

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

**MODELAGEM E ANÁLISE DE SONDAGENS REMOTAS SOBRE O BRASIL
UTILIZANDO-SE O SISTEMA ICI**

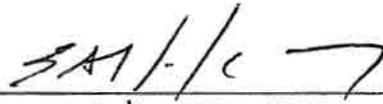
João Carlos Carvalho

**Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelos Drs. Nelson Jesus Ferreira e
Fernando Manuel Ramos**

**INPE
São José dos Campos
2002**

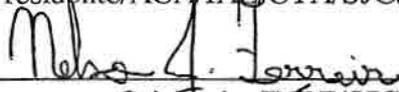
Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Doutor em Meteorologia.**

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado



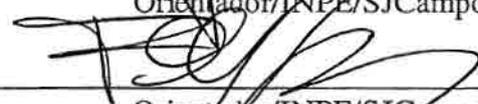
Presidente/ACA/IAE/CTA/SJCampos-SP

Dr. Nelson Jesus Ferreira



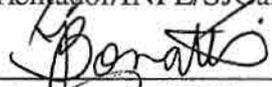
Orientador/INPE/SJCampos-SP

Dr. Fernando Manuel Ramos



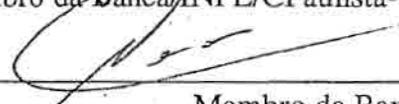
Orientador/INPE/SJCampos-SP

Dr. José Paulo Bonatti



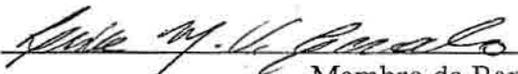
Membro da Banca/INPE/CPaulista-SP

Dr. Adilson Wagner Gandu



Membro da Banca
Convidado IAG/USP, São Paulo-SP

Dr^a Leila Maria Vespoli de Carvalho



Membro da Banca
Convidada IAG/USP, São Paulo-SP

Candidato (a): João Carlos Carvalho

São José dos Campos, 24 de setembro de 2002.

A minha querida esposa Isabel...

AGRADECIMENTO

Em primeiro lugar eu gostaria de agradecer ao Dr. Nelson Jesus Ferreira e Dr. Fernando Manuel Ramos pela orientação e principalmente pela amizade e confiança que em mim depositaram.

À Pós Graduação em Meteorologia (PGMet), ao Centre de Météorologie Spatiale (CMS/Meteo-France), Divisão de Satélites Ambientais (DSA) e ao Centro de Previsão de tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), por fornecer os recursos necessários para o desenvolvimento desta tese.

Ao CNPq pelo auxílio financeiro através do programa de doutorado N. 142400/1998-0.

Aos membros participantes da banca examinadora, pelas críticas e sugestões que ajudaram no aprimoramento deste trabalho.

À minha família, pelo apoio emocional e aos colegas da PGMet, LAC e CMS, pelo incentivo e amizade.

Ao pessoal do CMS, em Especial aos Drs. Lydie Lavanant pela coordenação científica e sugestões para este trabalho e ao Dr. Guy Rochard que permitiu minha ida CMS.

A minha esposa Isabel pela imensa paciência e compreensão nos momentos difíceis.

RESUMO

O objetivo deste trabalho é investigar o problema da inferência de perfis verticais de temperatura e umidade em uma atmosfera tropical usando dados coletados remotamente pelo sondador ATOVS. O modelo escolhido para o pré-processamento dos dados foi o ATOVS and AVHRR Processing Package (AAPP) e para a obtenção das sondagens foi utilizado o modelo de inversão Inversion Coupled with Imager (ICI). Para se alcançar os objetivos propostos foram utilizados 35 dias de dados provenientes do satélite NOAA-15, no período entre 03 de Fevereiro a 08 de Março de 2000. O processo de validação dos resultados foi feito através de comparações com medidas *in-situ* (radiosondagens) e com análise de modelos de previsão numérica de tempo fornecidos pelo CPTEC e também pelo ECMWF. Diferentes condições atmosféricas e tipos de superfície foram considerados e todos os ciclos do processo de sondagem foram analisados. As análises envolveram o tratamento dos dados recebidos pelo satélite, a preparação dos dados para o processo de inversão (detecção de nuvens, espalhamento, temperatura e emissividade da superfície, etc.), a seleção do perfil inicial e processo de inversão; o modelo de transferência radiativa (modelo direto), e o estudo do impacto dos perfis assimilados em um modelo de previsão numérica de tempo. Os resultados obtidos mostraram que com as modificações introduzidas no ICI os perfis verticais de temperatura e umidade apresentaram muito boa qualidade, e atingiram o nível de desempenho desejado pela especificação dos sensores ATOVS. Os resultados também mostraram que é mais simples inferir perfis de temperatura e umidade sobre o oceano do que sobre continente, e surpreendentemente, foi encontrado que a condição atmosférica não afeta significativamente a acurácia do processo de inversão. É importante ressaltar também que o uso da quantidade de água precipitável como fonte adicional de informação durante a seleção do perfil inicial melhorou consideravelmente a estatística do erro das sondagens de umidade sobre oceano. Além disso, o impacto das sondagens no modelo de previsão Eta foi positivo em algumas regiões e negativo em outras, não se chegando a uma conclusão definitiva a este respeito.

