neste trabalho incluem os termos relacionados com a esfericidade da Terra.

A implementação do modelo diagnóstico exige que se adote uma técnica de interpolação, como discutido a seguir.

5.2.3 - MÉTODO DE TRANSFORMAÇÃO LINEAR

Entre as diversas técnicas de interpolação existentes, será dada ênfase ao método de interpolação linear de Barnes (1974), com aperfeiçoamentos introduzidos por Doswell (1977) e Maddox (1980).

Nesse método, as variáveis atmosféricas em pontos de grade são determinadas por médias ponderadas

calculadas com base nos valores observados. A função-peso utilizada é Gaussiana, definida em função da distância entre o ponto de grade e os pontos de observação, atribuindo-se pesos maiores para os pontos mais próximos. Por outro lado, admite-se a representação por integral de Fourier para as variáveis atmosféricas, onde as componentes são definidas no espaço de número de onda e frequência.

Uma das propriedades inerentes ao método de Barnes é a filtragem de comprimentos de onda pequenos (altas frequências). No processo, a filtragem é analisada aplicando-se a transformada de Fourier sobre a função-peso. Esta transformada é conhecida como função-resposta do filtro e indica, para cada comprimento de onda, quanto a amplitude original foi modificada após o procedimento de interpolação/filtragem.

Para separar as escalas de interesse, Doswell (1977) desenvolveu um conjunto de equações adimensionais, que podem ser resolvidas simultaneamente por um processo iterativo, para obter as constantes das análises a serem utilizadas na remoção de altas e de baixas frequências. A diferença entre as duas análises define a banda associada à escala espacial de interesse, cuja função-resposta tem um máximo num comprimento de onda pré-determinado. Devido à adimensionalização, o resultado é aplicável a qualquer espaçamento de grade. Maddox (1980) utilizou um procedimento análogo para estudar o campo de perturbação atmosférica associado aos complexos convectivos de mesoescala.

O procedimento matemático de filtragem no método de Barnes é descrito a seguir.

5.2.3.1 - ANÁLISE COM FILTRO DE ALTA FREQUÊNCIA

Em cada ponto de grade, uma variável Φ é determinada pela combinação linear dos valores observados, ou seja:

$$\Phi = \frac{\sum_{m=1}^M W_m \check{\Phi}_m}{\sum_{m=1}^M W_m} \quad (5.8)$$

onde $\check{\Phi}_m$ é o valor observado na ponto m ; W_m é o peso dado ao ponto m e M é o número máximo de pontos de observação considerados na interpolação. Note-se que a Equação 5.8 deve ser adequadamente modificada no caso de se trabalhar simultaneamente com dados de diversos tipos como, por exemplo, observações de radiossondagem e dados de sondagem por satélite.

A função-peso utilizada é dada por:

$$W_m = \exp \left[- \frac{R_m^{*2}}{4\mu} - \frac{T_m^{*2}}{4\eta} \right] \quad (5.9)$$

onde R_m^* é a distância entre o ponto de grade e o ponto de observação m e T_m^* é o intervalo de tempo entre o instante t e o horário de observação de $\check{\Phi}_m$. μ e η são parâmetros do filtro. Note-se que as considerações sobre o tempo são particularmente relevantes no caso de assimilação de dados assintóticos, como é, em geral, o que ocorre com os dados obtidos por meio de satélites.

Assim, os maiores pesos são atribuídos aos pontos de observação mais próximos. A hipótese das influências isotrópicas é possivelmente uma das deficiências deste procedimento.

A função-resposta do filtro é dada por:

$$r = \exp (- \mu k^{*2} - \eta \nu^{*2}) , \quad (5.10)$$

onde k^* é o número de onda e ν^* é a frequência. Segundo esta função, as amplitudes dos ruídos, ou seja, dos comprimentos de onda menores (altas frequências) são amortecidos.

A Equação 5.9 pode ser escrita em termos de parâmetros adimensionais, introduzindo-se na análise a distância característica (R_c) e o tempo característico (T_c), definidos como: $R_m = R_m^*/R_c$ e $T_m = T_m^*/T_c$. Os parâmetros do filtro são adimensionalizados por meio de: $D^2 = \mu/(\Delta S)^2$ e $N^2 = \eta/(\Delta t)^2$. Fazendo $\rho = R_c/\Delta S$ e $\gamma = T_c/\Delta t$, a expressão para a função-peso torna-se:

$$W_m = \exp \left[- \left(\frac{R_m \rho}{2D} \right)^2 - \left(\frac{T_m \gamma}{2N} \right)^2 \right] , \quad (5.11)$$

onde ΔS é o comprimento da grade espacial e Δt é a variação temporal.

A Equação 5.10 pode também ser escrita em termos dos parâmetros adimensionais introduzindo-se o número de onda adimensional (k) e a frequência adimensional (ν), onde: $k = k^*/k_c$ e $\nu = \nu^*/\nu_c$; e, k_c e ν_c são definidos por: $k_c = 2\pi/2\Delta S$ e $\nu_c = 2\pi/2\Delta t$. Com isto, a função-resposta é dada por:

$$r = \exp [- (\pi Dk)^2 - (\pi N\nu)^2] . \quad (5.12)$$

Desconsiderando-se a questão do tempo, uma análise da filtragem de alta frequência pode ser feita da seguinte forma:

- a) escolhe-se o número de onda k' , tal que para valores maiores deseja-se reduzir a amplitude da onda em mais do que, por exemplo, 50%;
- b) com esta condição, calcula-se o parâmetro D usando-se a Equação 5.12:

$$D = - (\ln 0,5) / (\pi k')^2 \quad (5.13)$$

- c) substituindo-se o valor de D na Equação 5.12, o grau de filtragem, r , é conhecido antes da interpolação; e,
- d) finalmente a interpolação é feita usando a Equação 5.8, após atribuir valores adequados ao parâmetros envolvidos.

Procedimentos análogos devem ser adotados na filtragem de outras frequências, especialmente, quando se deseja trabalhar apenas com bandas.

CAPÍTULO 6

ESTUDO DE UM CASO: SITUAÇÃO METEOROLÓGICA E DADOS

6.1 - INTRODUÇÃO

As chuvas de março de 1991 no Estado de São Paulo causaram grandes danos materiais nas cidades, estradas e infraestrutura geral do Estado. Além da acumulação total do mês ter sido muito superior à normal, a distribuição espacial da chuva ocorreu de forma irregular, concentrando-se do litoral ao norte do Estado. A acumulação pluviométrica para o mês de março e o respectivo desvio com relação à normal na Região Sudeste do Brasil são mostrados na Figura 6.1. Nota-se que as chuvas foram aproximadamente o dobro do valor normal em grande parte do Estado de São Paulo, sendo este o março mais chuvoso na região metropolitana desde o início do século (Silva Dias et al., 1991). Constatou-se a ocorrência de episódios de chuvas extremamente intensas na região metropolitana de São Paulo, provocando rapidamente enchentes de grande porte, como o episódio ocorrido na madrugada de 19 de março, o qual constitui objeto da presente pesquisa.

6.2 - ASPECTOS SINÓTICOS

Como mencionado acima, o episódio de maior interesse ocorreu em 19 de março de 1991, precedido pelo desenvolvimento de uma baixa fria de altitude no Rio Grande do Sul no dia 18 de março. O ramo frio do sistema frontal associado à baixa fria moveu-se rapidamente na direção nordeste atingindo o Estado de São Paulo na madrugada do dia 19, provocando inundações na região litorânea próxima a Capital. Isto pode ser observado nas análises sinóticas de superfície (Figura 6.2a-d). Esta evolução também pode ser

observada na sequência das imagens de satélite (Figuras 6.3, 6.4, 6.5 e 6.6).

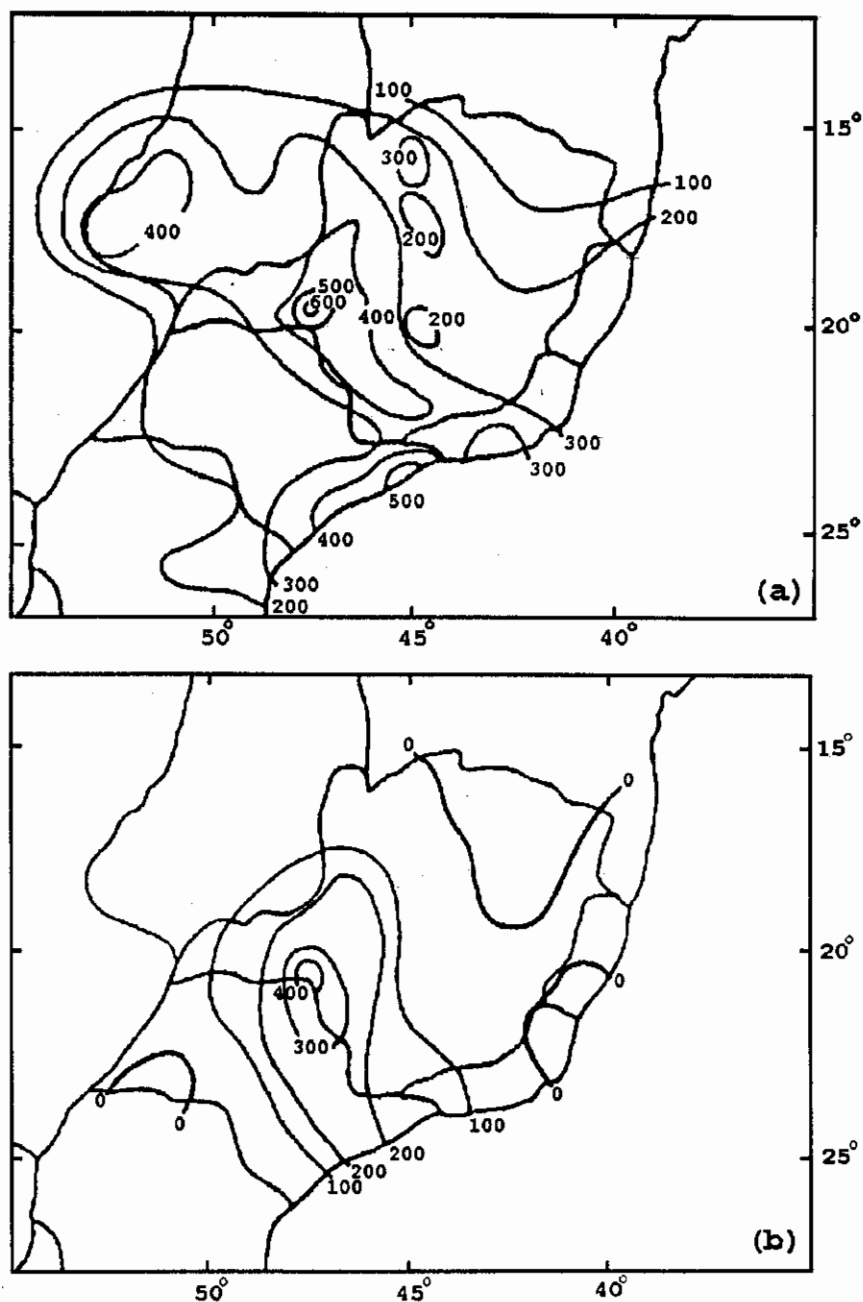


Fig. 6.1 - Total pluviométrico (mm) na Região Sudeste em março de 1991 (a) e o desvio com relação à normal (b).

FONTE: Silva Dias et al. (1991), p. 45.

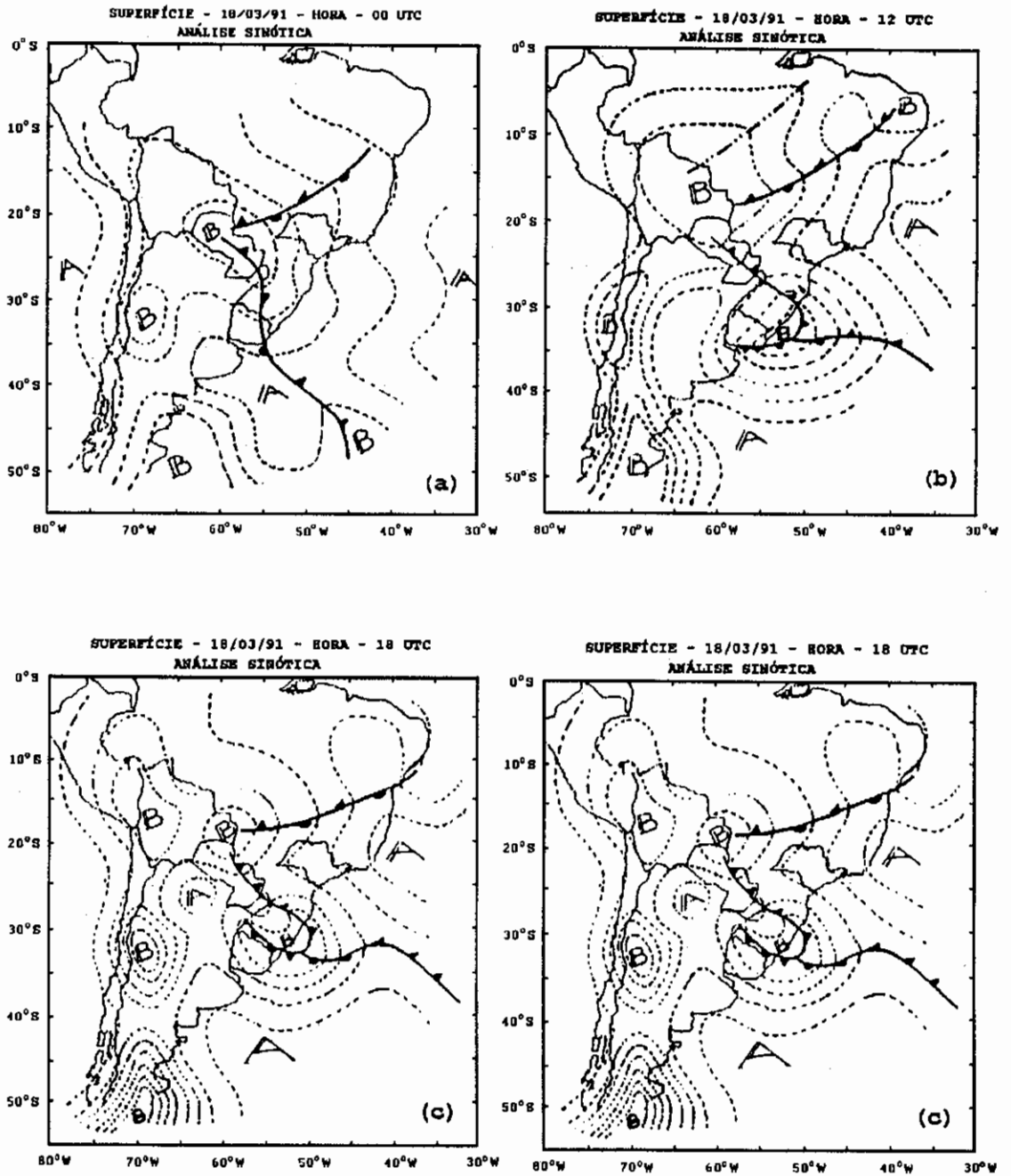
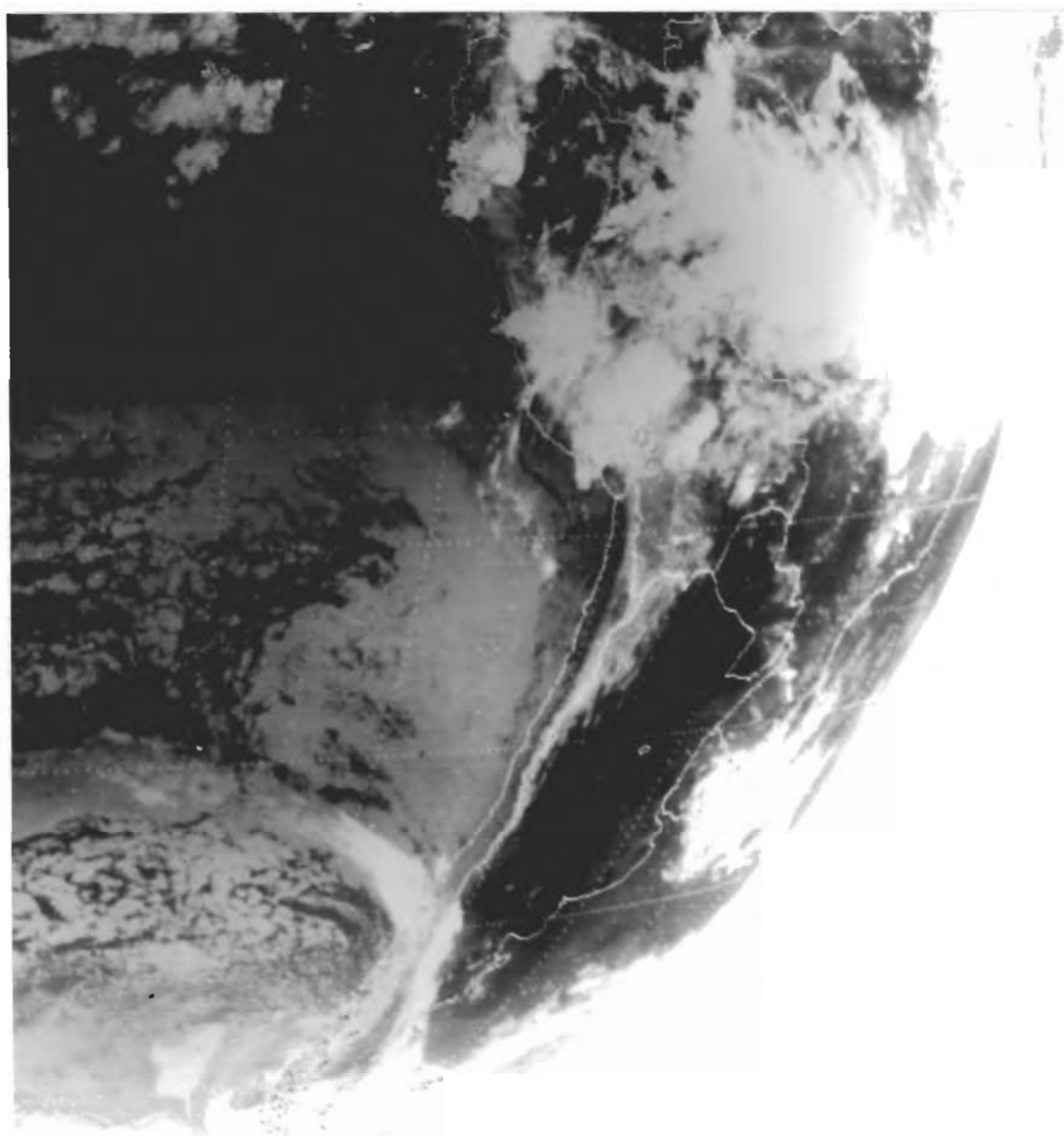


Fig. 6.2 - Análise do campo de pressão reduzida ao nível do mar: (a) 18/03 - 00 UTC; (b) 18/03 - 12 UTC; (c) 18/03 - 18 UTC; e, (d) 19/03 - 00 UTC.
 FONTE: Silva Dias et al. (1991), p. 50.



GOES-7 91-077 12:00

Fig. 6.3 - Imagem do GOES-7 do dia 18/03/91 (12 UTC).
FONTE: INPE.

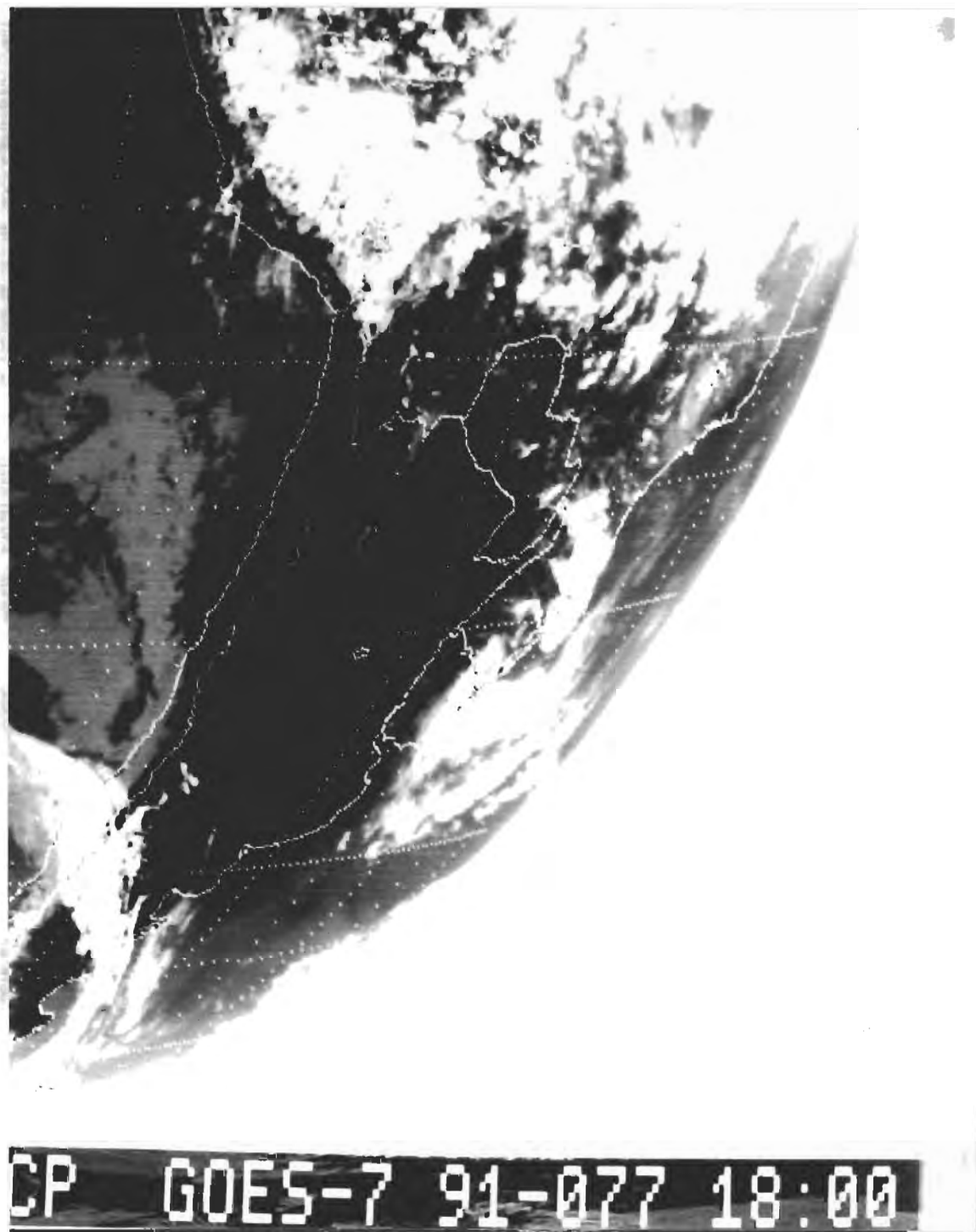


Fig. 6.4 - Imagem do GOES-7 do dia 18/03/91 (18 UTC).
FONTE: INPE.

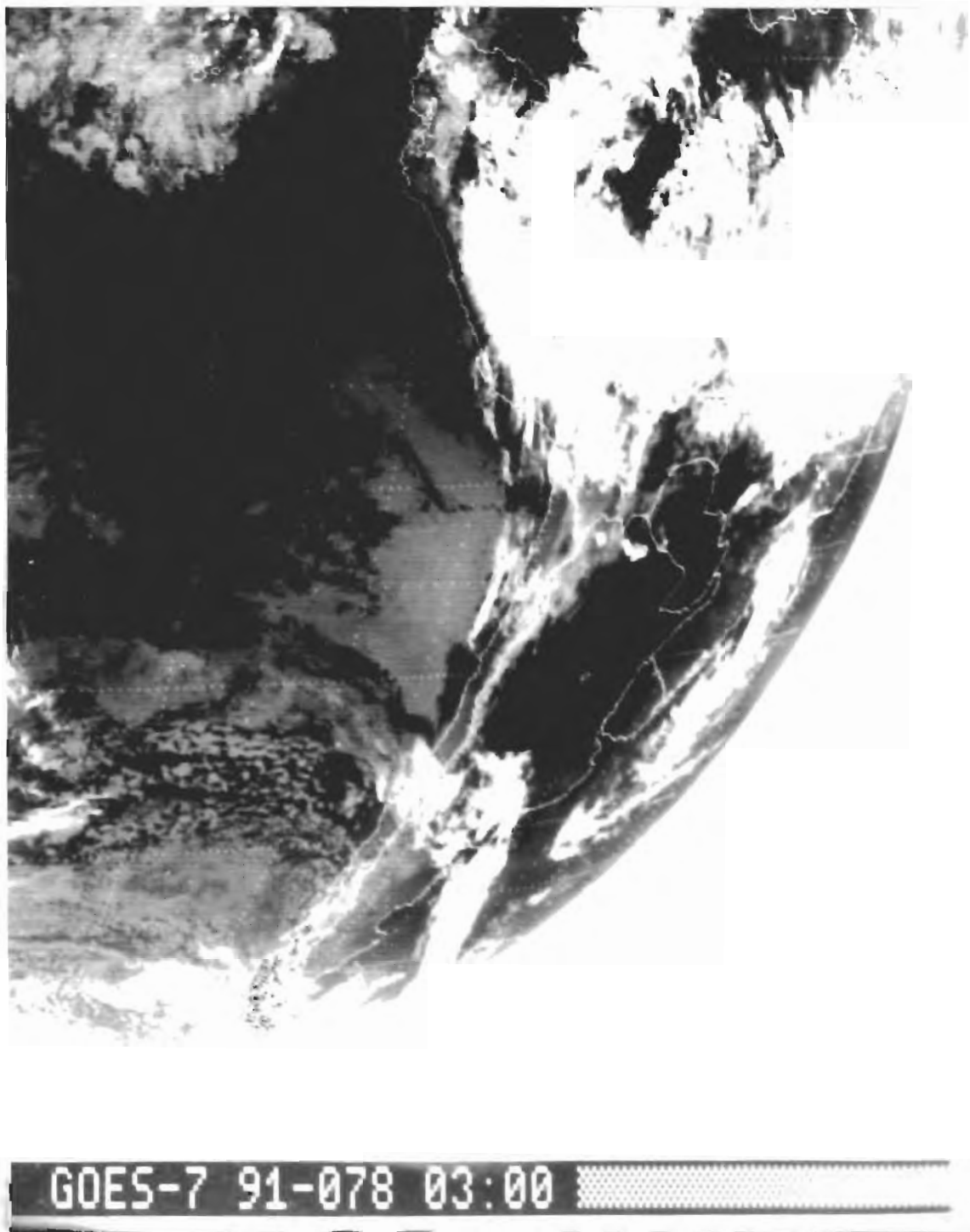
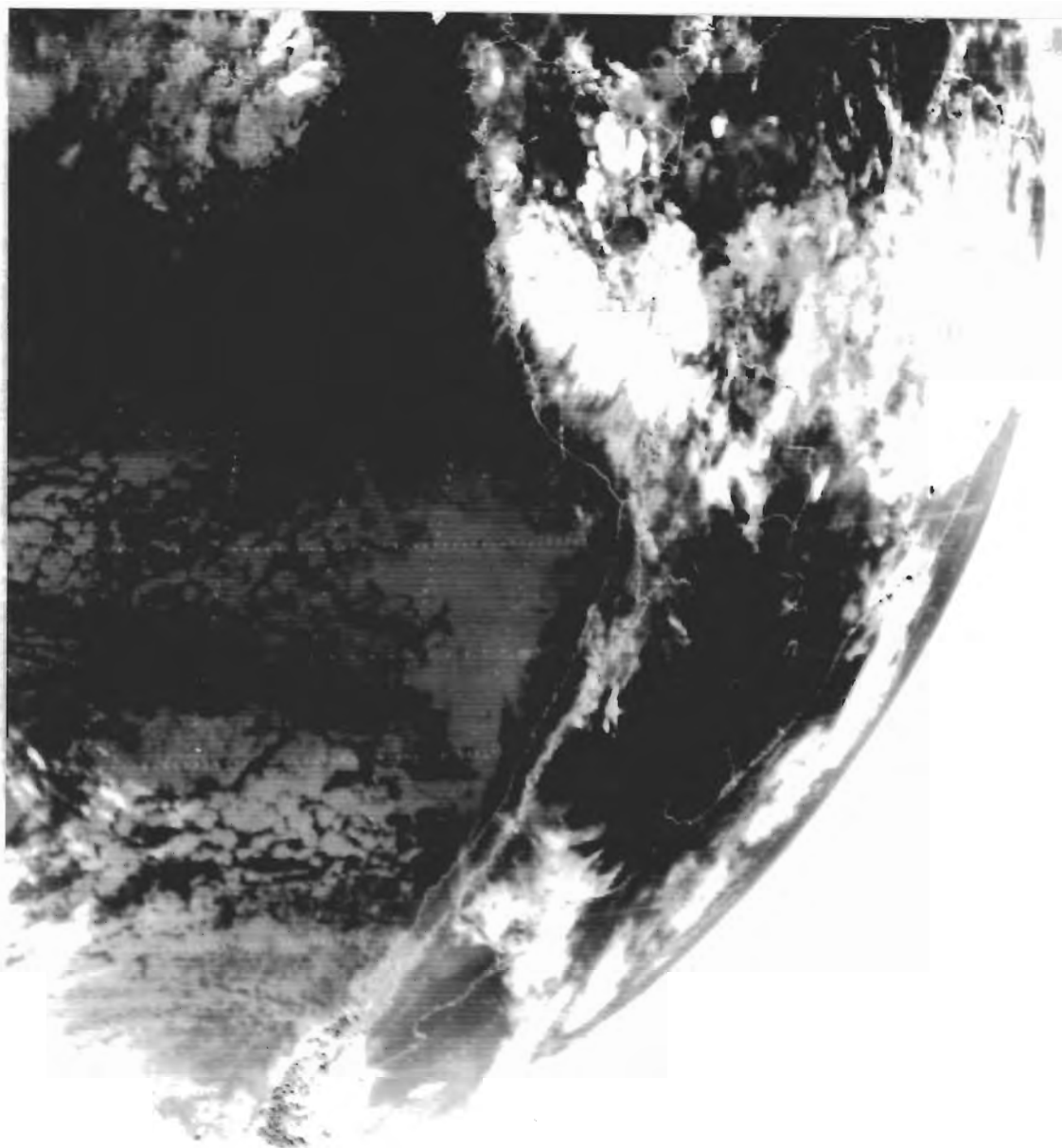


Fig. 6.5 - Imagem do GOES-7 do dia 19/03/91 (03 UTC).
FONTE: INPE.



GOES-7 91-078 12:00

Fig. 6.6 - Imagem do GOES-7 do dia 19/03/91 (12 UTC).
FONTE: INPE.

A Figura 6.7a-d mostra a chuva acumulada em 3 horas estimada pelo radar do DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo), instalado em Ponte Nova, a partir das 06 UTC do dia 19/03. Nesse dia, o radar registrou totais de chuva de 120 mm sobre a cabeceira do Alto Tietê e Litoral Norte e, a partir da região das represas Billings e Guarapiranga até a barragem Edgar de Souza, uma média de 80 mm. A primeira chuva intensa ocorreu entre 06 e 09 UTC associada à chegada do sistema frontal acima descrito, segundo Silva Dias et al. (1991).

Entre os aspectos locais que também contribuíram para o agravamento do episódio pode-se destacar a proximidade das serras do Mar e da Cantareira e a penetração regular da brisa marítima que fazem com que chuvas extremamente intensas sejam verificadas, sobretudo ao longo das serras, em situações nem sempre altamente favoráveis para a formação de precipitações intensa sob o ponto de vista sinótico (Silva Dias et al., 1991).

6.3 - PREVISÃO DO EVENTO

Os principais meios de comunicação divulgaram previsão de tempo ensolarado para o dia 19. Contudo, São Paulo amanheceu sob chuva intensa contrariando todas as previsões. A revista VEJA inclusive destacou este evento em sua retrospectiva anual: "...em 19 de março, os dois principais jornais paulistas, *Folha e Estado*, previam tempo bom pela manhã. Entre 5 e 13 horas, o céu desabou sobre São Paulo provocando uma das piores enchentes da História da cidade" (Veja, 1992).

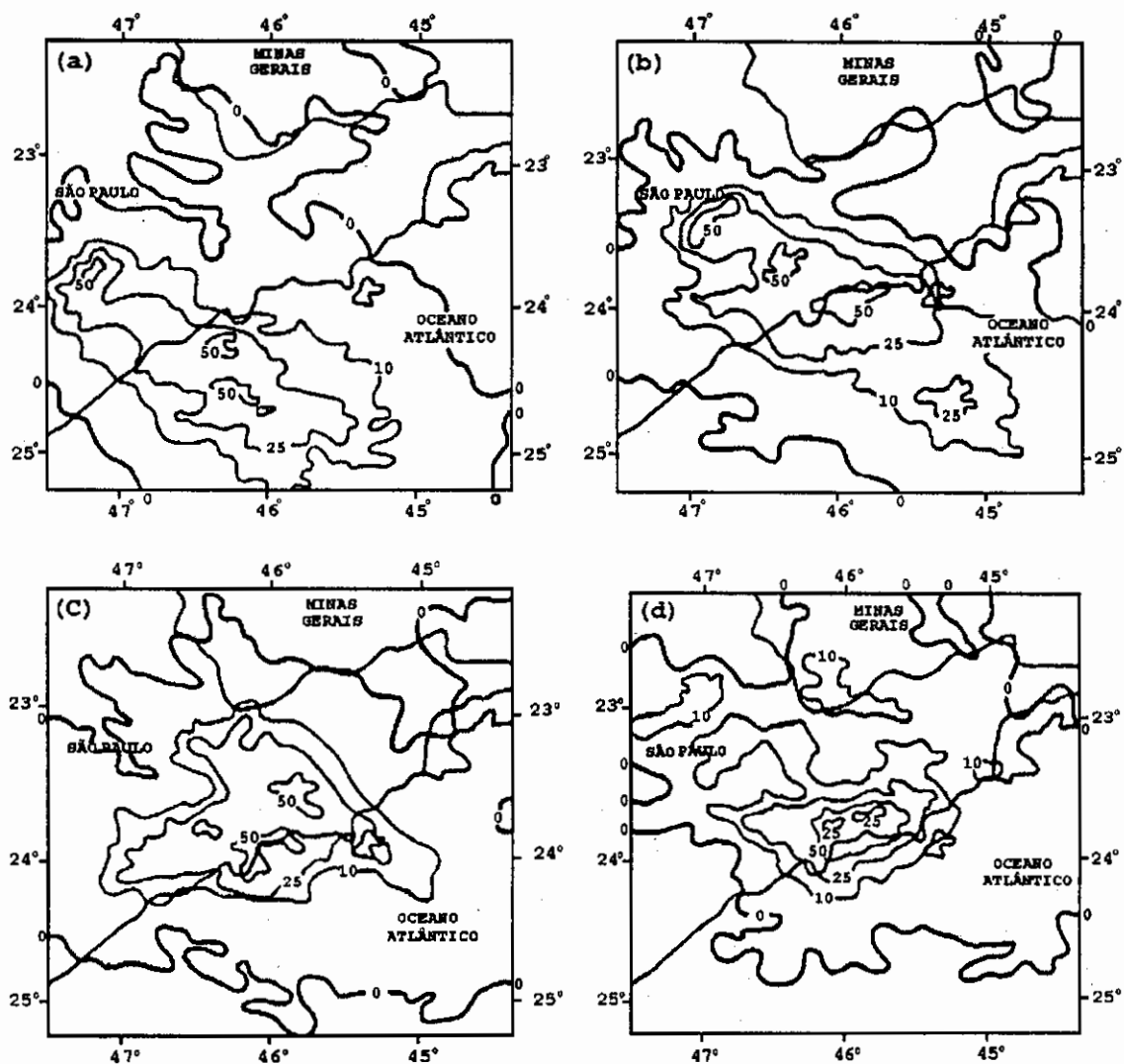


Fig. 6.7 - CAPPIs do radar de Ponte Nova, acumulados em períodos de 3 horas: (a) 06-09 UTC; (b) 09-12 UTC; (c) 12-15 UTC; e, (d) 15-18 UTC, para o dia 19 de março de 1991.

FONTE: Silva Dias et al. (1991), p. 52.

Na realidade, esse episódio não passou despercebido pela comunidade científica meteorológica. Silva Dias et al. (1991) realizaram um estudo com o objetivo de caracterizar as chuvas registradas no mês de março de 1991, inclusive o evento ocorrido no dia 19/03. Esse estudo concluiu, entre outras coisas, que "o presente episódio mostrou a necessidade de maior integração de dados e previsões meteorológicas dos centros mundiais, e de técnicas de monitoramento e análise por radar e satélite no setor operacional". As discussões que se seguem baseiam-se no trabalho de Silva Dias et al. (1991).

A Figura 6.8 traz as previsões do NMC e do ECMWF (a e b, respectivamente) para o dia 19 de março com antecedência de 24 horas baseadas nas análises das 12 UTC do dia 18/03/91. As duas previsões indicam um cavado ao longo do litoral sul/sudeste do Brasil que pode ser identificado nas imagens GOES (Figura 6.3). Ambas concordam com o posicionamento das principais estruturas do campo de pressão, contudo, a previsão do ECMWF indica um centro de baixa mais profundo, identificando de forma mais correta a oclusão no litoral do Rio Grande do Sul e Uruguai.

As previsões de 48 horas (não mostrados), iniciadas com os dados do dia 17 de março, também indicam as mesmas características do cavado ao longo do litoral sul/sudeste, o que mostra que as previsões eram consistentes tanto no que se refere ao prazo de validade como com relação à sua origem (NMC ou ECMWF).

(b)
ECMWF 24 HORAS PRESSÃO DE SUPERFÍCIE 19/03/91 - 12 UTC

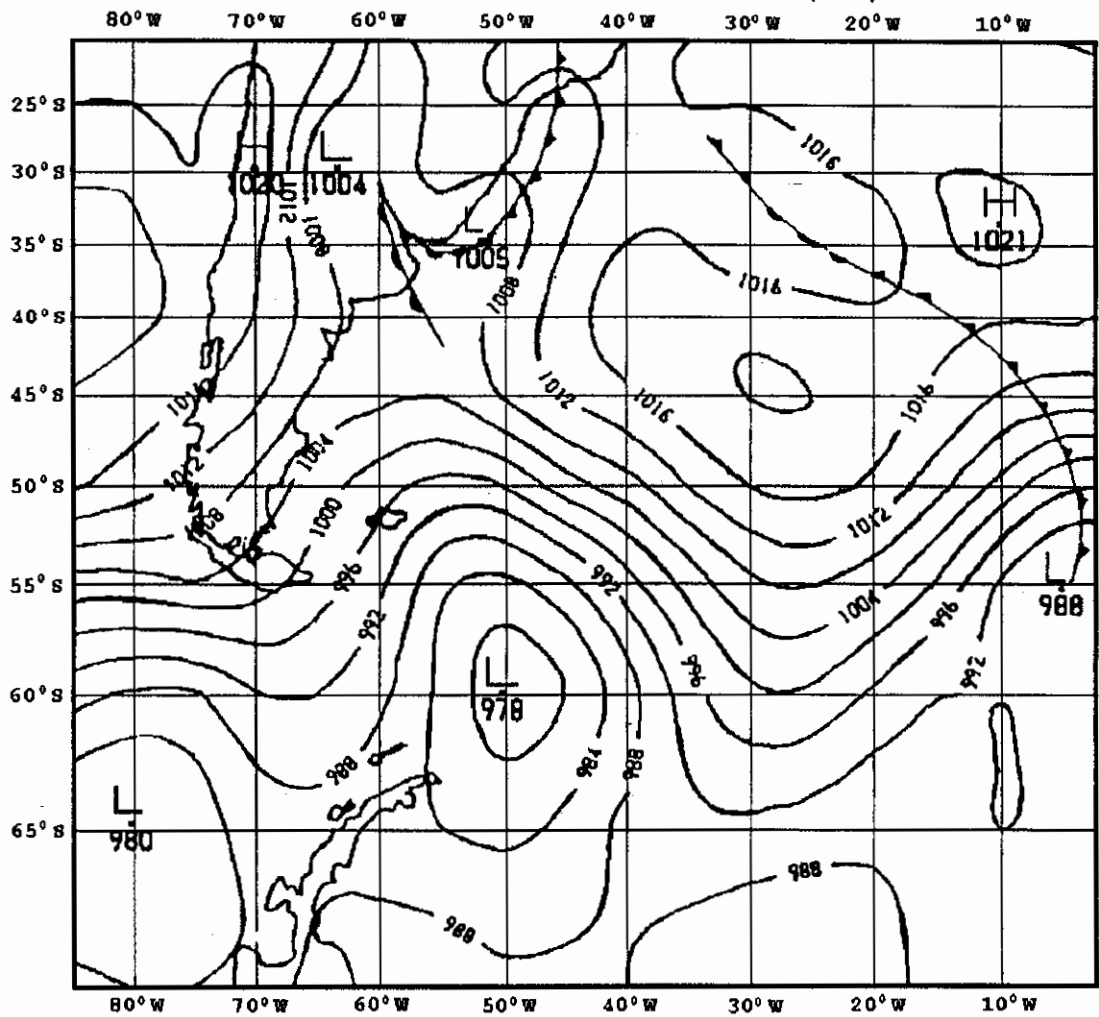


Fig. 6.8 - Conclusão.

O trabalho de Silva Dias et al. (1991) contribuiu para identificar as razões pelas quais os centros de previsão brasileiros ainda tem dificuldade de desempenhar bem suas tarefas em situações adversas. Entretanto, o episódio do dia 19 de março não foi ainda satisfatoriamente elucidado do ponto de vista sinótico. Essa foi uma das razões que motivaram a escolha de caso da presente pesquisa. Em particular, as análises de superfície mostraram gradientes muito fracos de temperatura e pressão no dia 18/03, dificultando a definição das superfícies frontais e sugerindo que o sistema teve origem em altitude.

6.4 - DADOS TOVS, DADOS CONVENCIONAIS, ANÁLISE DO NMC E IMAGENS DE SATÉLITE

Quando a presente pesquisa foi concebida, a intenção era utilizar os dados TOVS gravados na estação TIROS-N/NOAA do INPE instalado em Cachoeira Paulista. Entretanto, em todas as campanhas realizadas entre 1990 e o início de 1991 foi detectada a existência de ruído durante o processamento do ITPP, decorrente de problemas técnicos da estação receptora.

Com a impossibilidade de uma solução imediata para o problema, optou-se pela utilização de radiâncias TOVS gravadas pelo NESDIS e cedidas ao INPE especialmente para o desenvolvimento deste trabalho.

Este conjunto de radiâncias TOVS, que compreende o período de 15 a 31 de março de 1991, já é calibrado e navegado (georeferenciado), isto é, encontra-se no nível denominado 1B. Esses dados foram obtidos pelos satélites NOAA-10 (matutino) e NOAA-11 (vespertino) na região geográfica que compreende aproximadamente 20°W a 85°W e 5°N a 45°S. Para essa região, em certas situações podem existir dados referentes a três passagens

consecutivas do satélite quando o normal é dispor de apenas duas passagens. Os horários correspondentes às passagens dos satélites para sondagem da área definida pelas coordenada acima são apresentado na Tabela 6.1. Além da passagem, que dura cerca de dez minutos, os horários das passagens estão relacionados aos horários sinóticos mais próximos.

TABELA 6.1 - HORÁRIO DAS PASSAGENS DOS SATÉLITES
NOAA-10 E NOAA-11

SATÉLITE	DATA (1991)	HORÁRIO DA PASSAGEM (UTC)	HORÁRIO SINÓTICO MAIS PRÓXIMO
NOAA-10	18/03	09:14:05 - 09:24:44 10:54:02 - 11:04:41	12 UTC
NOAA-11	18/03	17:13:02 - 17:23:41 18:55:00 - 19:05:39	18 UTC
NOAA-10	18/03	21:42:02 - 21:52:41 23:23:03 - 23:33:42	00 UTC
NOAA-11	19/03	04:27:16 - 04:37:50 06:09:14 - 06:19:48	06 UTC
NOAA-10	19/03	08:51:03 - 09:01:42 10:31:06 - 10:41:45	12 UTC

O NESDIS também forneceu os perfis verticais de temperatura e água precipitável por camada processados pelo seu próprio sistema com resolução de 250 km (dados no nível denominado de 2B), correspondentes às mesmas passagens dos satélites NOAA.

O NCAR (National Center for Atmospheric Research - Centro Nacional para Pesquisas Atmosféricas), por sua vez, cedeu os dados de análise global do NMC (resolução espacial de 2,5 graus em dois horários: 00 e 12 UTC) para o mês de março de 1991 que incluem, nos níveis-padrão da atmosfera, os seguintes campos: temperatura, geopotencial, vento e umidade relativa.

Os dados convencionais (ar superior e superfície) para América do Sul foram fornecidos pelo DNMET (Departamento Nacional de Meteorologia). Dispõe-se de observações de superfície para três horários: 00, 12 e 18 UTC. As sondagens foram, como de praxe no Brasil, realizadas em apenas um horário sinótico: 12 UTC. Nesse período de 15 à 31 de março, a distribuição espacial das radiossondagens é minimamente satisfatória (mais de 14 na América do Sul) considerando que, no ano de 1990, esse número era frequentemente inferior a 10.

As imagens do satélite GOES-7 (fotos), foram fornecidas pelo INPE e as do Meteosat-4 (digital) pela Funceme (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos). As fotos do GOES-7 são disponíveis em apenas alguns horários. As imagens globais do Meteosat-4 apresentam baixa resolução espacial e são disponíveis em intervalos de no máximo 2 horas. Ambos os satélites desfavorecem a região sul e sudeste do Brasil: o GOES-7 por situá-las na borda leste da imagem e o Meteosat-4 por situá-las na borda oeste da imagem.

6.5 - ESTRATÉGIA PARA A INFERÊNCIA DOS PERFIS TOVS E SUA UTILIZAÇÃO NO MODELO DIAGNÓSTICO

Uma etapa importante deste trabalho foi a familiarização com o pacote ITPP-4 (a versão mais recente) em seus aspectos físicos e computacionais, e sua implementação no computador VAX 11/780 do CCS/INPE.

No procedimento de inferência dos perfis TOVS com o ITPP-4, foram utilizadas, sempre que disponíveis (horários das 12, 18 e 00 UTC) as observações de superfície para "ancorar" os perfis de temperatura e de umidade no setor continental. Sobre os oceanos, utilizou-se os dados de análise global do NMC do nível de 1000 hPa (horários da

00 e 12 UTC). A estimativa inicial utilizada foi obtida pelo algoritmo de regressão linear, que faz parte do ITPP, conforme discutido na Seção 4.2.

A partir dos perfis verticais de temperatura e de umidade inferidos pelo ITPP-4 com resolução espacial aproximada de 60 km (Figura 6.9 a e b e Figura 6.10 a-c), interpolados em pontos de grade (2,5 x 2,5 graus), foram obtidos os campos de interesse meteorológico propostos, de acordo com a descrição feita na Seção 5.2. O coeficiente de amortecimento da análise objetiva utilizada é 0,35, fornecendo a função-resposta mostrada na Figura 6.11).