ABSTRACT

The purpose of this work is to study the problem of retrieving temperature and moisture profiles in a tropical atmosphere using data from the Advanced TIROS Operational Vertical Sounder (ATOVS) sounder. To accomplish this research the ATOVS and AVHRR Processing Package (AAPP) model for the ingestion and pre-processing the HRPT files and the Inversion Coupled with Imager (ICI) system were used for obtaining the sounding products. Thirty five days of NOAA-15 satellite data over Brazil for the period of 02/03/2000 to 08/03/2000, were used as data basis. The results are compared with *in-situ* measurements (radiosonde profiles) and the CPTEC numerical weather prediction analysis. Different atmospheric conditions and surface types were considered and the following components of the sounding process were analyzed: treatment of the satellite's ingestion data; pre-processing (cloud detection, scattering identification, surface temperature and emissivity, etc.) data; the first guess selection and the inversion process (retrieval); the radiative transfer model (forward model); and analysis of the impact of the retrieved profiles on a numeric weather forecast model performance. The results show that the sounder products had a good accuracy. The temperature and humidity profiles retrieved from ICI model using the changes proposed in the work had reached the levels of quality specified by the ATOVS sensors. The results showed that it is easier to retrieve temperature and moisture profiles over sea than over land and, surprisingly, the atmospheric conditions do not affect significantly the accuracy of the inversion process. Also the use of precipitable water as additional source of information in the first guess selection, improve considerably the error statistics of moisture soundings over oceanic areas. The impact of the ATOVS soundings in forecasts field was positive in some areas but negative in others.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	8
LISTA DE TABELAS.....	18
LISTAS DE SIGLAS E ABREVIATURAS.....	20
LISTA DE SÍMBOLOS.....	23
CAPITULO 1 - INTRODUÇÃO.....	25
CAPITULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	31
2.1 - Evolução Histórica da Sondagem Remota da Atmosfera.....	31
2.2 - Princípios da Sondagem Remota da Atmosfera.....	37
2.2.1 - Transferência radiativa na atmosfera.....	37
2.2.1.1 - Funções Peso.....	39
2.2.1.2 - A ETR na Forma Simplificada.....	40
2.2.2 - A Solução para a ETR.....	41
2.2.3 - Metodologias para Resolução da ETR.....	42
2.2.3.1 - Métodos Explícitos.....	43
2.2.3.2 - Métodos Implícitos.....	50
2.3 - Assimilação de Perfis Verticais de Temperatura e Umidade em Modelos de Previsão Numérica de Tempo.....	52
2.3.1 - Evolução Histórica dos Métodos de Assimilação de Dados na Atmosfera.....	53
2.3.2 - Princípios de Assimilação de Dados.....	56
2.3.2.1 - O sistema de observação.....	57
2.3.2.3 - O ciclo da assimilação.....	59
2.3.2.4 - Assimilação Sequencial e Variacional.....	60
CAPÍTULO 3 - INSTRUMENTAÇÃO E MODELOS.....	63
3.1 - O sistema ATOVS/AVHRR.....	63