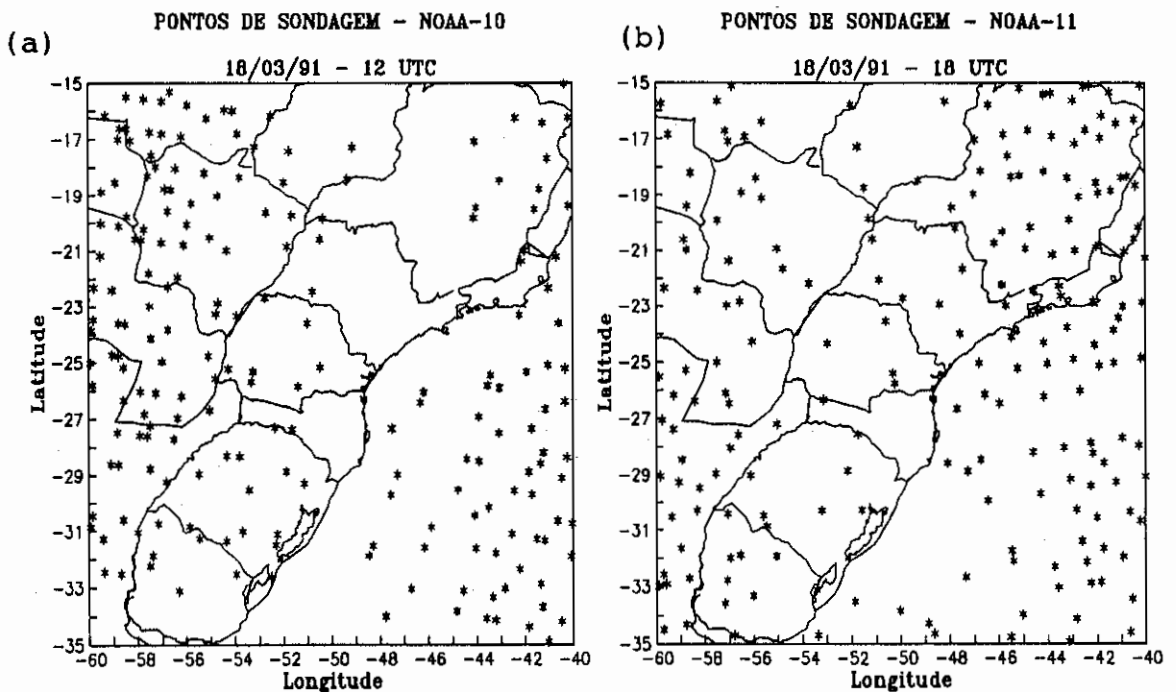


Fig. 6.9 - Pontos dos perfis TOVS após o procedimento de inferência e crítica, para o dia 18/03/91: (a) NOAA-10 (12 UTC) e (b) NOAA-11 (18 UTC).

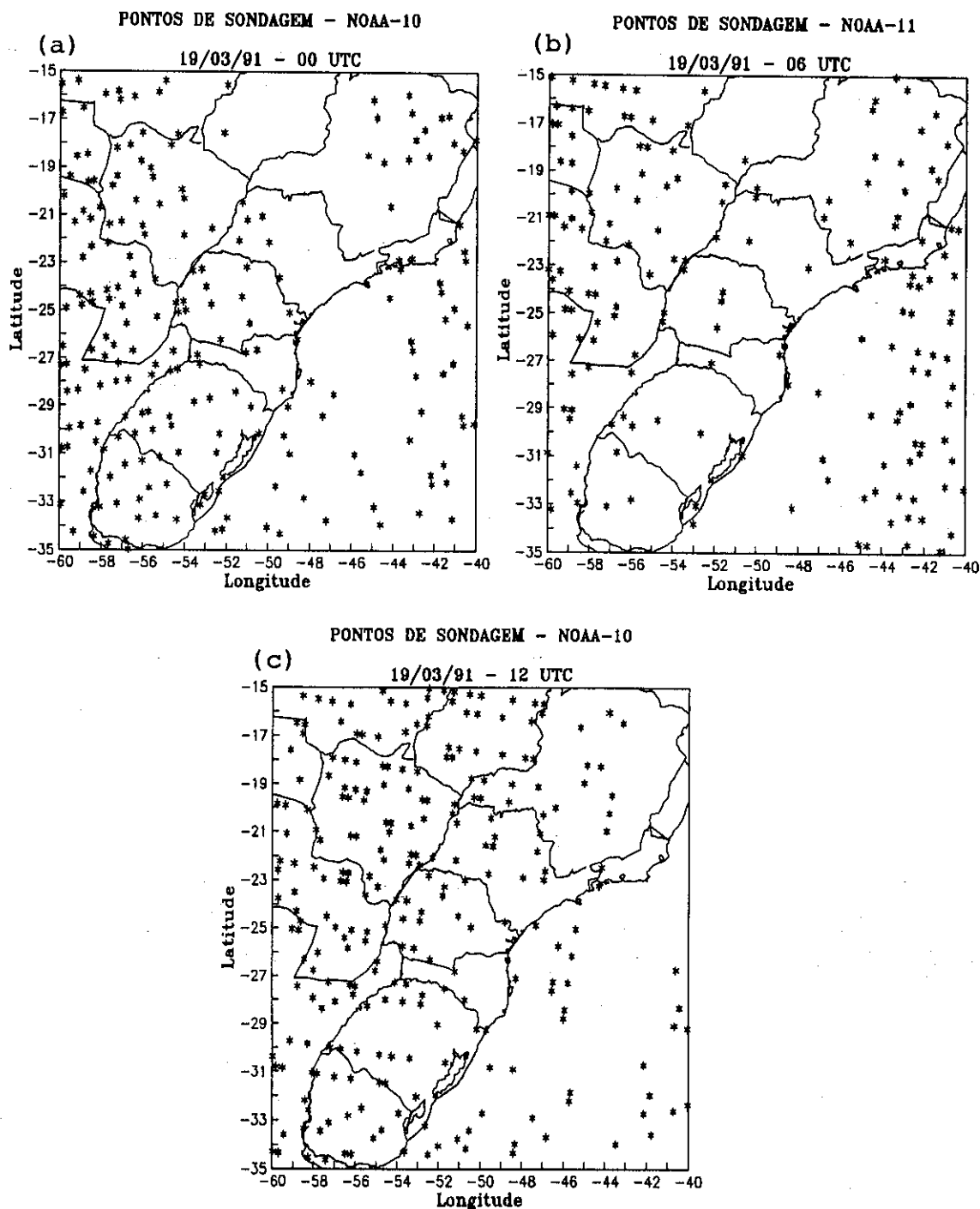


Fig. 6.10 - Pontos dos perfis TOVS após o procedimento de inferência e crítica, para o dia 19/03/91: (a) NOAA-10 (00 UTC); (b) NOAA-11 (12 UTC); e, (c) NOAA-10 (12 UTC).

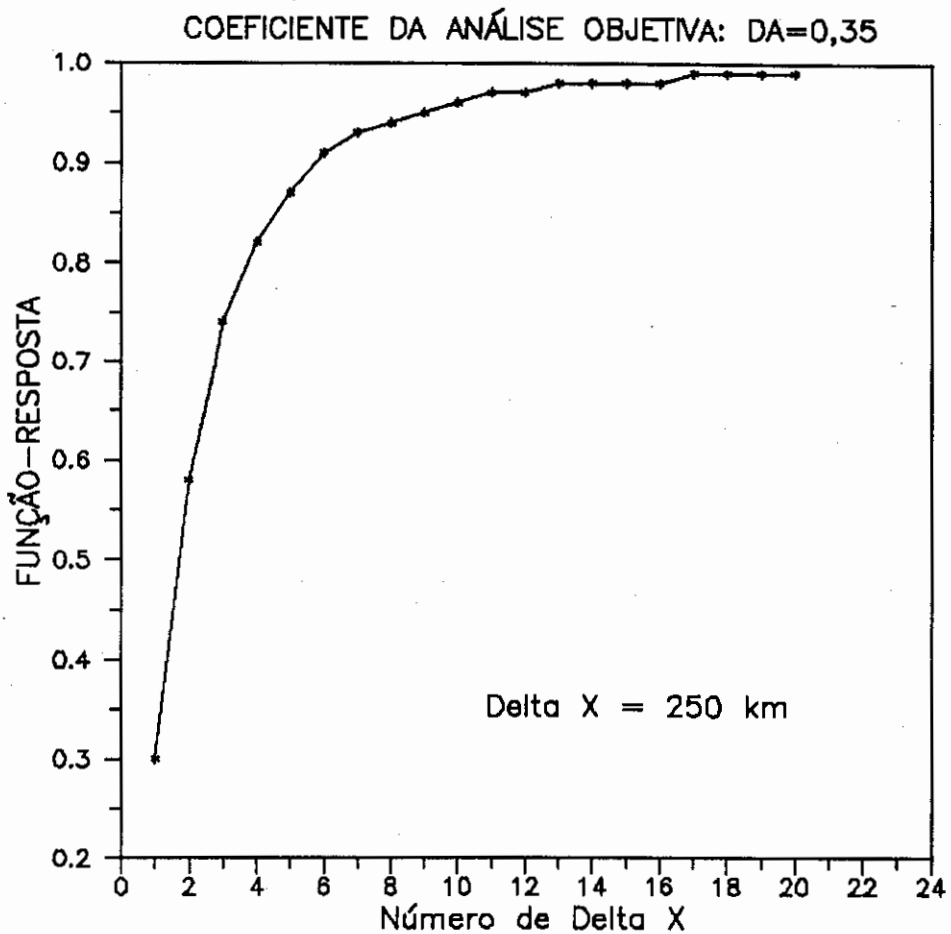


Fig. 6.11 - Gráfico da função-resposta para um coeficiente de amortecimento igual a 0,35.

A estratégia adotada neste trabalho contempla a utilização conjunta e/ou separada dos perfis TOVS, observações de radiossonda e análise do NMC no modelo diagnóstico.

No cálculo da advecção de temperatura e de umidade, com base nos dados TOVS, foram utilizados os campos de vento do NMC, já que o ITPP fornece apenas o vento geostrófico.

Na última etapa, os perfis TOVS e os obtidos por radiossondagem foram inseridos no pacote diagnóstico

com o intuito de promover estudos de impacto da inclusão dos dados de satélite na análise diagnóstica. Por outro lado, os campos de vento do NMC e de radiossondagem foram combinados atribuindo-se pesos de 1/4 e 1, respectivamente, de acordo com a sugestão de Silva Dias e Silva Dias (1986). Pela grande densidade de perfis TOVS em relação aos de radiossondagem, deve-se atribuir um peso menor ao dados TOVS para que os dados de radiossondagem possam ter alguma influência nos campos gerados pelo pacote diagnóstico.

As análises do NMC, as cartas de superfície e as imagens de satélite foram empregados para fins de verificação.

A título de ilustração, apresenta-se, assim, um esquema da estratégia adotada (Figura 6.12) e as etapas seguidas dentro de cada computador (Figura 6.13).

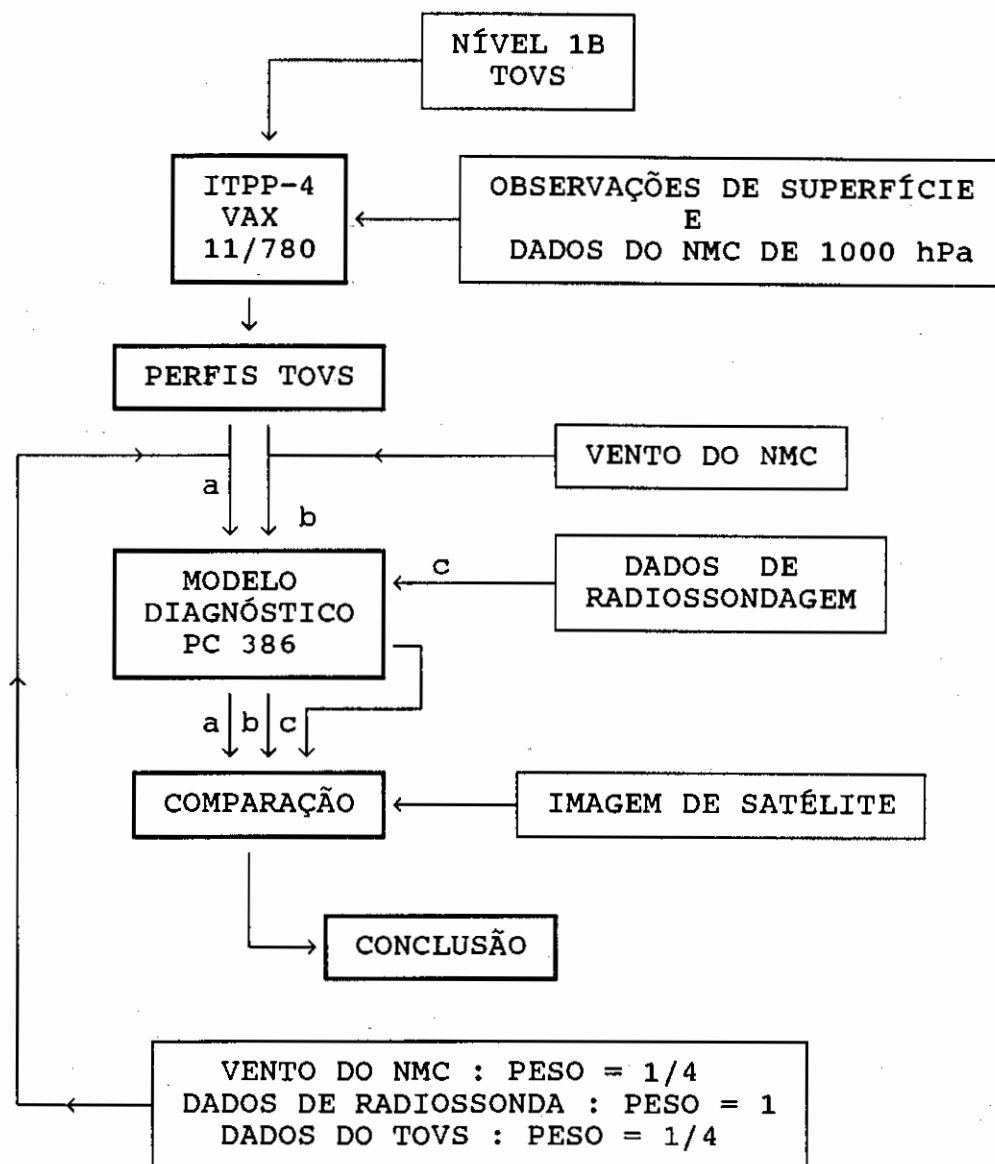


Fig. 6.12 - Representação esquemática da estratégia adotada.

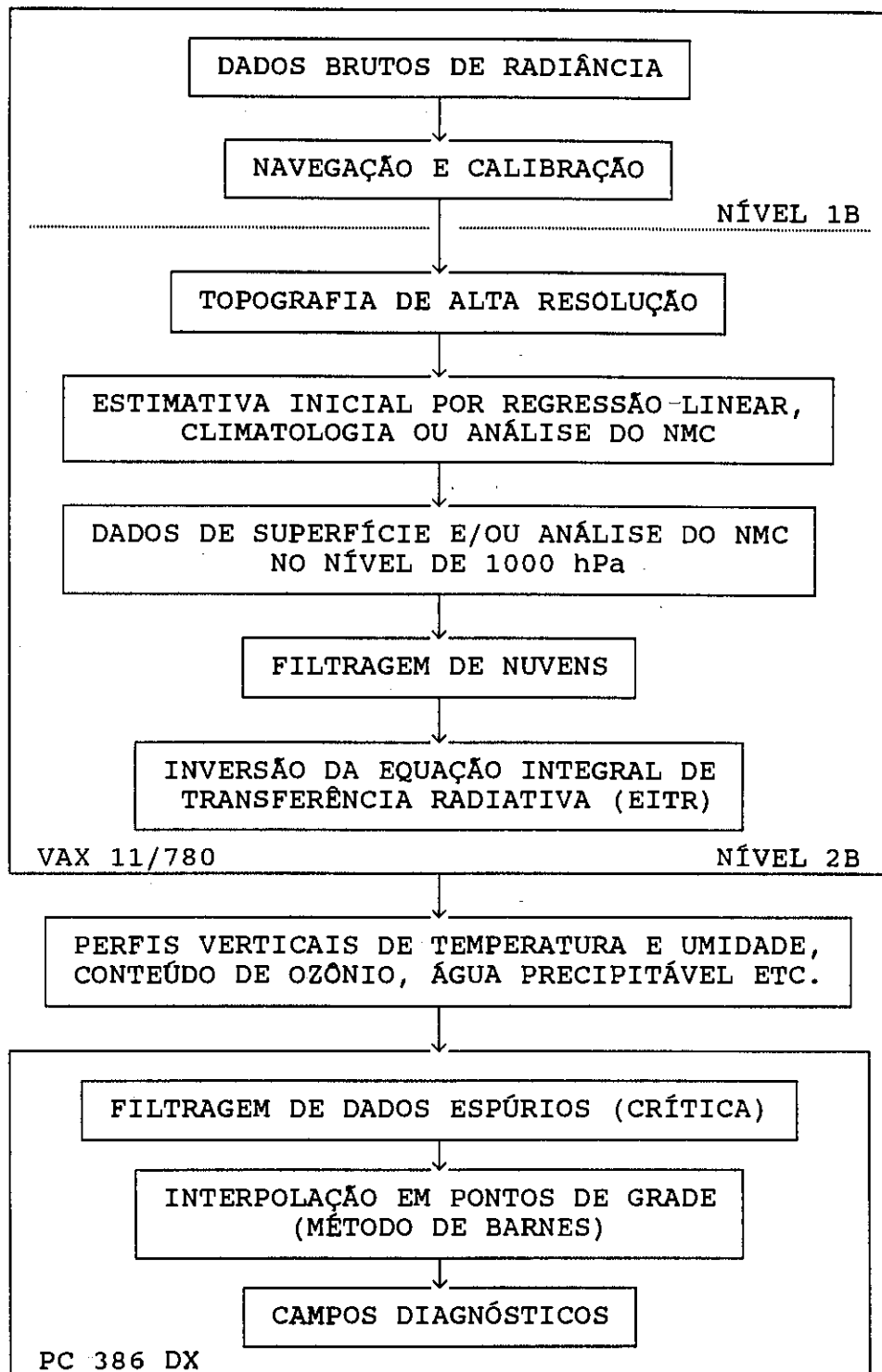


Fig. 6.13 - Representação esquemática das etapas seguidas dentro de cada computador.

CAPÍTULO 7

APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

7.1 - INTRODUÇÃO

O objetivo deste capítulo é estudar o fenômeno ocorrido na madrugada do dia 19 de março de 1991 no litoral e Grande São Paulo, utilizando o conjunto de dados obtidos segundo a abordagem discutida no Capítulo 6, especialmente os dados TOVS processados pelo ITPP-4. Tendo em vista as escalas temporal e espacial do fenômeno meteorológico observado, foram escolhidos as seguintes datas e horários: dias 18 (12 e 18 UTC) e 19 de março (00, 06 e 12 UTC) de 1991. Também neste capítulo discute-se, a partir da Seção 7.5, alguns experimentos complementares à pesquisa principal, entre eles: ancoragem com diferentes tipos de dados com a finalidade de verificar sua influência nos níveis superiores; utilização simultânea de dados de radiossondagem, de análise do NMC e perfis TOVS; e, estudos da influência da estimativa inicial (regressão e climatológica) na qualidade final dos perfis TOVS.

7.2 - EVOLUÇÃO TEMPORAL E ASPECTOS SINÓTICOS

7.2.1 - DIA 18 DE MARÇO DE 1991: 12 UTC

Na Figura 7.1 é apresentado o campo de temperatura (T) do TOVS para os níveis de 250, 500, 700 e 850 hPa (18/03/91; 12 UTC), respectivamente. Esses resultados são introduzidos com o objetivo de ilustrar a estrutura vertical de temperatura e de umidade (variáveis primárias) segundo a técnica TOVS. No procedimento de ancoragem foram utilizados dados de superfície no continente e dados de análise do NMC no nível de 1000 hPa no oceano.

Analisando os campos de temperatura apresentados na Figura 7.1, observa-se um contraste intenso da temperatura sobre a Região Sul do Brasil nos níveis de 500 e 700 hPa, o que indicou claramente que havia uma baixa fria em altitude.

Como a umidade encontra-se concentrada nas camadas próximas da superfície, optou-se em geral por apresentar e discutir apenas o nível de 850 hPa (no caso de Td e daquelas variáveis que envolvam Td), e evitou-se utilizar os níveis mais baixos devido à sensibilidade excessiva dos dados TOVS às características da superfície (e. g., inversões térmicas próximo à superfície).

As figuras 7.2 a e b apresentam os campos de altura geopotencial do TOVS e do NMC, respectivamente, no nível de 500 hPa. Nas figuras 7.2 c e d encontram-se os campos de advecção de temperatura do TOVS e do NMC em 850 hPa (18/03/91 - 12 UTC).

Note-se que tanto no caso da advecção de temperatura como no caso da divergência do fluxo de umidade, a ser discutida adiante, tem-se uma situação híbrida em que se faz uso simultâneo de resultados TOVS (T e Td) e dados de vento do NMC (u e v). Nas comparações desses resultados com as análises do NMC, deve-se ter em mente que as diferenças encontradas resultam apenas dos campos de T e de Td utilizados (TOVS ou NMC), uma vez que em ambos os casos o campo de vento é o do NMC.

No campo de altura geopotencial do TOVS observa-se um cavado (C1) estendendo-se desde o Paraná até o Uruguai, onde supostamente estaria localizado o centro de baixa pressão, como mostra a Figura 6.2. Este centro de baixa pressão, a princípio, é coerente com a nebulosidade observada na imagem de satélite (Figura 6.3).

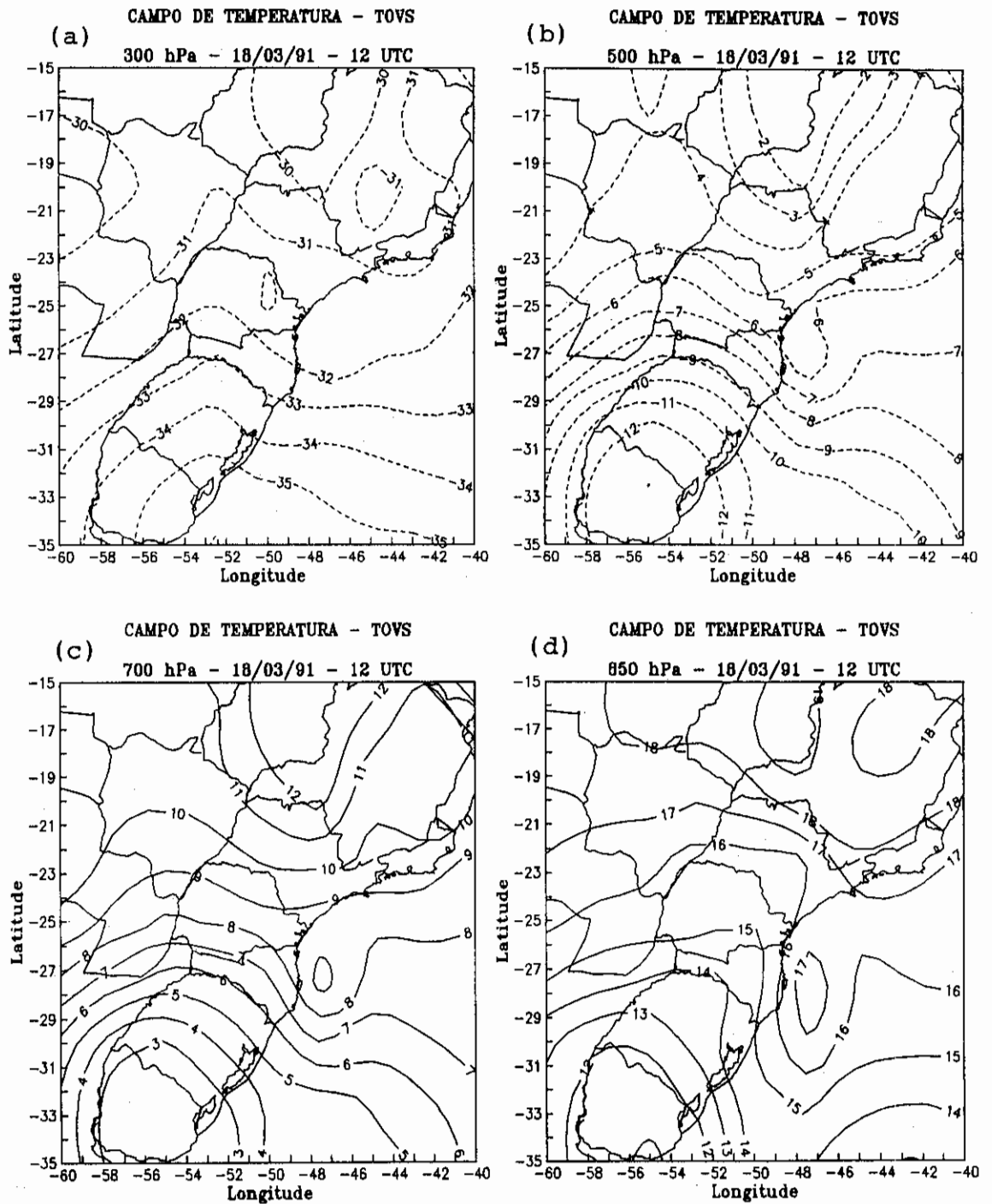


Fig. 7.1 - Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) do TOVS para o dia 18/03/91: (a) 300 hPa; (b) 500 hPa; (c) 700 hPa; e, (d) 850 hPa.

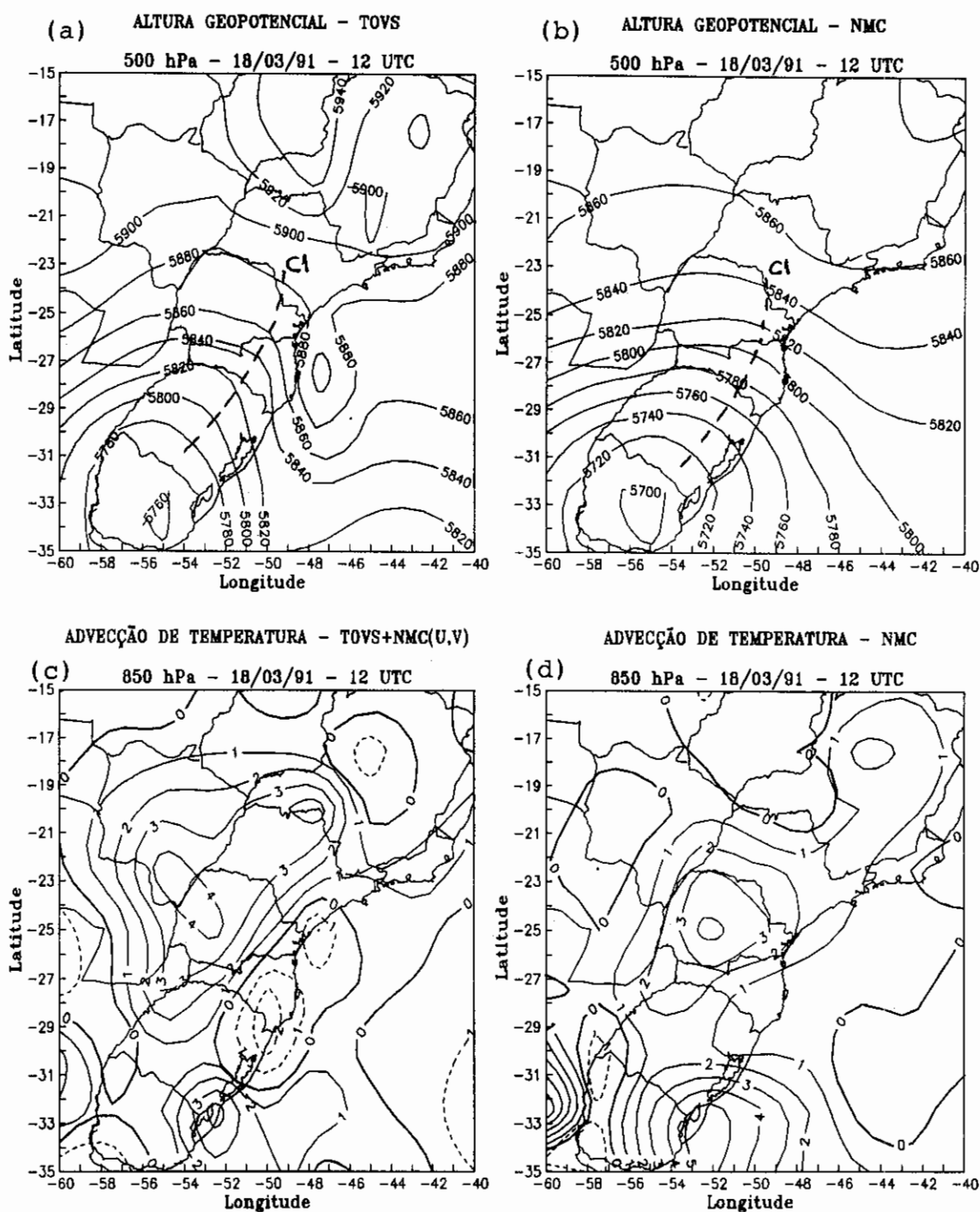


Fig. 7.2 - Altura geopotencial (m) do TOVS (a) e do NMC (b), em 500 hPa e advecção de temperatura ($10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C s}^{-1}$) do TOVS (a) e do NMC (b), em 850 hPa (18/03/91 - 12 UTC).

No campo de altura geopotencial do NMC, esta estrutura é bastante semelhante à do TOVS. Porém, pode-se observar sobre o litoral de Santa Catarina, uma pequena diferença na estrutura dos campos que pode ter sido causada pela contaminação das radiâncias devido à presença de nuvens. Entretanto, a configuração de um cavado mais pronunciado sobre o continente, seguida de uma crista curta, é coerente com o desenvolvimento abrupto da convecção na região, durante o dia 18/03/91. Em termos de magnitude, a diferença entre os campos do TOVS e do NMC não excede 40 m, de acordo com a Figura 7.2b. É importante observar que há sondagens próximas à região do cavado (C1), conforme mostrado na Figura 6.9a.

No caso da advecção de temperatura, as abordagens TOVS e NMC posicionam diferentemente a região de transição de advecção fria para advecção quente no Estado do Rio Grande do Sul e imediações. Não é óbvio identificar qual dessas configurações é a mais correta pois a frente fria é bastante fraca, tanto de acordo com a imagem de satélite como com os dados de superfície. Trata-se, evidentemente, de um sistema caracterizado por uma baixa em altitude que ainda não teria atingido totalmente a superfície no dia 18/03/91 às 12 UTC. Isto pode ser verificado nos campos de vento do NMC em 500 e 850 hPa, como mostra a Figura 7.3 (a e b) e nos campo de temperatura na Figura 7.1. A altura geopotencial em 500 hPa, obtida via TOVS, mostra um cavado (C1) mais curto do que a análise do NMC, o que é coerente com o desenvolvimento rápido observado nas imagens de satélite (Figuras 6.3 a 6.6).

A Figura 7.4 (a e c) apresenta os campos de T_d e divergência do fluxo de umidade baseados nos dados TOVS em 850 hPa, e na Figura 7.4 (b e d) os campos de T_d e de divergência do fluxo de umidade do NMC também no nível de 850 hPa (18/03/91 - 12 UTC).

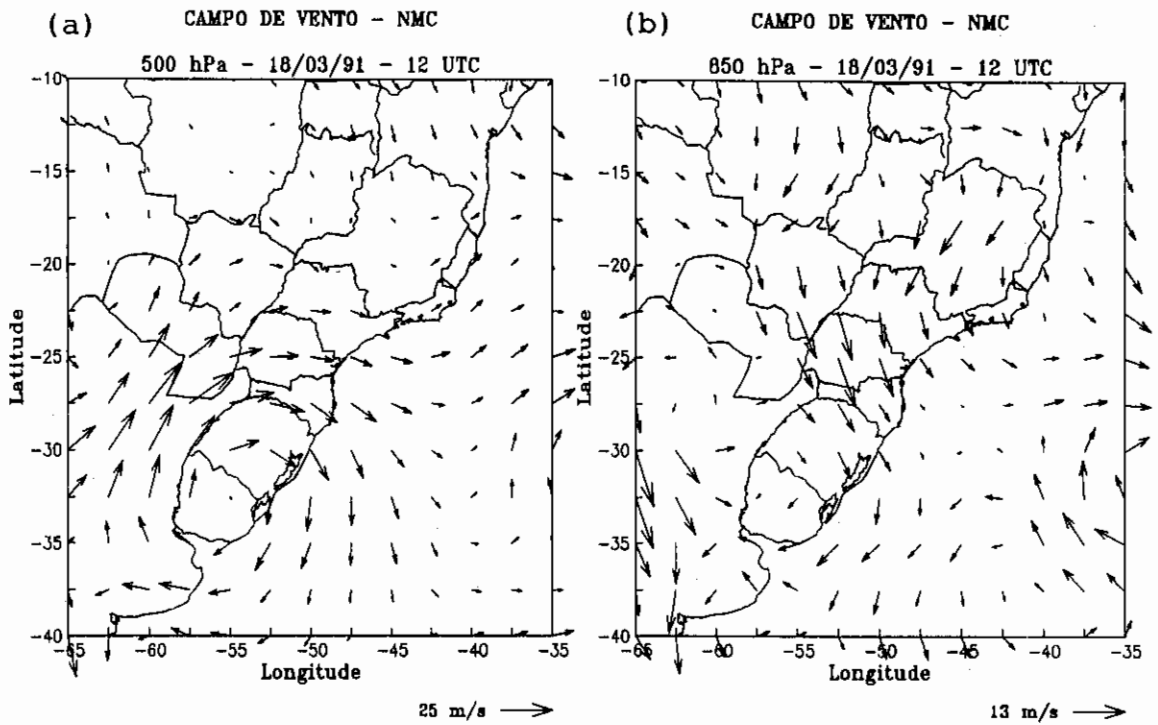


Fig. 7.3 - Campo de vento do NMC em 500 (a) e 850 hPa (b); 18/03/91 - 12 UTC.

O campo de Td do TOVS e do NMC são bem diferentes em termos de magnitude. A distribuição espacial da umidade é mais homogênea no campo do TOVS do que no campo do NMC. Nesse caso, a magnitude de Td apresenta variação acentuada e posiciona uma massa de ar seco no oceano ao sul do Rio de Janeiro.

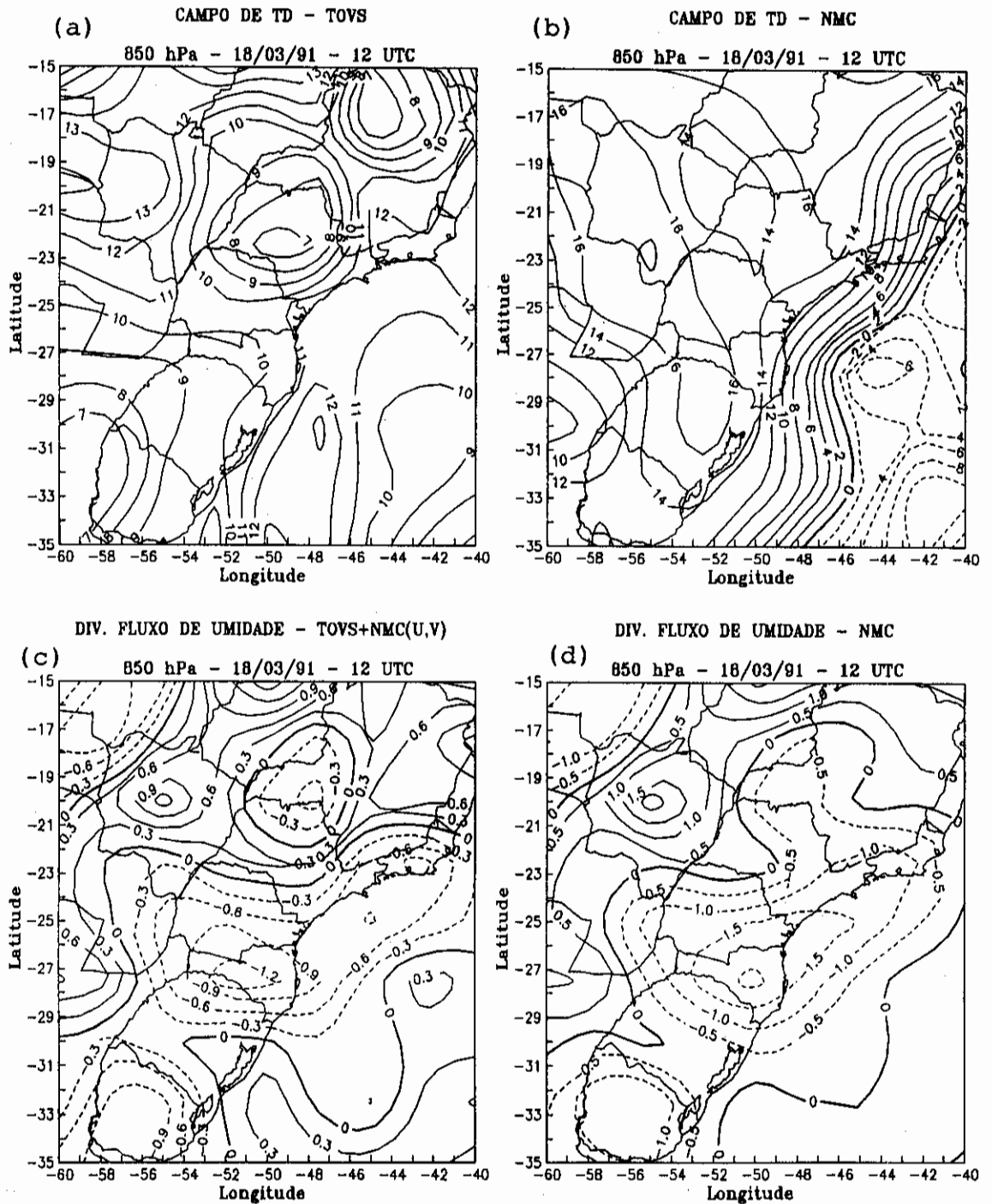


Fig. 7.4 - Campo de Td ($^{\circ}\text{C}$) do TOVS (a) e do NMC (b) e divergência do fluxo de umidade (10^{-7}s^{-1}) do TOVS (c) e do NMC (d), todos no nível de 850 hPa; 18/03/91 - 12 UTC.

Quanto à divergência do fluxo de umidade, os campos derivados do NMC e do TOVS são semelhantes em termos de estrutura espacial, denotando uma área de convergência, principalmente sobre o litoral do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. No campo do NMC, os valores são ligeiramente maiores que os do TOVS. A semelhança na estrutura da divergência de umidade no caso TOVS e NMC é uma consequência da importância da divergência de massa em sua determinação ($\nabla \cdot qV = q\nabla \cdot V + V \cdot \nabla q$).

A Figura 7.5 (a e b) apresenta os campos do índice de instabilidade K do TOVS e do NMC, respectivamente (18/03/91 - 12 UTC). O limiar do índice K é 26°C. Acima deste valor, a probabilidade de ocorrência de chuvas aumenta com o aumento do índice.

É oportuno notar que a técnica TOVS tende a produzir resultados de melhor qualidade ao se analisar diferenças (e. g., altura geopotencial e índices de instabilidade estática) ou de "adições" (e. g., água precipitável, como será apresentado na Seção 7.5).

O campo de índice K do TOVS situa melhor as regiões instáveis do que o campo do NMC, sendo mais compatível com a evolução da nebulosidade verificada nas imagens de satélite no Estado de São Paulo às 12 UTC (Figura 6.3) e às 18 UTC (Figura 6.4) do dia 18/03/91. Note-se que a diferença no índice K é basicamente uma consequência da maior umidade no litoral na análise via dados TOVS (Figura 7.4a).

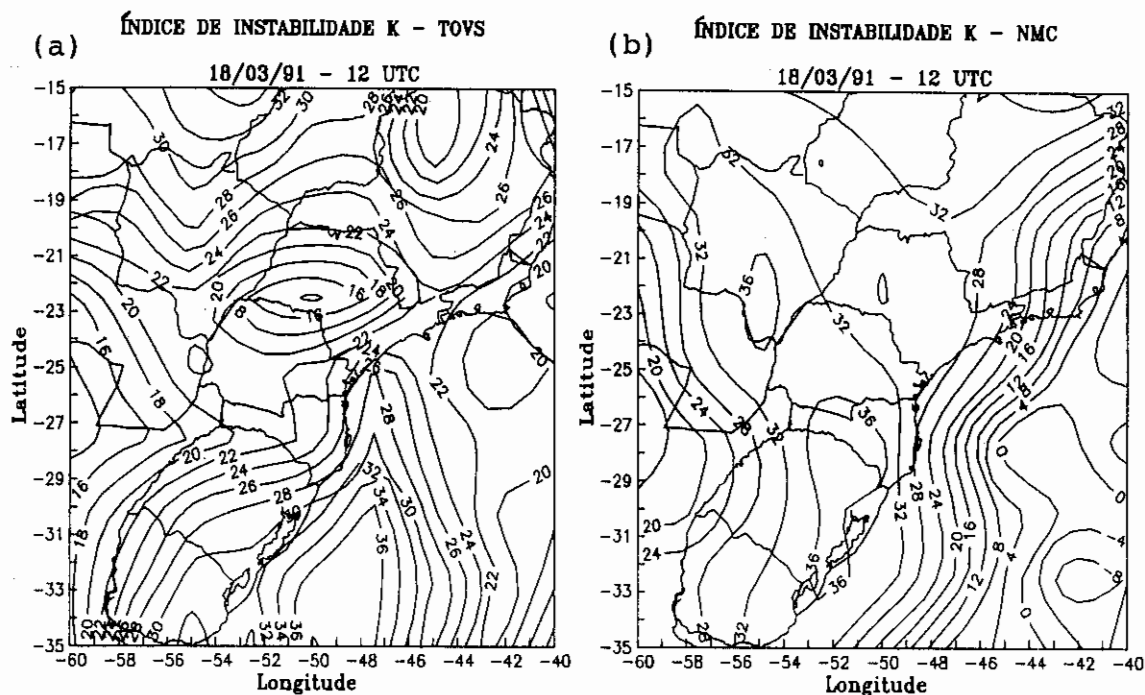


Fig. 7.5 - Índice K ($^{\circ}\text{C}$) do TOVS (a) e do NMC (b); 18/03/91 às 12 UTC.

7.2.2 - DIA 18 DE MARÇO DE 1991: 18 UTC

Como discutido no Capítulo 6, neste horário não se dispunha de análises do NMC e, portanto, os perfis só foram ancorados nas regiões continentais. Também é oportuno observar que o único conjunto de dados disponível neste horário eram as observações de superfície.

Na Figura 7.6 (a-d) são mostrados, respectivamente, os campos de altura geopotencial em 500 e 850 hPa, de Td em 850 hPa e de índice K (resultados TOVS).

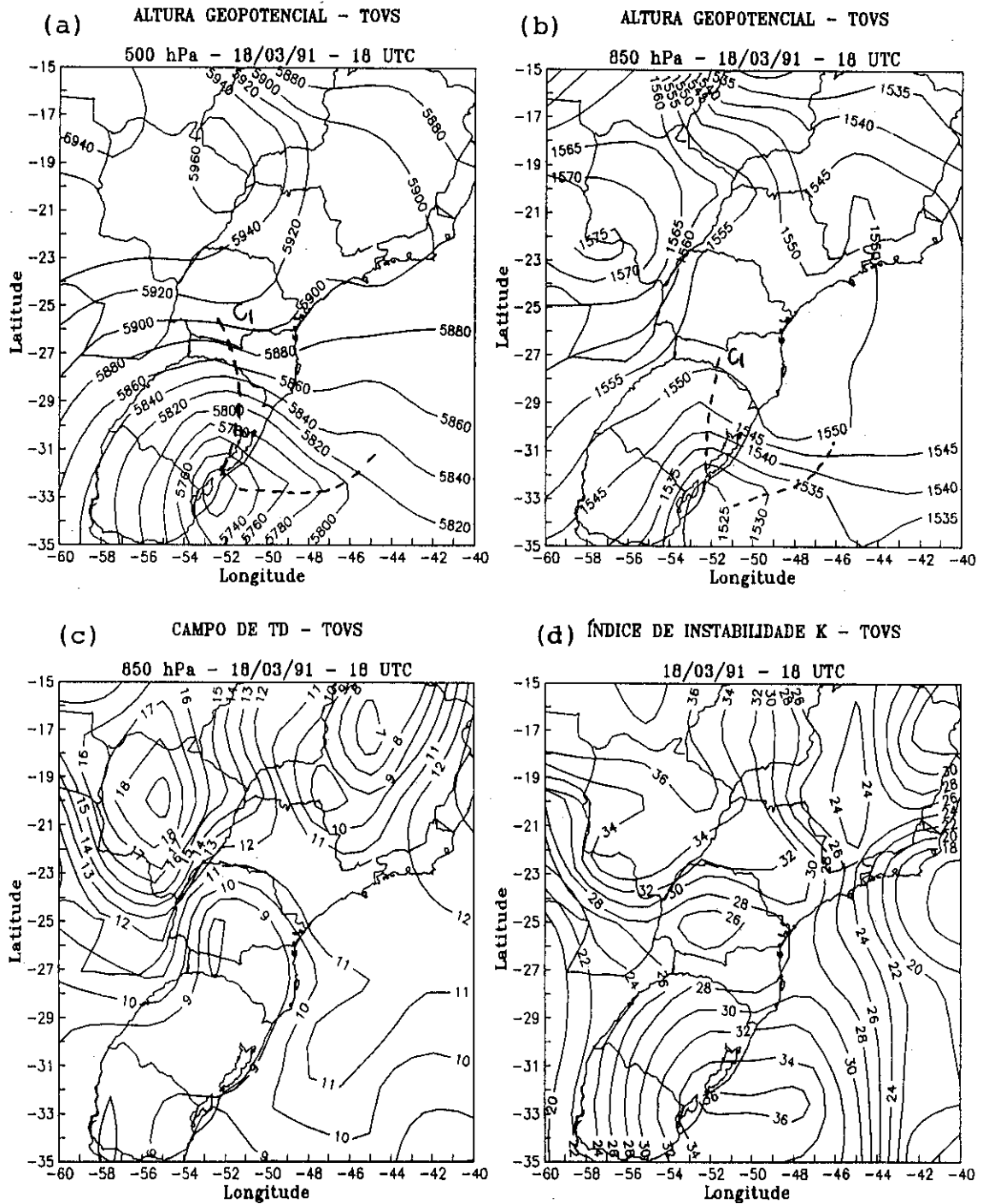


Fig. 7.6 - Altura geopotencial (m) do TOVS em 500 (a) e 850 hPa (b), Td ($^{\circ}\text{C}$) em 850 hPa (c) e índice K ($^{\circ}\text{C}$) (18/03/91 - 18 UTC).

A análise da altura geopotencial em 500 hPa mostra que o cavado (C1) situado no sul do Brasil deslocou-se para leste e assumiu uma configuração mais organizada, com intensificação dos gradientes horizontais. Note-se que permanece um crista no litoral de Santa Catarina, revelando continuidade com relação à mesma estrutura observada às 12 UTC (Figura 7.2a). Nota-se também que o mesmo ocorre em 850 hPa estabelecendo a presença desse cavado (C1) em todos os níveis. Por outro lado, no nível de 850 hPa e sobretudo em 500 hPa, é possível identificar um segundo cavado sobre o oceano que está associada à banda de nebulosidade nesta área (Figura 6.4).

No campo de Td em 850 hPa observa-se a existência de uma região com intensos gradientes a noroeste do Paraná onde, de acordo com as imagens de satélite (Figuras 6.3 e 6.4), desenvolveu-se uma estreita banda de nebulosidade convectiva.

Segundo o campo de índice K, o setor de instabilidade, que no horário anterior restringia-se praticamente à região oceânica no sul do Brasil e adjacências, expandiu-se de modo a ocupar a região continental. Pode-se notar que neste horário praticamente configuraram-se dois ramos de instabilidade a partir do núcleo mais instável situado no oceano: um acompanhando o litoral e outro cruzando o Rio Grande do Sul que corresponderia à banda de nebulosidade, em concordância com a discussão sobre o campo de Td (Figura 7.6c).

7.2.3 - DIA 19 DE MARÇO DE 1991: 00 UTC

Na Figura 7.7 (a e c) são apresentados os campos de altura geopotencial no nível de 500 hPa e de advecção de temperatura em 850 hPa do TOVS e, na Figura 7.7 (c e d), os mesmos campos baseados nas análises do NMC.

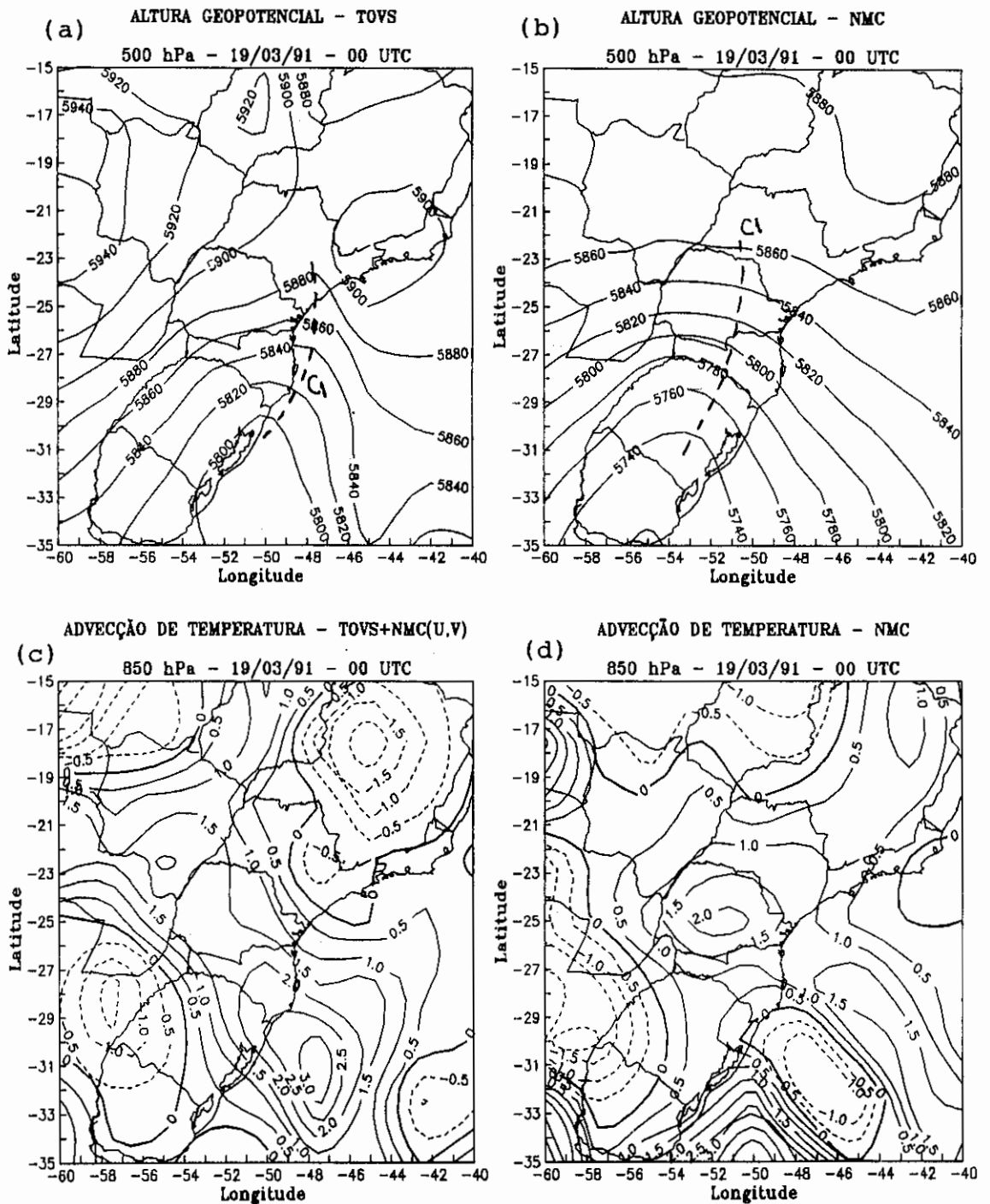


Fig. 7.7 - Altura geopotencial (m) do TOVS (a) e do NMC (b) em 500 hPa e advecção de temperatura ($10^{-5}^{\circ}\text{C s}^{-1}$) do TOVS (a) e do NMC (b), em 850 hPa; 19/03/91 às 00 UTC.

De acordo com os campos de altura geopotencial do TOVS às 18 (Figura 7.6a) e às 00 UTC (Figura 7.7a), o cavado (C1) associado à banda de nebulosidade localizada no continente fundiu-se ao cavado existente (no oceano), intensificando-o. Esta suposta evolução explicaria a intensificação da frente fria observada na imagem de satélite das 03 UTC (apesar da diferença de pouco mais de 3 horas, conforme a Tabela 6.1) mostrada na Figura 6.5. Também no caso do campo de altura geopotencial do NMC, há uma óbvia intensificação do cavado (C1), conforme as Figuras 7.2b e 7.7b. Contudo, os resultados TOVS são superiores à análise do NMC neste horário, conferindo ao cavado (C1) uma estrutura mais compatível com a situação meteorológica observada nas imagens de satélite (Figuras 6.4 e 6.5).

Em termos de configuração espacial, os campos de advecção de temperatura do TOVS e do NMC apresentam diferenças significativas. No entanto, os resultados do TOVS destacam-se por posicionar melhor a região frontal, principalmente sobre o oceano, com advecção quente. Esta advecção quente sugere a queda de pressão em superfície, o que é coerente com o deslocamento observado para leste (Figuras 6.4 e 6.5).

Os campos de divergência do fluxo de umidade do TOVS e do NMC às 00 UTC do dia 19 são, de modo geral, semelhantes, porém com maior gradiente horizontal no caso TOVS. Entretanto, destaca-se o nível de 700 hPa (Figura 7.8 a e b, para o TOVS e NMC, respectivamente) onde verifica-se a existência de um núcleo no campo de convergência do fluxo de umidade ao longo da região litorânea do Estado de São Paulo, tanto no caso TOVS como no NMC. Apesar da semelhança dos campos apresentados na Figura 7.8 (a e b), há significativa diferença na umidade (campo não mostrado) e no índice K, conforme discussão abaixo. Logo, sugere-se,

novamente, a importância da convergência de massa no cálculo da divergência de umidade.

A intensificação do cavado (C1) em 500 hPa no oceano (Figura 7.7) foi acompanhada de um aumento dos valores do índice K do TOVS no setor leste que se estende do Estado de São Paulo até o norte do Rio Grande do Sul (Figura 7.8c).

No campo do NMC (Figura 7.8d), a região de maior instabilidade indicada pelo índice K foi mal posicionada, se comparada aos dados TOVS e também com às imagens de satélite (Figura 6.5). A região instável foi posicionada mais sobre o continente e a leste se comparada ao campo TOVS. Este posicionamento mais a leste é também observado na localização do cavado (C1) no campo de altura geopotencial discutido acima.

7.2.4 - DIA 19 DE MARÇO DE 1991: 06 UTC

Neste horário, não se dispõe nem de dados de superfície e nem das análises do NMC. Portanto, não foi possível proceder à ancoragem dos perfis verticais TOVS.

Este horário é particularmente importante pois foi quando teve início a precipitação intensa que ocorreu sobre a Grande São Paulo e litoral, como atestam as observações do radar de Ponte Nova (Figura 6.7).

Na Figura 7.9 (a e b) são apresentados os campos de altura geopotencial do TOVS nos níveis de 500 e 850 hPa, respectivamente, na Figura 7.9c o campo de Td em 850 hPa e na Figura 7.9d, o campo de índice K.

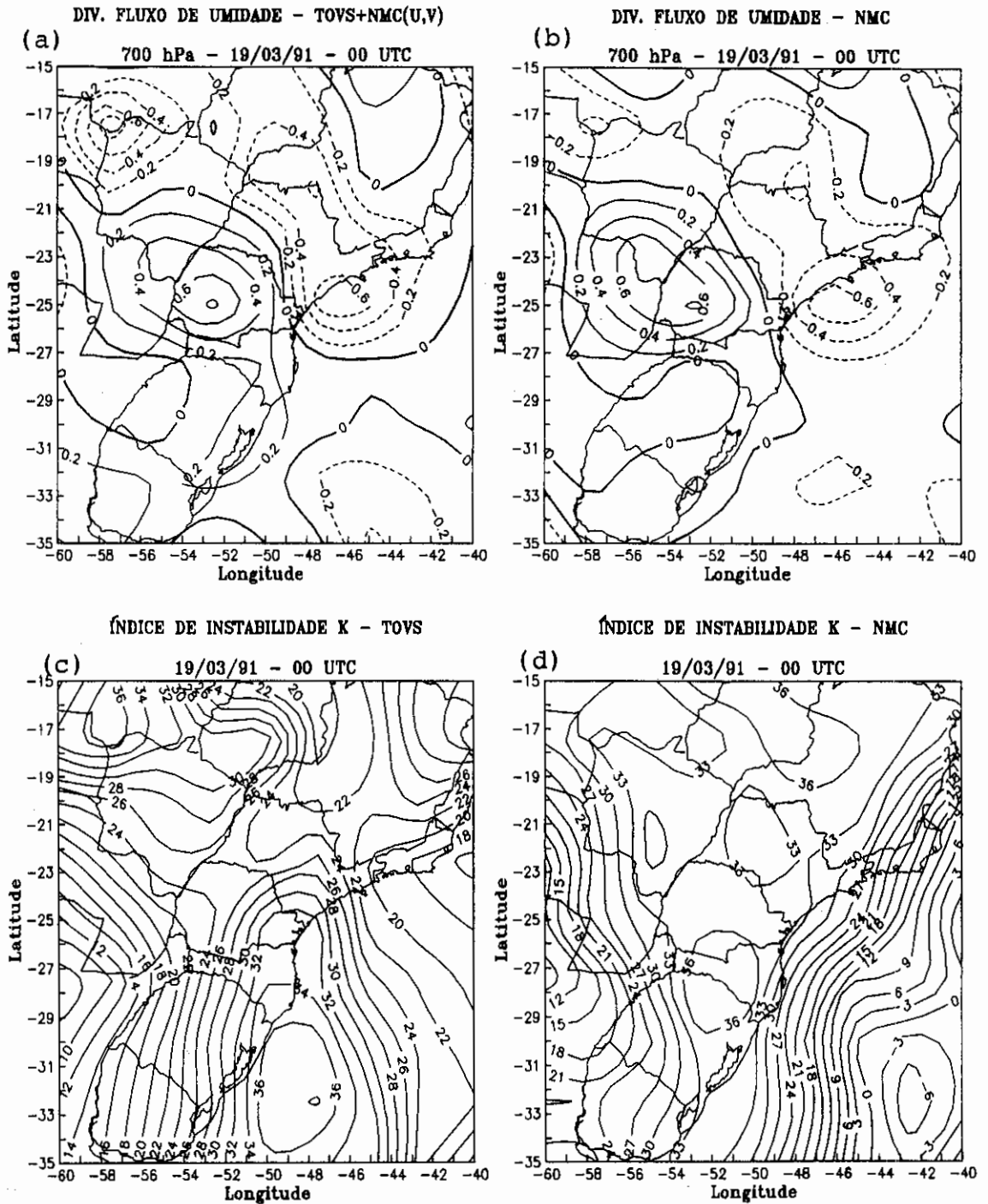


Fig. 7.8 - Divergência do fluxo de umidade ($10^{-7} s^{-1}$) do TOVS (a) e do NMC (b) para 700 hPa e índice K do TOVS (c) e do NMC (d); 19/03/91 - 00 UTC.

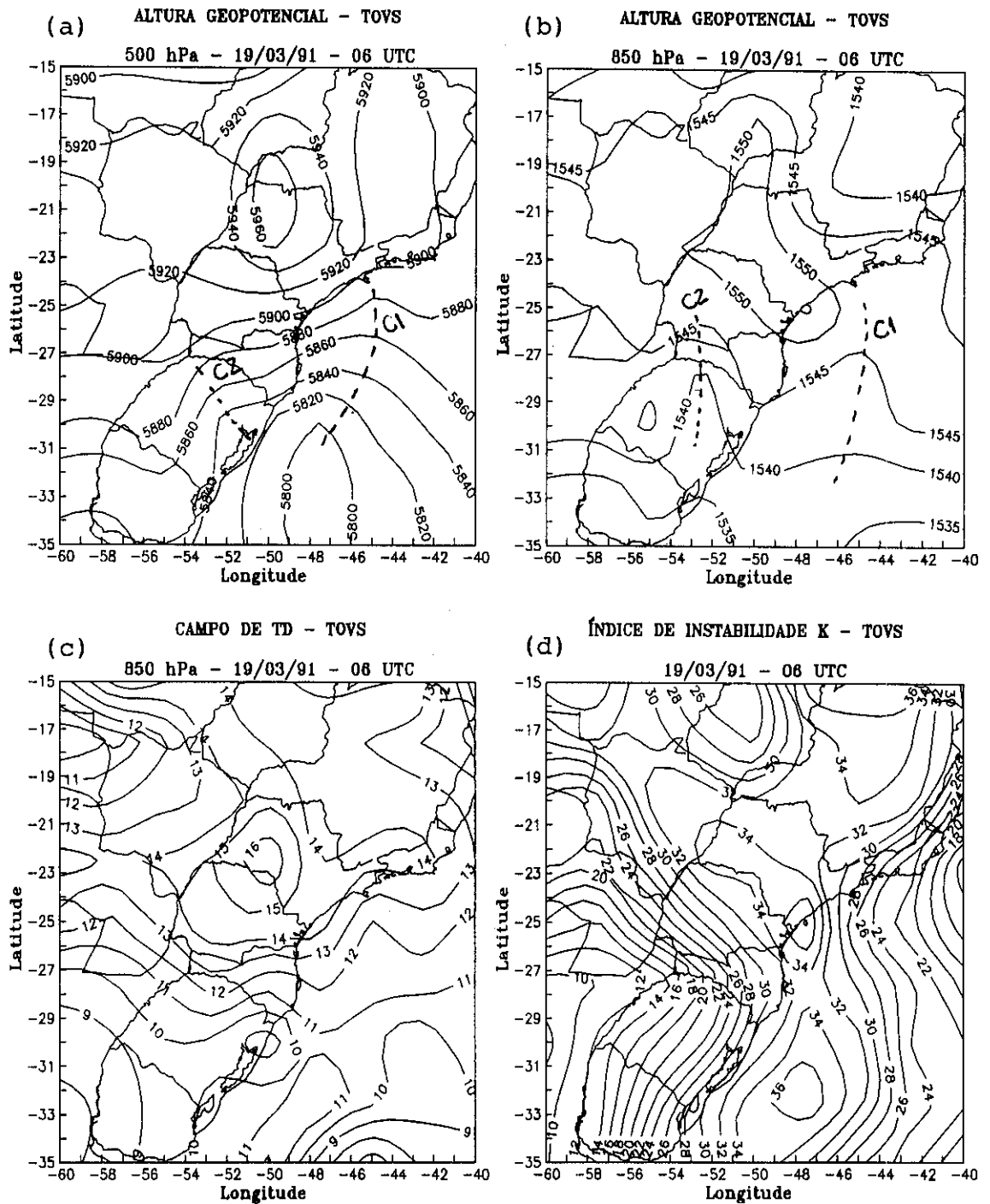


Fig. 7.9 - Altura geopotencial (m) do TOVS em 500 (a) e 850 hPa (b), Td ($^{\circ}\text{C}$) em 850 hPa (c) e índice K ($^{\circ}\text{C}$); 19/03/91 - 06 UTC.

Neste horário, o cavado (C1) em 500 hPa (Figura 7.9a) no oceano apresentou um pequeno deslocamento para leste, praticamente mantendo sua intensidade e atingindo o litoral de São Paulo. Esta configuração é melhor definida no campo de 500 hPa do que em 850 hPa. Já no campo de Td, o contraste de umidade é bem menos acentuado, apresentando uma região mais úmida sobre o litoral sudeste de São Paulo, onde ocorreu a maior precipitação. É importante notar o cavado (C2) em 500 hPa com eixo sobre o Rio Grande do Sul que está bem definido. No horário anterior (Figura 7.7a) já havia indícios de sua formação. Na avaliação do horário seguinte, fica evidente que houve intensificação e propagação, favorecendo o aumento da precipitação em São Paulo.

Por sua vez, o campo de índice K indica que a região de maior instabilidade ficou confinada ao Estado de São Paulo e ao longo do litoral sul-leste, intensificando-se significativamente no setor continental sobre o Estado de São Paulo. Na configuração desse campo destacam-se dois núcleos com máxima intensidade: um no litoral de São Paulo (38°C) e outro no setor oceânico (36°C). Tais constatações têm fundamento uma vez que efetivamente dispõe-se de perfis TOVS nas vizinhanças desses núcleos (Figura 6.9b).

Portanto, o índice K mostrou ser importante no contexto da técnica TOVS, em especial por não depender de variáveis dinâmicas em seu cálculo e por apresentar consistência com os fenômenos observados neste estudo de caso e com a evolução verificada nas imagens de satélite.

7.2.5 - DIA 19 DE MARÇO DE 1991: 12 UTC

Na Figura 7.10 (a e b) encontram-se os campos de altura geopotencial do TOVS e do NMC, respectivamente,

no horário das 12 UTC em 500 hPa. As análises de altura geopotencial do NMC das 00 (Figura 7.7b) e das 12 UTC do dia 19 de março (Figura 7.10b) indicam o enfraquecimento do cavado (C1) denotando uma suavização da estrutura do campo. De acordo com a imagem de satélite (Figura 6.6), apesar do enfraquecimento, o cavado (C1) deveria estar posicionado mais a leste em correspondência ao posicionamento do sistema frontal. Logo, a avaliação baseada no TOVS é muito mais coerente com a situação observada. Note-se que essas análises baseiam-se também nas animações das imagens digitais do Meteosat-4 (não mostradas neste trabalho), além das imagens (fotos) do GOES-7.

O cavado (C2) sobre o continente observado no horário anterior (Figura 7.9a) ficou melhor definido, favorecendo a intensificação da precipitação a leste de seu eixo, justamente sobre o sudeste do Estado de São Paulo. De acordo com os dados do radar de Ponte Nova (Figura 6.7), continuou chovendo neste horário e no decorrer do dia até aproximadamente às 20 UTC.

Portanto, as análises do NMC mostraram um campo suavizado que posicionou o cavado continental (C2) mais para oeste se comparado ao posicionamento verificado nos campos TOVS, eliminando praticamente o cavado (C1) correspondente ao sistema frontal.

Na Figura 7.10 (c e d) são apresentados os campo de advecção de temperatura do TOVS e do NMC, respectivamente, no nível de 850 hPa. Os campos são bastante semelhantes com gradientes maiores no campo do NMC, porém deslocados na horizontal. A retaguarda da frente fria é acompanhada por advecção fria que, no caso TOVS, foi posicionada um pouco mais sobre o continente se comparada ao do NMC. Novamente, o campo baseado no TOVS é mais coerente com as imagens de satélite.

Quanto à divergência do fluxo de umidade no nível de 850 hPa, as magnitudes são maiores no campo do NMC do que no campo do TOVS (Figura 7.11 a e b, TOVS e NMC, respectivamente). Em termos de estrutura, o campo do TOVS é melhor configurado por não apresentar convergência de umidade na retaguarda do sistema frontal na região de Santa Catarina e Paraná.

Também neste horário, os resultados TOVS para o índice K foram superiores às análises do NMC (Figura 7.11 c e d, respectivamente), por definir melhor o núcleo de K no litoral de São Paulo, pela continuidade da região favorável à precipitação sobre o oceano, conforme indicada nas imagens de satélite (figuras 6.5 e 6.6). Nota-se especialmente que os núcleos identificados no campo TOVS às 06 UTC (Figura 7.9c) persistem e se deslocam um pouco para leste com intensidade compatível com as chuvas observadas. Note-se também que neste horário, há disponibilidade efetiva de dados na região conforme apresentado na Figura 6.10c.

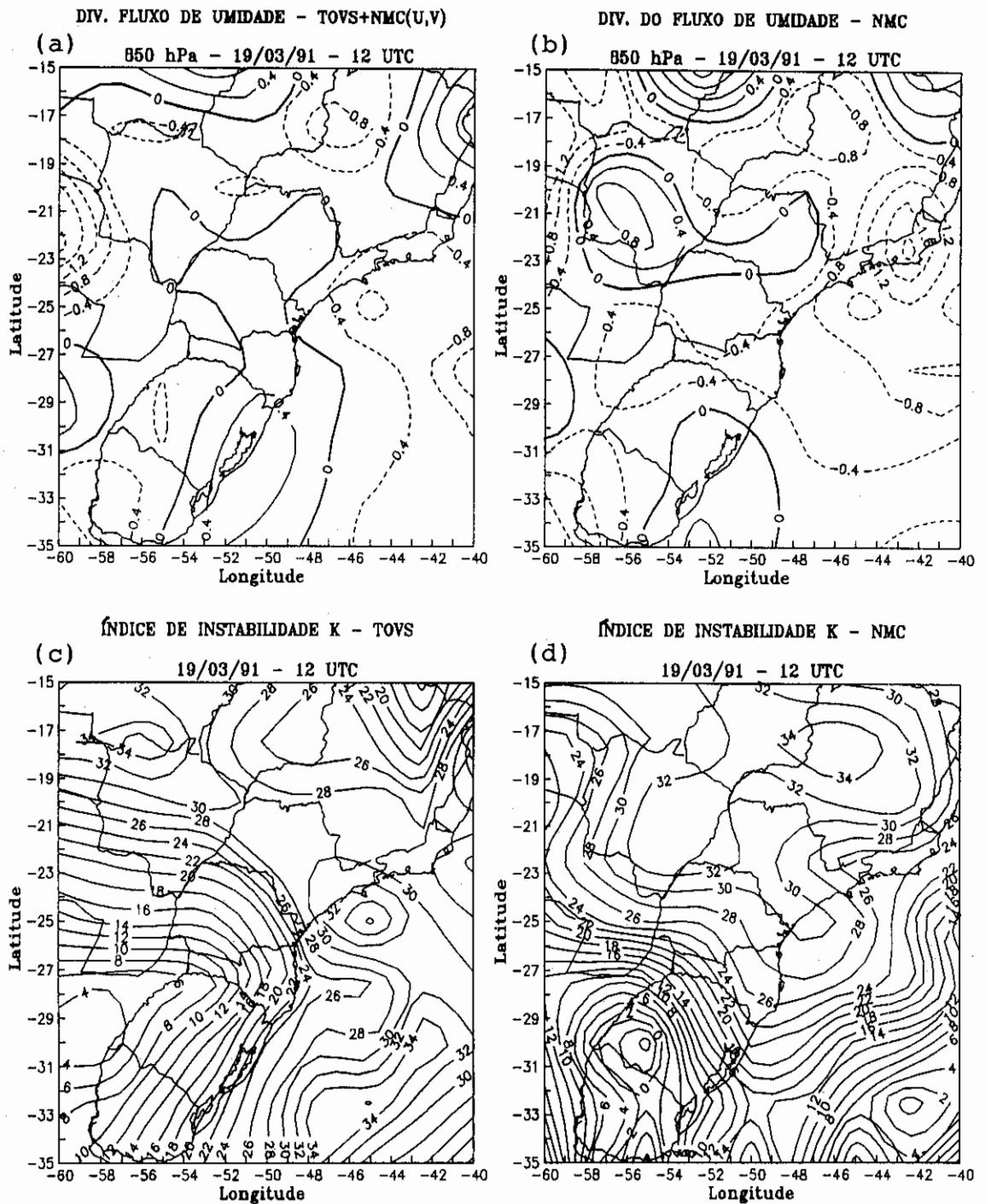


Fig. 7.11 - Divergência do fluxo de umidade ($10^{-7} s^{-1}$) do TOVS (a) e do NMC (b), em 850 hPa e índice K do TOVS (c) e do NMC (d); 19/03/91 - 12 UTC.

7.3 - ÁGUA PRECIPITÁVEL

Como discutido no Capítulo 3, a água precipitável do TOVS tende a ser mais confiável do que as outras variáveis analisadas na presente pesquisa, com excessão do índice K, por ser resultado de uma integração na vertical.

Na Figura 7.12 (a e b) são apresentados os campos de água precipitável para o dia 18/03/91 às 12 e 18 UTC, respectivamente.

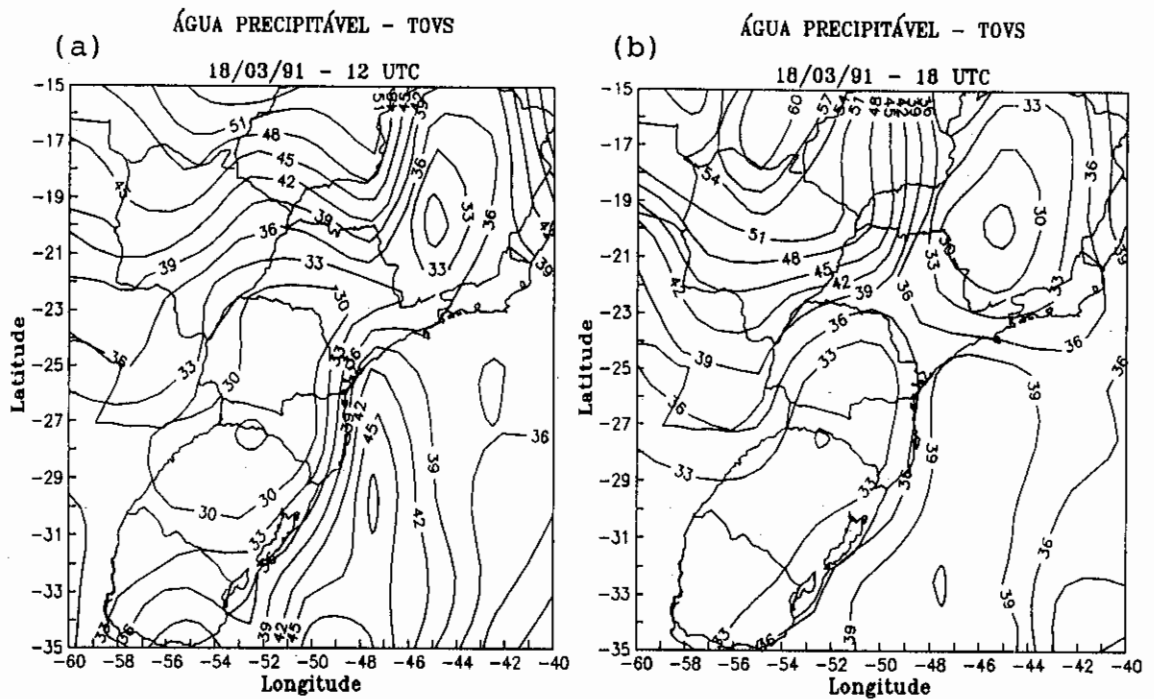


Fig. 7.12 - Água precipitável (mm) do TOVS para o dia 18/03/91 às 12 (a) e às 18 UTC (b).

No campo das 12 UTC, pode-se observar uma área estreita com valores altos de água precipitável sobre o oceano e, no continente, duas regiões com valores baixos: uma sobre a Região Sul e outra sobre o Estado de Minas

Gerais, o que concorda com a imagem de satélite (Figura 6.3). No horário seguinte (18 UTC), essa área sobre o oceano aumentou e ao mesmo tempo verificou-se a existência de um fluxo de água precipitável no continente proveniente da região noroeste. Esta evolução é compatível com os campos de índice K mostrados nas figuras 7.5a e 7.6b, pois associando-se as regiões de maior instabilidade com a de maior disponibilidade de água precipitável, tem-se indícios de que a região mais favorável à intensificação do sistema seria sobre o oceano.

Na Figura 7.13 (a-c) são apresentados os campos de água precipitável para o dia 19/03/91 às 00 (a), 06 (b) e 12 UTC (c). No campo das 00 UTC, a região de maior disponibilidade de água precipitável adquire uma estrutura melhor definida, situando-se um pouco à leste da região de maior instabilidade (Figura 7.8c), inclusive com aumento nos valores do campo em relação ao horário anterior.

No horário das 06 UTC, quando teve início a intensa precipitação na Grande São Paulo e litoral, observa-se no campo de água precipitável (Figura 7.13b) uma configuração compatível com o sistema frontal já atuante, como apresentado na imagem de satélite (Figura 6.5). Nota-se que houve contribuição de umidade pela região noroeste do Estado de São Paulo e, como a área de maior instabilidade estava sobre o litoral (Figura 7.9d), isto culminou em uma intensa precipitação na área próxima ao litoral, inclusive atingindo a capital do Estado como pode ser observado nas imagens do radar de Ponte Nova (Figura 6.7).

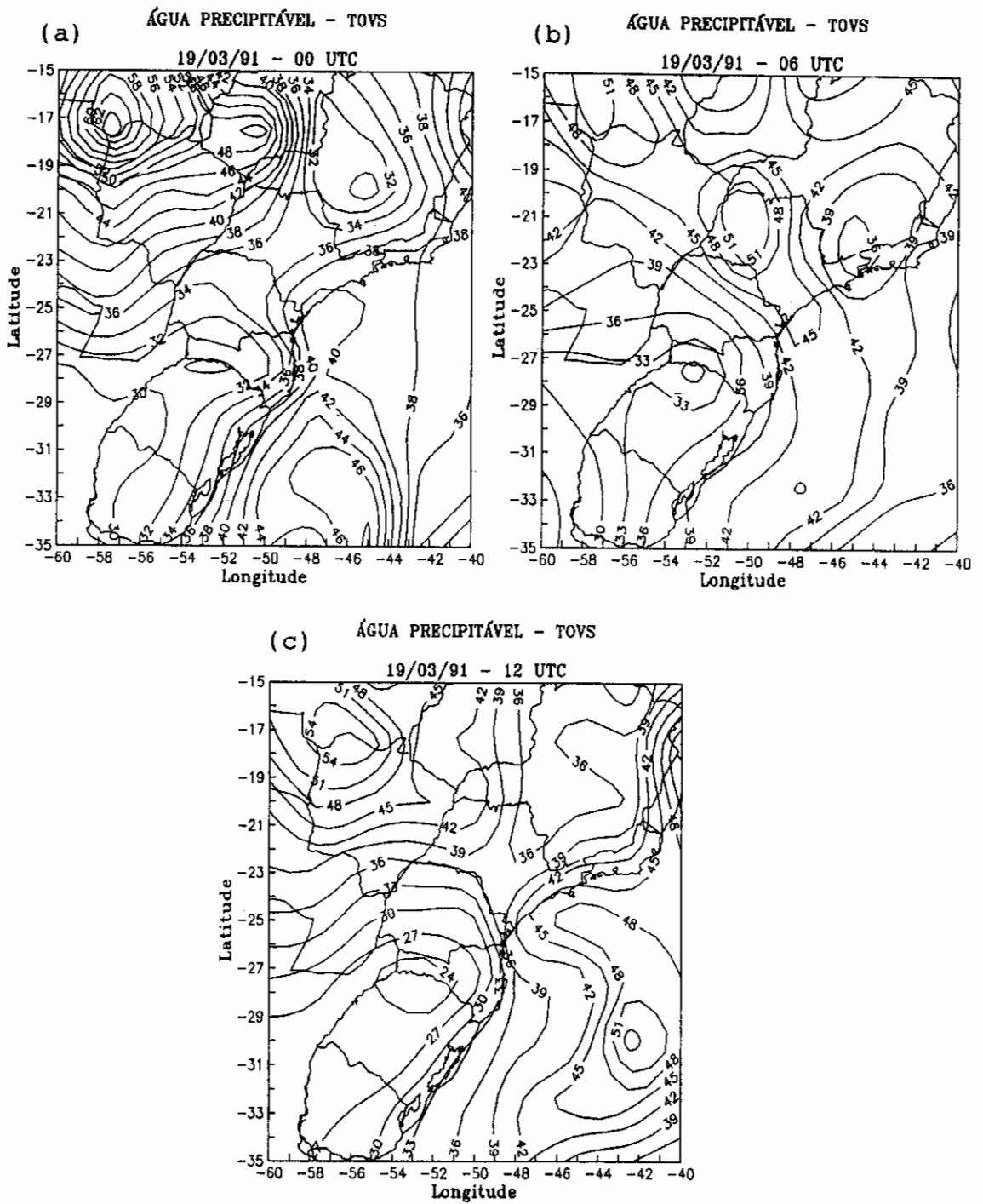


Fig. 7.13 - Água precipitável (mm) do TOVS para o dia 19/03/91 às 00 (a), 06 (b), e 12 UTC (c).

Com a penetração de um segundo cavado (C2) localizado sobre o continente, como pode ser observado no campo de altura geopotencial na Figura 7.10a, a área mais favorável à instabilidade seria a leste do cavado, na região leste do Estado de São Paulo. Portanto, compatível com o observado no campo de índice K (Figura 7.11c). Como havia disponibilidade de umidade, conforme o campo de água precipitável apresentado na Figura 7.13c, e como a configuração sinótica era favorável, isto explica a persistência da precipitação nos horários seguintes, como pode ser observado nas imagens de radar (Figura 6.7).

Na animação das imagens digitais do Meteosat-4, o fato descrito acima pode ser comprovado apesar de sua baixa resolução espacial. Na animação, pode-se notar que a ponta do ramo frio voltada para o continente sofre uma quebra na configuração, isto é, como se apenas a ponta do ramo frio não se deslocasse em relação ao sistema frontal.

Portanto, a ocorrência da intensa precipitação teve contribuição de três fatores: a disponibilidade de água precipitável, condições dinâmicas de escala sinótica favoráveis, tais como a advecção de temperatura e convergência do fluxo de umidade, e um fator de escala menor configurado como um segundo cavado (C2) que intensificou e sustentou o sistema.

7.4 - USO CONJUNTO DE DADOS TOVS, DE RADIOSSONDAGEM E DE VENTO DO NMC

Um aspecto importante do presente trabalho foi a utilização conjunta de dados obtidos por diferentes métodos. No caso da radiossondagem dispõe-se de T, Td e vento, enquanto que no caso do TOVS somente se dispõe de T e de Td. Como os dados de radiossondagem são escassos e

como a técnica TOVS não fornece dados de ventos troposféricos (a não ser o vento geostrófico), optou-se pela utilização dos dados de vento do NMC em complementação àquele fornecidos pela radiossondagem.

Neste experimento, o valor do peso atribuído aos dados de radiossondagem foi 1, enquanto que os dados de vento do NMC entraram com peso de $1/4$, conforme sugerido por Silva Dias e Silva Dias (1986). Devido à grande densidade de perfis TOVS, adotou-se nesta pesquisa peso igual a $1/4$ para os dados de satélite. Com estes pesos, permitiu-se que o pequeno número de radiossondagens influenciasse a configuração dos campos estudados. Do contrário, predominariam ou os dados do NMC (quando os dados de vento fossem utilizados) ou os perfis TOVS (quando os dados de T e Td fossem utilizados).

Como já mencionado anteriormente, o uso conjunto desses dados ficou restrito à combinação TOVS (T e Td) e NMC (ventos) pelas seguintes razões: apenas se dispunha de dados de radiossondagem uma vez por dia; e, não se exauriu as pesquisas sobre a distribuição adequada dos pesos quando todos os diferentes tipos de dados estivessem sendo utilizados simultaneamente.

Entretanto, a título de ilustração, foi realizada uma experiência com a utilização conjunta de dados do TOVS, radiossondagem e vento do NMC com a seguinte distribuição de pesos: $1/4$, 1 e $1/4$, respectivamente.

Na Figura 7.14 (a e b) são apresentados os campos de altura geopotencial no nível de 500 hPa e na Figura 7.14 (c e d), os campos de advecção de temperatura no nível de 850 hPa, todos para os dias 18 e 19 de março de 1991.

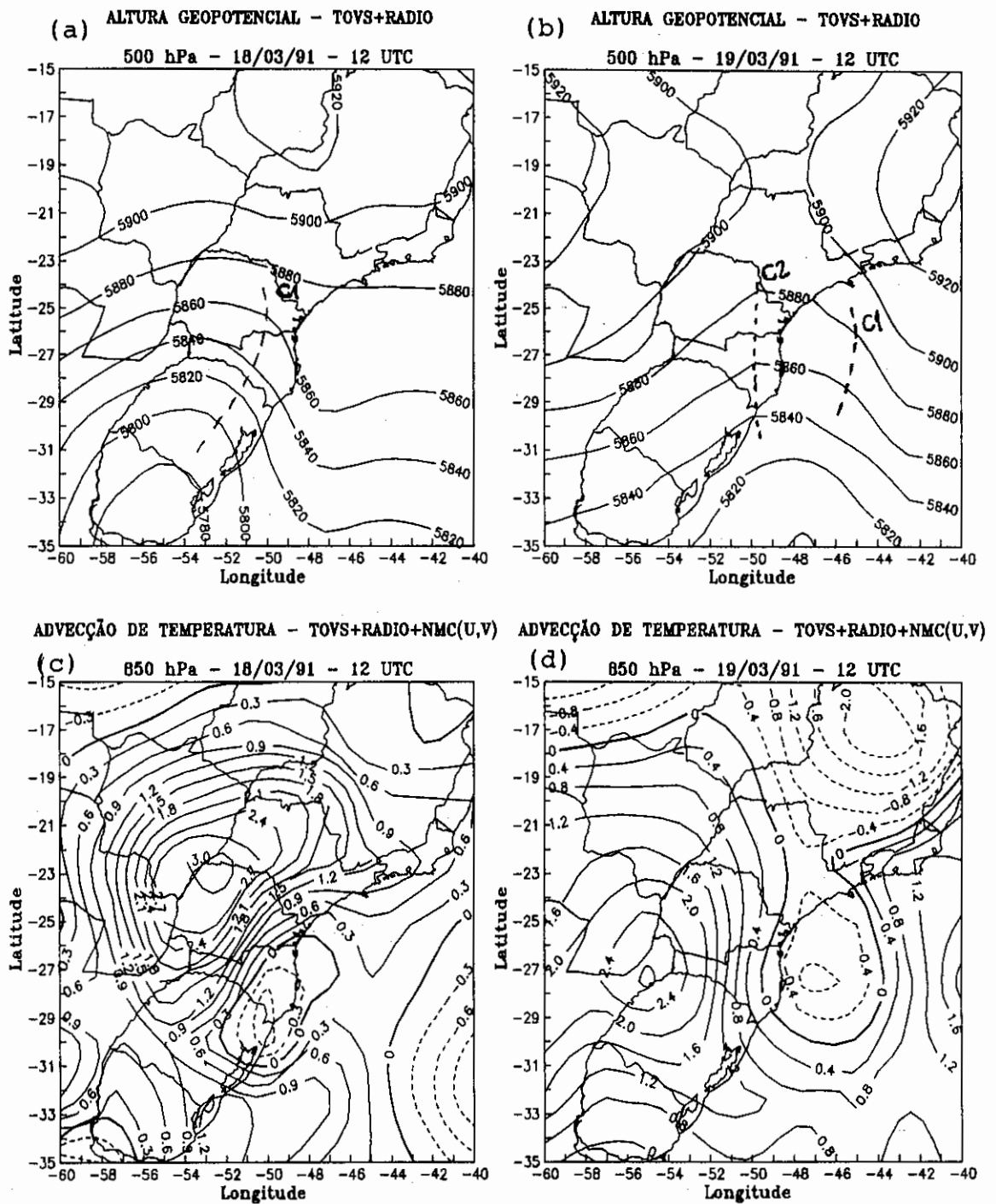


Fig. 7.14 - Utilização conjunta de dados TOVS+RADIO+NMC. Altura geopotencial (m) nos dia 18 (a) e 19 (b) em 500 hPa e advecção de temperatura ($10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C s}^{-1}$) nos dia 18 (c) e 19 (d), em 850 hPa; (às 12 UTC - março de 1991).

Observando-se os campos de altura geopotencial apenas com os dados TOVS do dia 18 e 19 às 12 UTC (Figuras 7.2a e 7.10a), os campos apresentados (Figura 7.14 (a e b) mostram-se mais suavizados, porém apresentam também em sua configuração o cavado (C1) no dia 18 e o cavado continental (C2) no dia 19, inclusive retratando melhor a situação meteorológica do que os dados do NMC (Figuras 7.2b e 7.10b). Apesar do peso atribuído aos dados TOVS (1/4), sua contribuição para a configuração do campo foi significativa principalmente sobre o oceano, sendo que os valores das isolinhas foram praticamente mantidos com pequenas diferenças no posicionamento, devido provavelmente à contribuição dos dados de radiossondagem na região continental.

No caso da advecção de temperatura (Figuras 7.14 c e d), a contribuição dos ventos de radiossondagem não foi tão significativa a ponto de mudar a configuração em relação aos mostrados nas figuras 7.2c e 7.10c. Em relação à magnitude, houve uma pequena diminuição nos valores do campo.

Na Figura 7.15 (a e b) são apresentados os campos de divergência do fluxo de umidade no nível de 850 hPa, nos dias 18 e 19 às 12 UTC, respectivamente. Mesmo nesses campos, as magnitudes são um pouco menores se comparadas aos campos das Figuras 7.4c e 7.11a. Nota-se uma contribuição maior das radiossondagens sobre o continente. A área de convergência verificada no campo do dia 18 (Figura 7.15a), em comparação com a da Figura 7.4c, aumentou. Também aumentou mesmo quando comparada ao campo do NMC (Figura 7.4d). É possível que este seja um efeito da distribuição espacial das radiossondagens, que não permitiu a detecção de estruturas de escala menor, devido ao grande espaçamento entre estações.

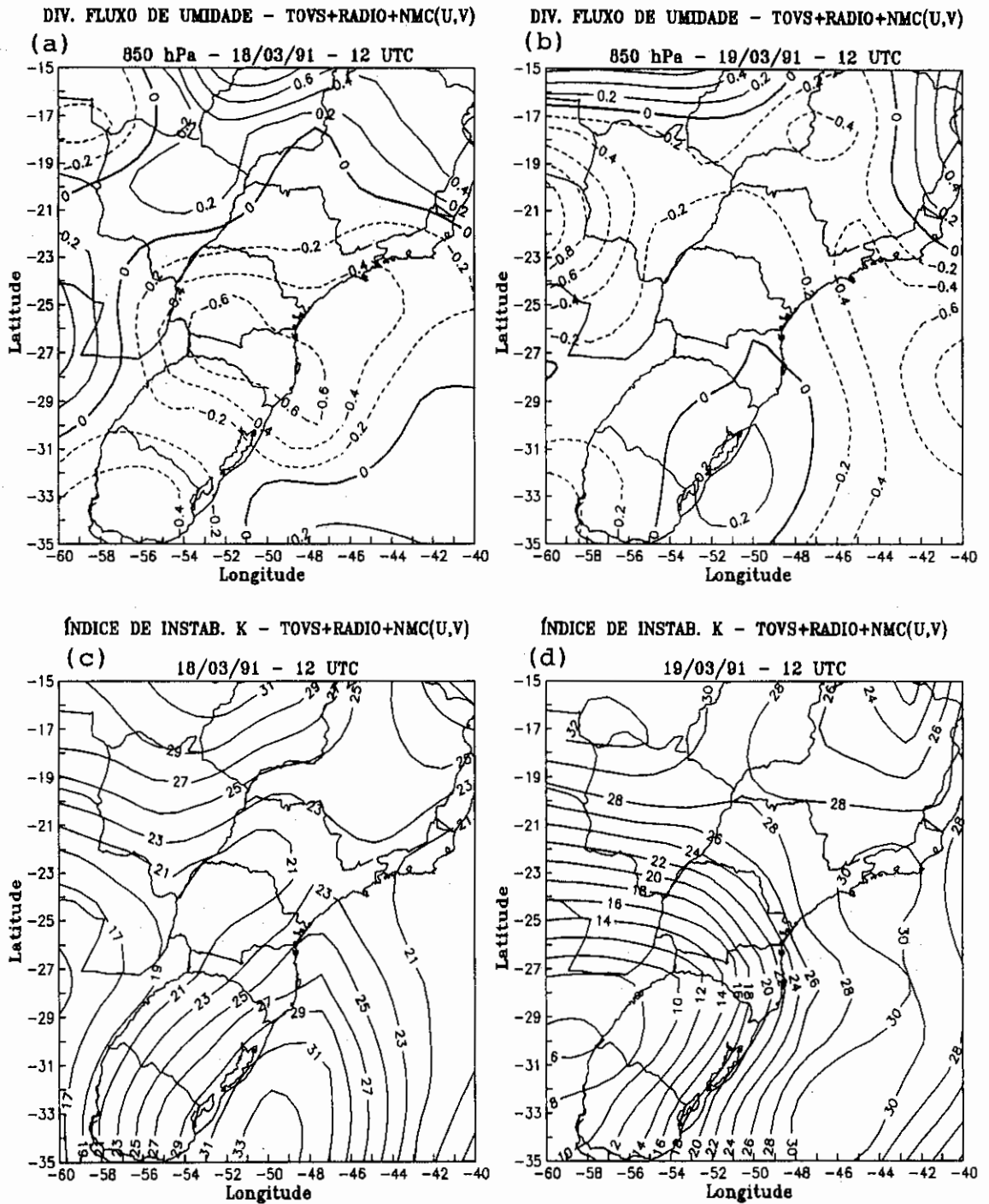


Fig. 7.15 - Utilização conjunta de dados TOVS+RADIO+NMC. Divergência do fluxo de umidade ($10^{-7} s^{-1}$) em 850 hPa nos dias 18 (a) e 19 (b) e índice K ($^{\circ}C$) nos dias 18 (c) e 19 (d) às 12 UTC; março de 1991.

No dia 19, a região de convergência (Figura 7.15b) abrange a maior parte da área continental. Isto não é coerente com o observado nas imagens de satélite (Figura 6.6) e além disso situa-se na retaguarda do sistema frontal. A suavização observada é também encontrada na sequência do campo de índice K dos dias 18 e 19/03/91 às 12 UTC (Figuras 7.15 c e d). Como a região que caracteriza o sistema frontal está predominantemente sobre o oceano, a contribuição dos dados de radiossondagem foi muito pequena. A suavização observada em relação aos campos das Figuras 7.5a e 7.11c é uma consequência do peso menor atribuído aos dados TOVS, porém os campos derivados do TOVS continuam mais representativos que os campos do NMC (Figuras 7.5b e 7.11d).

7.5 - TÓPICOS DE RELEVÂNCIA NO PROCESSAMENTO TOVS

7.5.1 - PRELIMINARES

No decorrer desta pesquisa, inúmeros tópicos de relevância no processamento TOVS foram abordados com graus variados de profundidade, apesar de não serem diretamente ligados ao assunto principal da tese. Aqueles tópicos considerados mais relevantes são discutidos na presente seção.

7.5.2 - PERFIS VERTICAIS DE T E DE TD: COMPARAÇÕES COM RADIOSSONDAGENS.

A maneira clássica de se avaliar a qualidade dos perfis TOVS é compará-los com observações de ar superior, ponto a ponto. Esta é uma das possíveis abordagens de avaliação e é mais apropriada quando se dispõe de um grande número de observações de ar superior e perfis TOVS colocados (Dong et al., 1991). Por outro lado, esse tipo de avaliação não elucida certas peculiaridades da

técnica TOVS, em particular, aquelas que são de importância para estudos sinóticos. Nestes casos, a avaliação exige uma abordagem específica, como por exemplo, a adotada na presente pesquisa, que se baseia nas análises nível a nível e em sua evolução temporal.

Apenas a título de ilustração, são apresentados, para fins comparativos com as radiossondagens que se encontram na Figura 7.16a, os perfis verticais de temperatura e de temperatura do ponto de orvalho (Td) (Figuras 7.16 b-d) para o dia 19 de março de 1991, às 12 UTC, obtidos via técnica TOVS.

Em comparação com as observações de radiossondagem, os perfis de temperatura TOVS apresentam boa concordância, sendo que sua qualidade é melhor nos níveis intermediários (500 e 700 hPa) do que nos níveis mais baixos e na região da tropopausa. Esses resultados são semelhantes aos encontrados por Yamazaki et al. (1987) com base no experimento realizado em Bauru (SP), assim como por inúmeros outros pesquisadores (e. g., Dong et al., 1991).

Nota-se que, apesar do pequeno número de canais para a inferência de umidade nível a nível pela técnica TOVS, os perfis de Td em geral não foram tão discrepantes (máximo de 5°C em 850 hPa na Figura 7.16 b e c) em relação às observações de radiossondagem, com excessão dos resultados da Figura 7.16d. No nível de 700 hPa, a diferença chegou a ser de 20°C e a variação abrupta nas camadas seguintes não foi captada pelo TOVS, denotando a necessidade de se dispor de uma maior resolução vertical do que a apresentada pelo instrumento TOVS.

É importante lembrar que há diferenças tanto de caráter temporal como espacial entre as sondagens TOVS e as radiossondagens, que podem ser significativas.

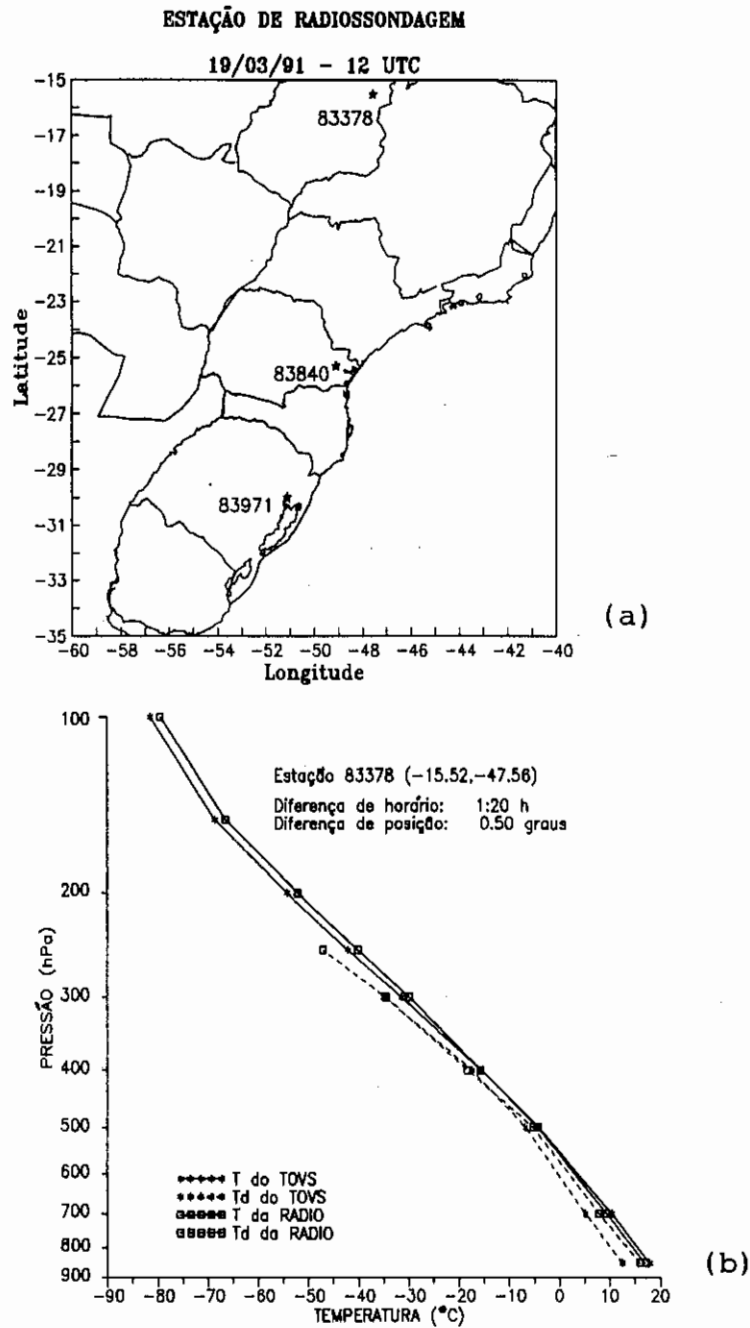


Fig. 7.16 - (a) localização das estações de radiossondagem; perfis verticais TOVS em relação às estações: (b) 83378; (c) 83971; e, (d) 83840. (Continua).

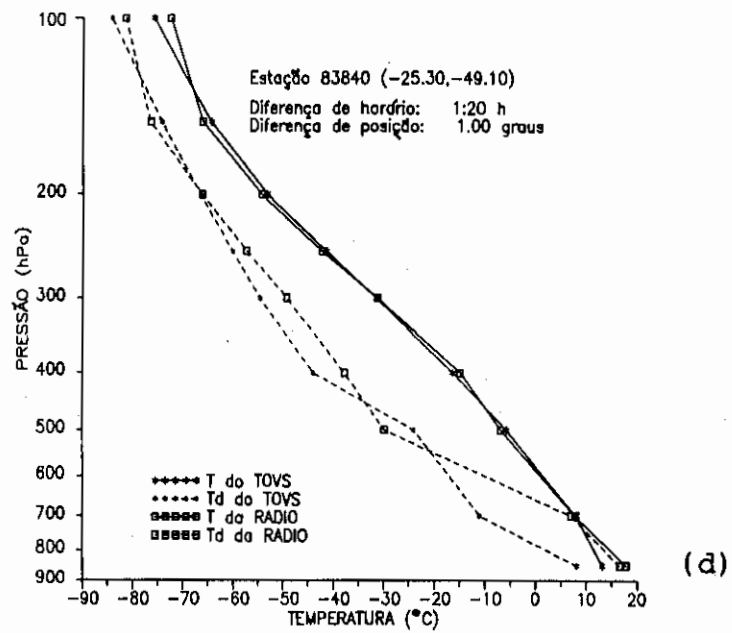
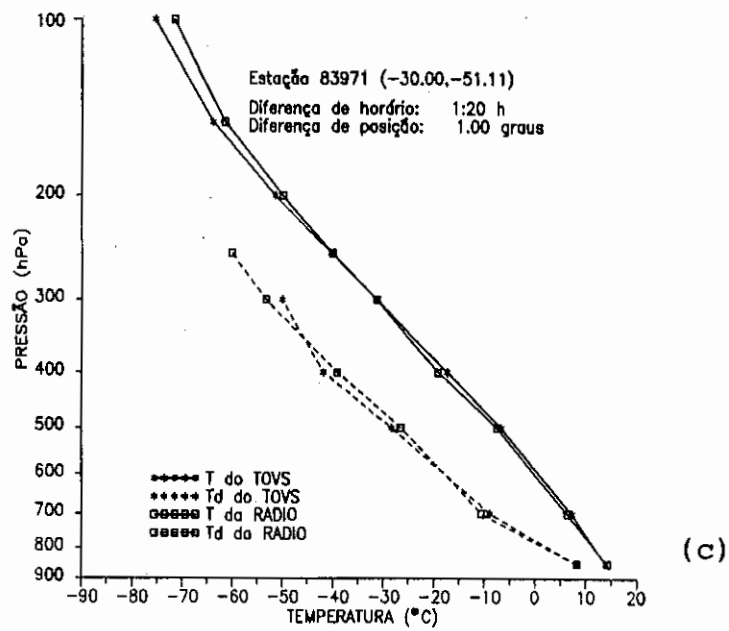


Fig. 7.16 - Conclusão.

7.5.3 - A IMPORTÂNCIA DA ANCORAGEM

É notório o impacto da ancoragem em superfície nos resultados TOVS, especialmente nos baixos níveis. Vários experimentos foram feitos no presente trabalho mostrando que melhores resultados, do ponto de vista de interpretação sinótica baseado nas imagens de satélite, foram os obtidos com perfis ancorados.

Como exemplo, a Figura 7.17 mostra os campos de temperatura no nível de 850 hPa: (a) TOVS ancorados com dados do NMC (1000 hPa) no oceano e observações convencionais no continente; (b) o campo de análise do NMC; (c) TOVS ancorados com dados do NMC (1000 hPa) tanto no oceano como no continente; e, (d) sem ancoragem, todos para o dia 19/03/91 às 12 UTC.

Na Figura 7.18 são apresentados os campos de altura geopotencial do TOVS com (a) ancoragem do NMC (1000 hPa) e (b) sem ancoragem. Para fins comparativos, na Figura 7.18 são apresentados os campos de altura geopotencial (c) em 500 hPa e temperatura (d) em 850 hPa da radiossondagem, também para o dia 19/03/91 às 12 UTC.

Nota-se que há diferenças marcantes entre os quatro campos de temperatura apresentados (Figura 7.17 a-d). Em comparação com o campo de temperatura da radiossondagem (Figura 7.18d), o campo TOVS com ancoragem na superfície com dados convencionais e com dados das análises do NMC no oceano (1000 hPa) (Figura 7.17a) é mais satisfatória, apesar de apresentar um cavado mais pronunciado do que o observado com dados de radiossondagem, cuja análise ficou comprometida no interior do Brasil e Paraguai pela falta de observações.

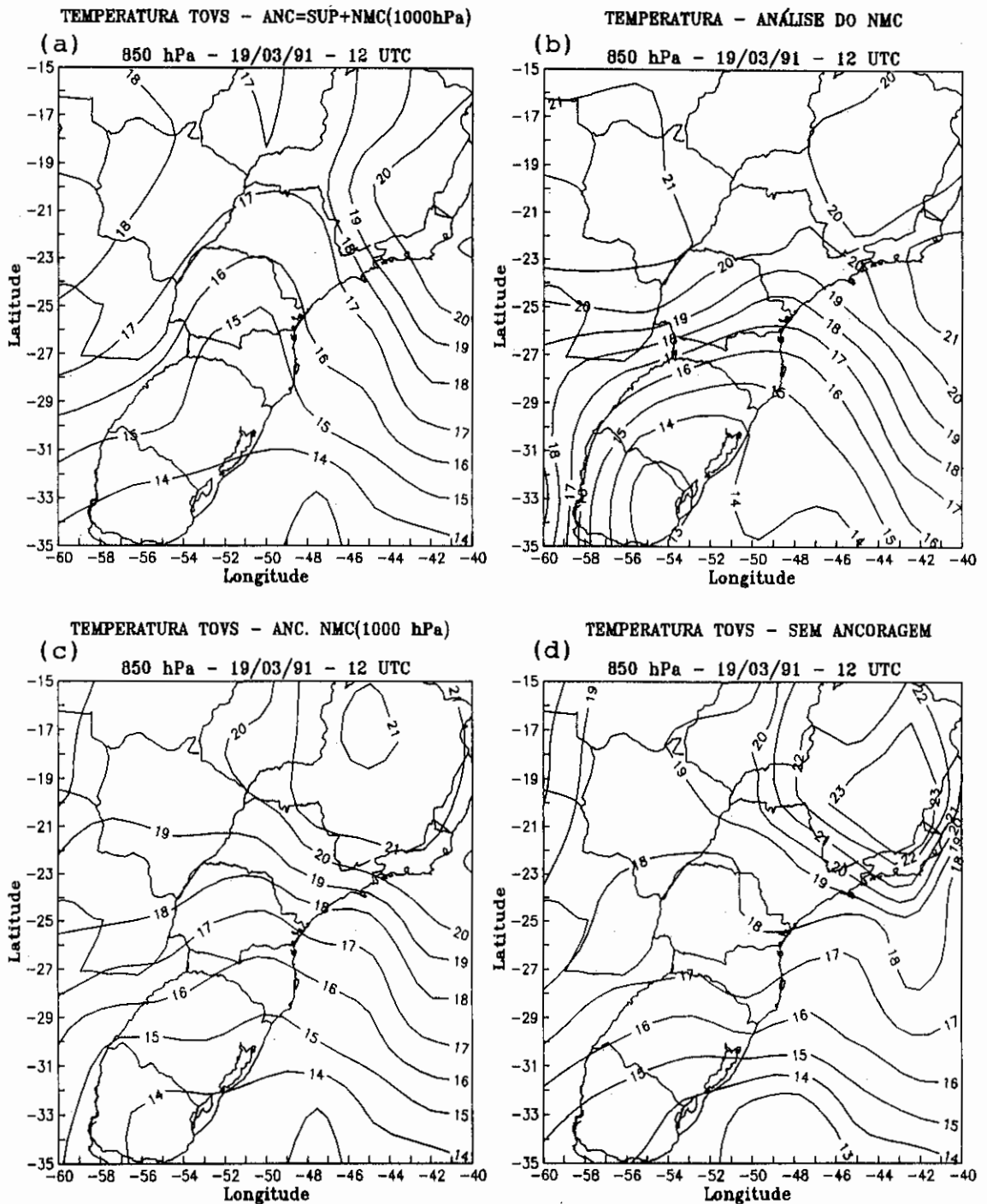


Fig. 7.17 - Campos de temperatura no nível de 850 hPa às 12 UTC: (a) TOVS ancorado com dados de superfície e com dados de análise do NMC (1000 hPa); (b) análise do NMC; (c) TOVS ancorado com dados de análise do NMC no continente e no oceano; e, (d) TOVS sem ancoragem; todos para 19 de março de 1991.

O efeito da ancoragem foi também observado em 500 hPa no experimento com a altura geopotencial, de acordo com as Figuras 7.18 (a e b) e 7.10 (a). Sem ancoragem (Figura 7.18b), o cavado sobre o oceano (C1) teve mais destaque do que no caso com ancoragem. Mesmo com a ancoragem com os dados do NMC (Figura 7.18a), a configuração é mais semelhante ao sistema meteorológico observado na imagem de satélite (Figura 6.6). Portanto, a ancoragem foi um fator importante para a caracterização do fenômeno. A análise de altura geopotencial em 500 hPa baseada apenas em radiossondagens (Figura 7.18b) está totalmente comprometida pela ausência de informações no interior do Brasil e Paraguai.

Porém, como ocorreu na presente pesquisa, nem sempre se dispõe de observações de superfície quando da passagem do satélite. E, sobre o oceano, esses dados são em geral inexistentes ou muito esparsos. A utilização de outras fontes de informações como, por exemplo, as análises do NMC, podem não levar aos melhores resultados e muitas vezes não estão disponíveis em tempo real.

Assim sendo, como discutido no Capítulo 4, a ancoragem dos perfis TOVS certamente coloca um sério problema no processamento TOVS regional, merecendo considerável esforço adicional em termos de pesquisa e de coleta de dados em tempo real.

7.5.4 - CONTROLE DE QUALIDADE

No final do processamento TOVS pelo ITPP-4, os perfis inferidos são submetidos a uma série de testes de consistência no modo automático (e. g., critério superadiabático), pela qual um certo número de perfis é rejeitado.

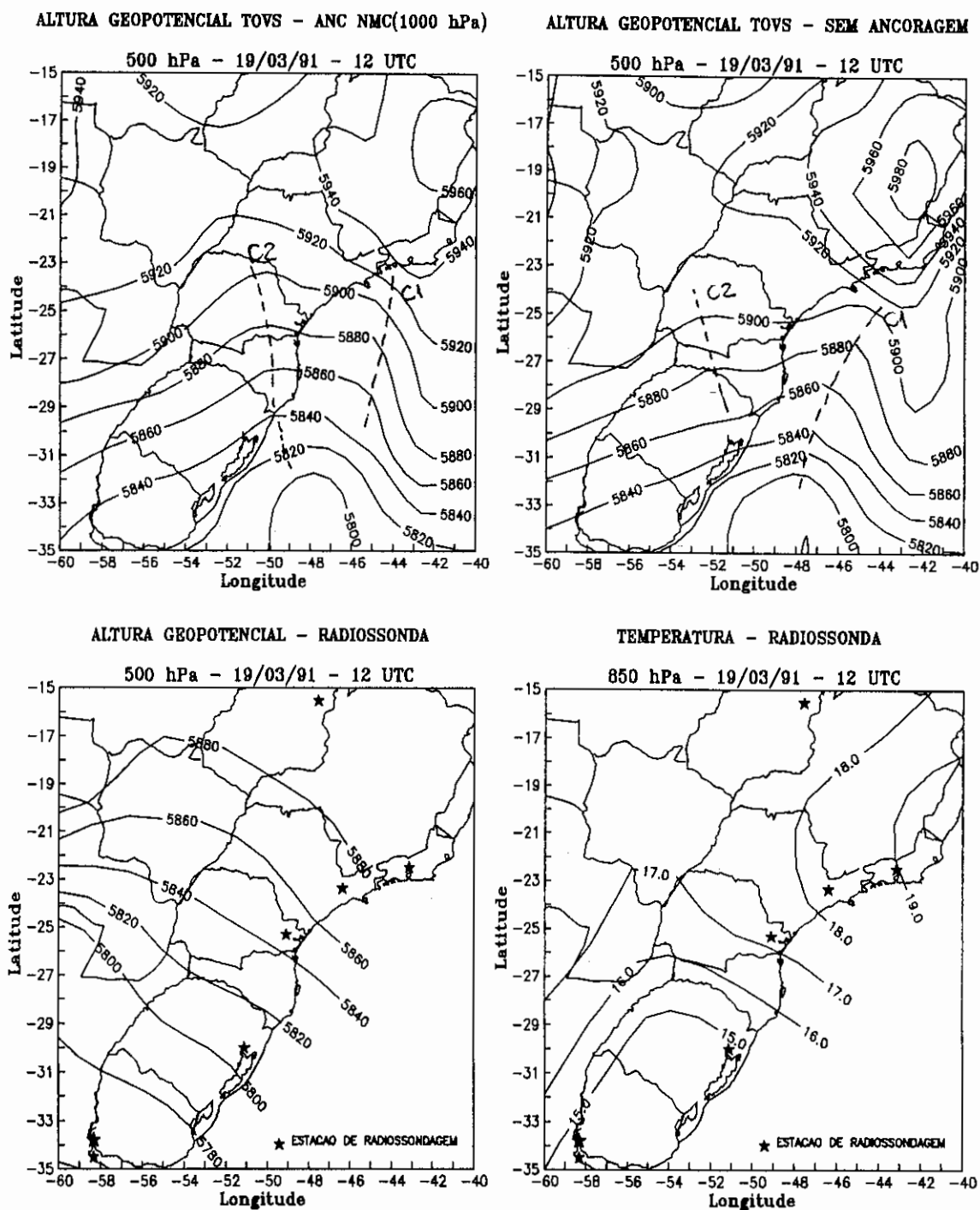


Fig. 7.18 - Altura geopotencial em 500 hPa às 12 UTC: (a) TOVS ancorado com dados de análise do NMC no oceano e continente; (b) TOVS sem ancoragem; (c) radiossondagem; e, (d) campo de temperatura em 850 hPa às 12 UTC da radiossondagem. Todos para 19/03/91.

Entretanto, um controle de qualidade posterior mostra-se de fundamental relevância. Talvez o principal seja a comparação dos resultados com a estimativa inicial. Note-se que a abordagem da resolução da EITR é de caráter linear e baseia-se numa expansão em série de Taylor (ver Capítulo 4). Portanto, a diferença entre o resultado final e a estimativa inicial não deve ultrapassar certos valores de modo a garantir que os termos de ordem maior dessa expansão possam ser efetivamente desprezados. Esse critério foi utilizado com sucesso na presente pesquisa, na qual o valor crítico adotado para esta diferença foi de 2°C em todos os níveis, com base em testes empíricos e critérios de consistência.

Após a comparação com a estimativa inicial, ainda é necessário proceder à crítica dos resultados, desta vez com base em critérios de consistência meteorológica e comparações com observações independentes como, por exemplo, as realizadas por radiossondagem.

A contaminação pelas nuvens é o fator que mais contribui para a deterioração dos perfis TOVS. Em geral, de 10 a 15% dos perfis inferidos pelo ITPP-4, aproximadamente, foram eliminados no processo de controle de qualidade empregado no presente trabalho.

7.5.5 - ESTIMATIVA INICIAL

Como discutido no Capítulo 4, a qualidade dos resultados TOVS depende da estimativa inicial. Como não se dispõe de resultados de modelos de previsão numérica para as nossas regiões, com resolução espacial compatível com a do TOVS e, como as análises do NMC foram utilizadas na presente pesquisa com finalidades comparativas, optou-se neste trabalho por utilizar uma estimativa inicial

independente (regressão linear, interna ao ITPP-4) ainda que não fosse da melhor qualidade.

A qualidade da estimativa inicial pode ser caracterizada com base na crítica dos resultados TOVS que se fundamenta em seus afastamentos da estimativa inicial, conforme discutido na seção anterior. Assim sendo, quando a climatologia de ar superior contida no ITPP-4 foi utilizada como estimativa inicial, em geral um grande número de perfis foi rejeitado (mais de 50%), ao passo que a estimativa inicial por regressão linear o sucesso da inferência foi sempre muito maior.

A Figura 7.19 (a-d) ilustra um experimento realizado com estimativa inicial climatológica que deve ser comparado com os resultados da regressão linear. O afastamento dos resultados TOVS em relação à estimativa inicial climatológica foi sendo aumentado (2°C ; $2,5^{\circ}\text{C}$; e, 3°C) de modo que o número de perfis inferidos (Figura 7.19 a e b) aproximasse daquele obtido com a estimativa por regressão (Figura 6.10c). Note-se que quanto maior o valor desse afastamento, maior a probabilidade de se incorporar aos resultados TOVS perfis de má qualidade. Esta foi uma das razões que determinaram a adoção da estimativa por regressão linear no presente trabalho. Na filtragem com 2°C de máximo afastamento, 70% dos perfis TOVS com estimativa inicial climatológica foram eliminados. Com 3°C , esta percentagem caiu para 30%, aproximadamente.

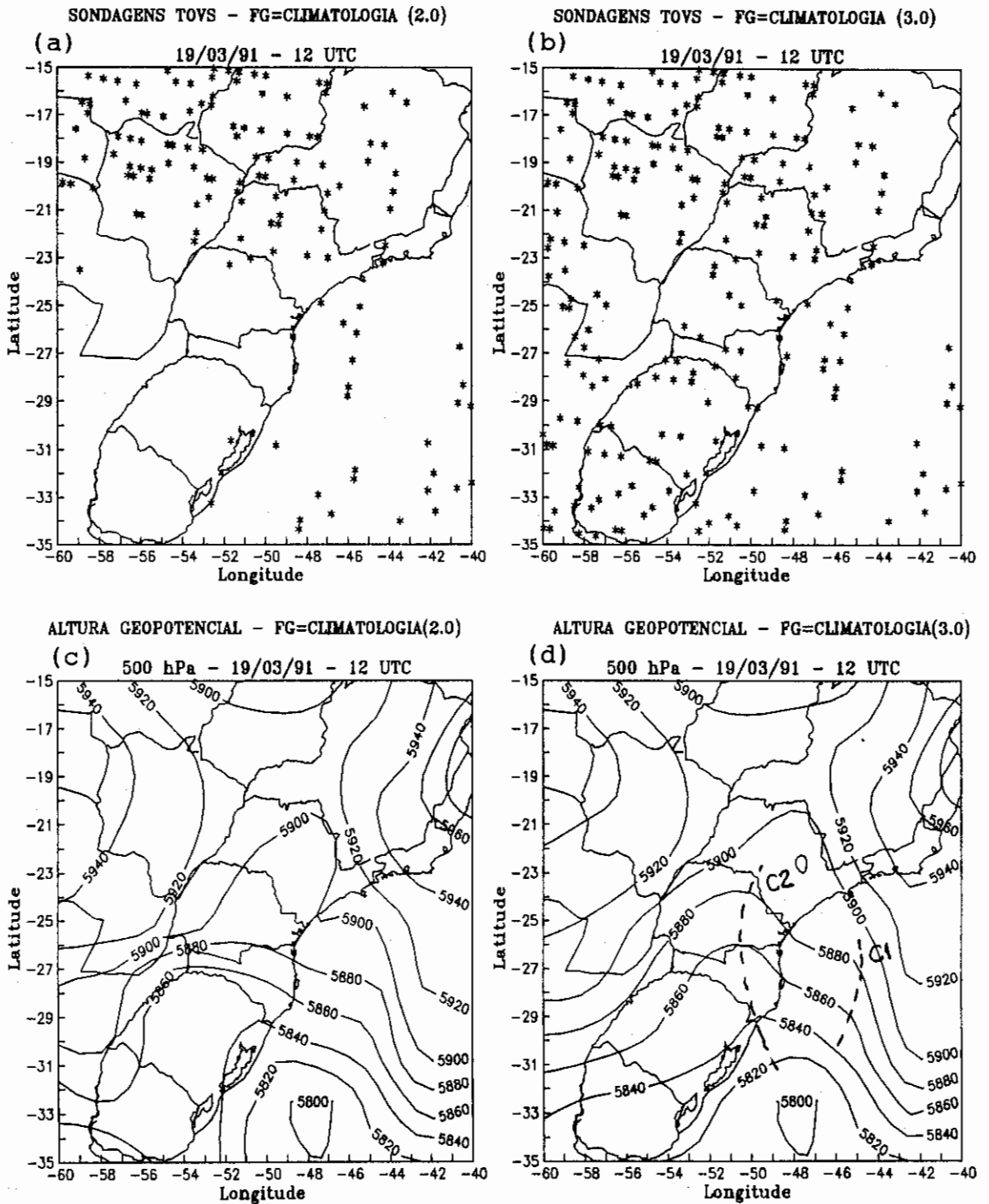


Fig. 7.19 - Sondagens obtidas com estimativa inicial climatológica com 2°C (a) e 3°C (b) de afastamento máximo do perfil inferido em relação à estimativa inicial e o mesmo para altura geopotencial (m): 2°C (c) e 3°C (d); todos para 19/03/91 às 12 UTC.

Nos campos de altura geopotencial apresentados na Figura 7.19 (c e d), nota-se claramente que com o aumento do grau de afastamento em relação à estimativa inicial, a configuração do campo aproxima-se ao obtido com dados de regressão (Figura 7.10a). Porém, do ponto de vista sinótico, o campo apresentado com estimativa inicial via regressão é de melhor qualidade, principalmente no que se refere à configuração dos cavados (C1 e C2).

Smith et al. (1985) obteve campos de altura geopotencial empregando estimativas iniciais via regressão e por climatologia. Alguns campos com estimativa inicial climatológica foram de melhor qualidade do que os campos correspondentes ao que utiliza regressão e, esse autores não chegaram a uma conclusão clara a respeito, afirmando apenas tratar-se de um caso "curioso". Teoricamente, a estimativa inicial climatológica é pior devido à disponibilidade de dados apenas para duas estações do ano (verão e inverno do Hemisfério Norte) e à sua distribuição espacial em cinturões latitudinais de 15° , conforme discutido no Capítulo 5. Isso é mais grave para o Hemisfério Sul, já que no ITPP a mesma climatologia é aplicada levando-se em conta apenas a estação do ano correspondente.

Entretanto, a presente pesquisa indica que a inferioridade da climatologia como estimativa inicial é bem clara se comparada à regressão linear.

CAPÍTULO 8

RESUMO, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O objetivo da presente pesquisa foi avaliar o potencial da técnica TOVS na caracterização e na evolução de fenômenos meteorológicos e o impacto dos dados de sondagem por satélite em um modelo diagnóstico simples no Brasil. Para tanto, foi realizado um estudo de caso (chuvas de 19 de março de 1991 na Grande São Paulo e litoral) no qual foram empregadas radiâncias do TOVS processadas no nível 1B, análises do NMC, observações de ar superior e superfície e imagens de cobertura de nuvens obtidas por satélites geoestacionários.

As radiâncias TOVS foram processadas empregando-se o pacote ITPP, cuja versão mais recente foi implementada, como parte deste trabalho de dissertação, no computador VAX 11/780 do CCS/INPE. Além disso, os aspectos dinâmico-sinóticos foram estudados utilizando-se um modelo diagnóstico que opera em microcomputador (PC 386).

Com base nas pesquisas realizadas conclui-se que, em geral, o impacto dos dados de satélite é positivo, especialmente pela disponibilidade de dados na região oceânica e pela alta resolução espacial, e que há boa concordância entre os resultados TOVS e a situação meteorológica observada nas imagens de satélite. A evolução temporal foi bem reproduzida pelo TOVS, cujos dados eram disponíveis a cada seis horas.

Ao se comparar com o TOVS, as análises do NMC normalmente tendem a suavizar os campos de temperatura e de umidade. Isto certamente decorre do fato de os dados TOVS terem sido processados com cerca de 60 km de resolução. Essa alta resolução espacial permitiu, em comparação com as

análises do NMC, cuja resolução espacial é 2,5 graus, um maior detalhamento das estruturas meteorológicas atuantes.

Por outro lado, a assimilação de dados TOVS no modelo diagnóstico comprovou sua utilidade mesmo quando o campo de vento é obtido a partir da análise do NMC e não de dados observacionais.

Entre os parâmetros estudados, o índice K e a água precipitável, ambos obtidos a partir dos perfis TOVS, mostraram-se particularmente relevantes no diagnóstico e no acompanhamento da evolução do fenômeno.

O tipo de estimativa inicial influi na qualidade dos resultados TOVS. Neste trabalho, a estimativa por regressão linear produziu resultados satisfatórios, tendo como vantagens o caráter independente e a fácil utilização por ser interna ao pacote ITPP-4. No entanto, futuras pesquisas devem contemplar outras alternativas tais como o uso do pacote 3I que apresenta, como principal característica, um banco de dados de ar superior global bastante representativo, a partir do qual são escolhidas as estimativas iniciais com base em critérios meteorológicos/radiométricos. Além disso, o 3I seria também muito valioso em estudos comparativos em nossas regiões que envolvessem o ITPP-4.

A ancoragem dos perfis TOVS na superfície demonstrou ser um procedimento que contribui para melhorar a qualidade dos resultados. Talvez as maiores dificuldades em adotar este procedimento decorram da carência de dados nas regiões oceânicas e do fato de ser a rede convencional continental operada apenas três vezes ao dia.

A disponibilidade de dados TOVS a cada seis horas permite o monitoramento de fenômenos de rápido

desenvolvimento, como o evento estudado neste trabalho. Certamente, os produtos TOVS das 00 UTC do dia 19 de março, horário em que não se dispõe de observações de radiossondagem em nossas regiões, mostraram claras indicações de intensificação do sistema responsável pelas fortes e persistentes chuvas que ocorreram mais tarde na região.

Portanto, de acordo com a presente pesquisa, os dados TOVS mostram-se viáveis para o diagnóstico e monitoramento de sistemas de escala sinótica e sub-sinótica. A disponibilidade de outros dados como, por exemplo, imagens de satélite e produtos numéricos certamente contribuem para melhorar a qualidade desses diagnósticos.

Além disso, os dados TOVS mostraram-se especialmente úteis em nossas regiões em vista da deficiência de dados convencionais, principalmente no período noturno.

Assim sendo, a disponibilidade dos dados TOVS em tempo real nos centros regionais de previsão de tempo é certamente importante. Portanto, o processamento regional dos dados TOVS é aconselhável por questões de resolução espacial e de mais rápida aquisição se comparado ao processamento global (NESDIS/GTS). Os dados TOVS globais são disseminados pelo NESDIS com resolução de 250 km. Entretanto, o processamento e a disseminação dos dados demandam um tempo que torna a previsão de tempo de curtíssimo prazo inviável. Além disso, ainda persiste a problemática referente à taxa de transmissão de dados entre Brasília e Washington, DC (EUA).

Nota-se que no esquema utilizado neste trabalho, cada passagem do TOVS/TIROS-N/NOAA (5°N a 45°S)

leva cerca de 30 minutos de CPU para ser processada pelo ITPP-4. Como em média dispõe-se de apenas duas passagens e o interesse regional comumente restringe-se a áreas menores do que essa, um bom sistema computacional semelhante ao utilizado neste trabalho certamente garante o processamento TOVS completo em tempo para utilização na previsão operacional.

Outro aspecto confirmado pela presente pesquisa é a necessidade de familiaridade do usuário com a técnica para que resultados de boa qualidade sejam alcançados. Talvez seja essa a razão pela qual o potencial do TOVS para fins sinóticos ainda não tenha sido adequadamente explorado a nível mundial, especialmente onde há carência de dados convencionais - poucos são os trabalhos dessa natureza encontrados na literatura que utilizam dados TOVS.

Naturalmente, a presente pesquisa abre efetivamente uma nova área de aplicação de satélites meteorológicos no Brasil. Com certeza, há necessidade de mais estudos de casos para que sejam melhor estabelecidas as vantagens e as limitações da técnica de sondagem em seu estágio atual, antes de sua introdução em âmbito operacional no País.

Um importante assunto que também deve ser mais pesquisado é a utilização simultânea de observações de radiossondagem, perfis TOVS e análise do NMC. Os pesos adequados a serem atribuídos a esses diferentes tipos de dados e a forma de assimilação conjunta desses dados estão ainda por ser melhor determinados.

Por fim, a presente pesquisa é um passo no sentido de se preparar para o uso do novo sistema sondador a ser iniciado em 1993, a bordo dos satélites da série NOAA

K, L, M, e que deverá operar até o fim da década. Esse sistema continuará realizando sondagens no infravermelho com um instrumento análogo ao atual HIRS/2 do TOVS, porém, terá sua capacidade de sondagem em microondas muito ampliada através das AMSU-A e B, com 15 canais para temperatura e 5 para umidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Achtor, T.; Woolf, H.; Schreiner, A. User's guide to the International TOVS Processing Package. Wisconsin. University of Wisconsin-Madison. Aug. 1990. (A Report from the CIMSS).
- Andersson, A.; Hollingsworth, A.; Kelly, G.; Lönnberg, P.; Pailleux, J.; Zhang, Z. Global observing system experiments on operational statistical retrievals of satellite sounding data. *Monthly Weather Review*, 119(8):1851-1864. Aug. 1991.
- Baker, W.E. Joint NESDIS/NASA/NMC effort to develop an advanced satellite retrieval system. In: International TOVS Study Conference, 6., Airlie, VA, May 1-6, 1991. *Proceedings*. Wisconsin, Ed. W.P. Menzel, 1991, p. 35-39.
- Baker, W.E.; Atlas, R.; Halem, M.; Susskind, J. A case study of forecast sensitivity of data and data analysis techniques. *Monthly Weather Review*, 112(8):1544-1561. Aug. 1984.
- Barnes, S.L. A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *Journal Applied Meteorology*, 3(4):396-409. 1964.
- Chahine, M.T.; Susskind, J. Inverse problems in radiative transfer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 27(6): 960-967. Sept. 1970.
- _____. Fundamentals of the GLA physical retrieval method. Preprint. 1990.
- Chedin, A.; Scott, N.A.; Wahiche, C.; Moulinier, P. The improved initialization inversion method: a high resolution physical method for temperature retrievals from satellites of the TIROS-N series. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24(2): 128-143, Feb. 1985.
- _____. The "3I" procedure applied to the retrieval of meteorological and climate parameters from NOAA-7. *Ocean-Air Interaction*, 1(1):29-42, 1986.

- Dong, C.; Fengying, Z.; Dongfeng, L.; Maonong, R.; Bo, Z.; Baosua, W. A regional TIROS-N series sounding data operational processing system. In: International TOVS Study Conference, 4., Igls, Austria. Oct. 1988. **Proceedings**. Wisconsin, Ed. M.J. Lynch and W.P. Menzel, 1988. p. 1-13.
- Dong, C.; Li, G.; Zhang, W.; Wu, B.; Ran, M.; Liu, Q.; Zhang, M. Study of simultaneous physical retrieval method for meteorological parameters over the continent of China. In: International TOVS Study Conference, 6., Airlie, Virginia. May 1-6, 1991. **Proceedings**. Wisconsin, Ed. W.P. Menzel, 1991. p. 87-117.
- Daniels, J.M.; Goldberg, M.D.; Fleming, H.E.; Katz, B.; Baker, W.E.; Deaven, D.G. A satellite retrieval/forecast model interactive assimilation system. Conference on Weather Analysis and Forecasting, 12., Monterey, CA, Oct. 1989.
- Doswell III, C.A. Obtaining meteorologically significant surface divergence fields through the filtering property of objective analysis. *Monthly Weather Review*, 105(7): 885-892. July 1977.
- Eyre, J.R.; Lorenc, A.C. Direct use of satellite sounding radiances in numerical weather prediction. *Meteorological Magazine*, 118(1398):13-16, 1989.
- Ferreira, M.E. Um estudo sobre a convecção na Amazônia utilizando dados de sondagem do VAS. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1(2):61-66. 1986.
- _____. Algoritmos em três dimensões para inferência de perfis de temperatura e de umidade a partir de radiancias obtidas pelo VAS. (Tese de Doutorado em Meteorologia) Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, fev. 1987. (INPE-4104-TDL/258).
- Fleming, H.E.; Barnes, L.L. Satellite tomographic remote sensing by frequency scanning. In: The International Workshop on Remote Sensing Retrieval Methods, Williamsburg, VA Dec. 15-18, 1987. **Proceedings**. Wisconsin, Ed. P.W. Menzel, 1987. p. 35-88.

- Flobert, J.-F.; Andersson, E.; Chédin, A.; Hollingsworth, A.; Kelly, G.; Pailleux, J.; Scott, N.A. Global data assimilation and forecast experiments using the improved initialization inversion method for satellite soundings. *Monthly Weather Review*, 119(8):1881-1914. Aug. 1991.
- Hollingsworth, A. and Lönnberg, P. The verification of Objective Analyses: diagnostics of analysis system Performance. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 40(1-3):3-27. 1989.
- Kaplan, L.D. Inference of atmospheric structure from remote radiation measurements. *Journal of Optical Society of America*, 49(10):1004-1007. Oct. 1959.
- Kashiwagi, K. On the impact of space-based observing system in the JMA global forecast/analysis system. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 65(2):189-219. Apr. 1987.
- Kelly, G.; Andersson, E.; Hollingsworth, A.; Lönnberg, P.; Pailleux, J.; Zhang, Z. Quality control of operational physical retrievals of satellite sounding data. *Monthly Weather Review*, 119(8):1866-1880. Aug. 1991.
- Kelly, G.; Mills, G.A.; Smith, W.L. Impact of Nimbus-6 temperature soundings on Australian Region Forecasts. *Bulletin of American Meteorological Society*, 59(4):393-405. Apr. 1978.
- King, J.I.F. The radiative heat transfer of planet Earth. In: Van Allen, J.A., ed. *Scientific uses of earth satellites*. Ann Arbor, The University of Michigan Press, 1956. p. 133-136.
- Lorenc, A.C. Strategies for assimilating sounding information. Use of Satellite Data in Operational Numerical Weather Prediction ECMWF/EUMETSAT Workshop, May, 1989.
- McMillin, L. Results from an empirical classification retrieval method. In: International TOVS Study Conference, 6., Airlie, VA, May 1-6, 1991. *Proceedings*. Wisconsin, Ed. W.P. Menzel, 1991. p. 321-331.
- Maddox, R.A. An objective technique for separating macroscale and mesoscale features in meteorological data. *Monthly Weather Review*, 108(8):1108-1121. Aug. 1980.

- National Environmental Satellite, Data, and Information Service (NESDIS) Office of research and application - Research Programs. Office of research and applications staff, Washington, DC 20233. Oct. 1989.
- Ohring, G. Impact of satellite temperature sounding data on weather forecasts. *Bulletin of American Meteorology Society*, 60(10):1142-1147. Oct. 1979.
- Organizacion Meteorologica Mundial (OMM) Los logros de la OMM - 40 años al servicio de la Meteorologia y la Hidrologia internacionales. Ginebra, 1990. (OMM, n° 729).
- Rao, P.K.; Holmes, S.J.; Anderson, R.K.; Winston, J.S.; Lehr, P.E. *Weather Satellites: systems, data, and environmental applications*. Boston, American Meteorology Society. 1990.
- Revercomb, H.E.; Buijs, J.; Howell, H.B.; Knuteson, R.O.; LaPorte, D.D.; Smith, W.L.; Sromovsky, L.A.; Woolf, H.W. Radiometric calibration of IR interferometers: experience from the high-resolution interferometer sounder (HIS) aircraft instrument. In: *Advances in Remote Sensing Retrieval Methods*, Wisconsin, A. Deepak Publishing, 1987. p. 89-124.
- Schlatter, T.W. An measurement of operational TIROS-N temperature retrievals over the United States. *Monthly Weather Review*, 109(1):110-119. Jan. 1981.
- Scott, N.A.; Chédin, A.; Achard, V.; Bonnet, B.; Cheruy, F.; Claud, C.; Escobar, J.; Husson, N.; Rieu, H.; Tahani, Y.; Tournier, B. Recent advances in the 3D thermodynamic analysis of the Earth system through the "3I" algorithm. Extension to the second generation vertical sounders, França. ARA/LMD. May, 1991.
- Silva Dias, M.A.F.; Silva Dias, P.L. Uso de mensagens GRID em conjunto com dados convencionais para fins de análise objetiva e implicações na análise diagnóstica. In: *Congresso Interamericano de Meteorologia, 1., Congresso Brasileiro de Meteorologia, 4., Brasília, out. 1986. Anais. Belo Horizonte, Ed. Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1986. p. 153-158.*
- Silva Dias, P.L.; Etchichury, P.; Pereira Filho, A.J.; Satyamurti, P.; Silva Dias, M.A.F.; Grammelsbacher, I.; Grammelsbacher, E. As chuvas de março de 1991 na região de São Paulo. *Climanálise*, 6(5):44-59. 1991.

Smith, W.L. Iterative solution of the radiative transfer equation for the temperature and absorbing gas profile of an atmosphere. *Applied Optics*, 9(9):1993-1999, Sep. 1970.

_____. Passive radiometry for vertical sounding from meteorological satellite. *Applied Optics*, 22(17): 2641-2643, Sept. 1983.

_____. Satellites. In: Houghton, D.D. *Handbook of applied meteorology*. Cambridge, GB, Cambridge University Press, 1985. Cap. 10, p. 380-472.

_____. Atmospheric soundings from satellite-false expectation or the key to improved weather prediction? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 117(498):267-297. 1991.

Smith W.L.; Revercomb, H.E.; Howell, H.B.; Woolf, H.M.; LaPorte, D.D. The high resolution interferometer sounder (HIS). *CIMSS (view)*, 2(3), 1986.

Smith, W.L.; Suomi, V.E.; Menzel, W.P.; Woolf, H.M.; Stromovsky, L.A.; Revercomb, H.E.; Hayden, C.M.; Erickson, D.N.; Mosher, F.R. First sounding results from VAS-D. *Bulletin of American Meteorology Society*, 62(2):232-236. 1981.

Smith, W.L.; Woolf, H.M. The use of eigenvectors of statistical covariance matrices for interpreting satellites sounding radiometer observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(7):1127-1140, July 1976.

Smith, W.L.; Woolf, H.M.; Fleming, H.E. Retrieval of atmospheric temperature profiles from satellite measurements for dynamical forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, 11(1):113-122. 1972.

Smith, W.L.; Woolf, H.M.; Hayden, C.M.; Schreiner, A.J. The simultaneous retrieval export package. In: *The International TOVS Study Conference, 2., Igls, Austria. Sept. 1985. Proceedings.* Wisconsin, Ed. W.P. Menzel, 1985. p. 224-253.

Smith, W.L.; Woolf, H.M.; Hayden, C.M.; Wark, D.C.; McMillin, L.M. The TIROS operational vertical sounder. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 60(10):1177-1187, Oct. 1979.

Tikhonov, A.N.; Arsenin, V.Ya. **Solution of ill-posed problems.** Washington, DC, V.H. Winston, 1977.

Tracton, M.S.; Desmarais, A.J.; Van Haaren, R.J.; McPherson, R.D. The impact of satellite soundings on the National Meteorological Center's Analysis and Forecast System - The Data System Test Results. **Monthly Weather Review**, 108(5):543-586. May 1980.

Twomey, S. **Introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements.** New York, NY, Elsevier North-Holland Inc. 1977.

Veja, v. 25, n^o 1, p. 57. Jan. 1992.

Weinreb, M.P.; Fleming, H.E.; McMillin, L.C.; Neuendorffer, A.C. **Transmittances for the TIROS operational vertical sounder.** Washington, DC, NOAA, Sept. 1981. (NOAA Technical Report NESS 85).

Werbowetzki, A. **Atmospheric sounding user's guide.** Washington, DC, NOAA, Apr. 1981. (NOAA Technical Report NESS 83).

Yamazaki, Y.; Nakamura, Y.; Ho, M.R.C.; Ho, C.S.N. Experimento de intercomparação: sondagens TOVS e radiossondagens. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2(2):157-166, 1987.

World Meteorological Organization (WMO) **Executive Council Panel of Experts/CBS Working Group on Satellites.** Geneva, 16-20 Mar. 1992. p. 16-20. (Final Report).