3.2 - O modelo AAPP.....	67
3.2.1 - Principais módulos do AAPP.....	67
3.3 – Mask AVHRR for Inversion ATOVS (MAIA)	70
3.4 – Modelagem dos Efeitos Precipitação e Espalhamento nos Canais AMSU..	76
3.5 - O modelo ICI.....	79
3.5.1 - A Obtenção do Perfil Inicial.....	81
3.5.2 - Parâmetros de Superfície.....	82
3.5.3 - Esquema de Inversão.....	82
3.5.4 - “Tuning”	84
3.6 - O Modelo de Transferência Radiativa (Modelo Direto)	85
3.7 – O modelo Eta.....	88
3.8 – O modelo de assimilação RPSAS.....	89
CAPITULO 4 - DADOS E METODOLOGIA.....	91
4.1 – Dados.....	91
4.1.1 - Dados de Satélite.....	91
4.1.2 - Dados de Previsão de Tempo.....	93
4.1.3 – Dados de Análise.....	93
4.1.4 - Dados de Radiossondagens.....	94
4.2 - Identificação e Tratamento dos Pixels Nublados.....	95
4.2.1 – Máscara de Nuvens no Infravermelho.....	95
4.2.2 – Máscara de Nuvens para os Canais Microondas.....	96
4.3 – Obtenção dos Perfis de Temperatura e Umidade.....	98
4.4 - Estimativa da Emissividade da Superfície para os Canais AMSU.....	99
4.5 - Seleção de Canais.....	101
4.6 – Assimilação dos Perfis de Temperatura e Umidade no Modelo Regional Eta.....	104
CAPITULO 5 - RESULTADOS.....	111
5.1 - Máscara de Nuvens.....	111
5.1.1 - Detecção de Pixels com Nuvens para os Canais Infravermelhos.....	111

5.1.2 - Identificação de pixels contaminados por espalhamento e precipitação para os Canais AMSU.....	132
5.2 - Inferência de Perfis Verticais de Temperatura.....	139
5.2.1 - Estatística da Comparação com Dados de Análise.....	139
5.2.2 - Estrutura Horizontal do Campo de Temperatura.....	141
5.2.3 - Comparação com Dados de Radiossondagens.....	142
5.2.4 - Considerações e Conclusões Parciais.....	144
5.3 - Inferência de Perfis Verticais de Umidade.....	156
5.3.1 - Estatística da Comparação com Dados de Análise.....	156
5.3.2 - Estrutura Horizontal do Campo de Umidade.....	160
5.3.3 - Comparação com Dados de Radiossondagem.....	161
5.3.4 - Considerações e Conclusões Parciais.....	162
5.4 - O Problema da Seleção de Canais.....	176
5.4.1 - Considerações e Conclusões Parciais.....	177
5.5 - O Modelo de Transferência Radiativa (Modelo Direto).....	180
5.5.1 - Estatística do Modelo Direto.....	181
5.5.2 - Temperatura da Superfície Terrestre.....	183
5.5.3 - Emissividade da Superfície Terrestre.....	184
5.5.4 - O Problema da Baixa Acurácia dos Canais Sensíveis ao Vapor d'água....	186
5.5.5 - Dependência do Modelo Direto com Relação ao Ângulo de Visada.....	187
5.6 - Assimilação dos Perfis Verticais de Temperatura e Umidade Obtidos a partir do modelo ICI.....	194
5.6.1 - Obtenção e Avaliação dos Campos de Análise e "Incrementos de Análise" com o Modelo de Assimilação RPSAS.....	194
5.6.2 - Avaliação do Impacto das Sondagens TOVS no Campo de Previsão do Modelo Eta/RPSAS.....	196
CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	210
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	216

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 – Esquema do ciclo de assimilação de dados. Ilustração da análise de dados do incremento da observação para o campo de vento em 200 hPa	61
3.1 – Esquema AAPP de processamento dos dados ATOVS/AVHRR.....	69
3.2 – Simulação obtida com o modelo de transferência radiativa RTTOV das diferenças entre a temperatura de brilho em 3.7 μm e 12 μm para diferentes valores de TPW, para situações sobre o continente, próximo do nadir.....	75
3.3 – Esquema do modelo de inversão ICI.....	80
4.1 - Campos médios de Radiação de Onda Longa (OLR) em Wm^{-2} obtidos a partir dos satélites NOAA: a) 23 a 27 de Fevereiro; b) 28 de Fevereiro a 03 de Março e; b) 04 a 08 de Março.....	107
4.2 – Temperatura de brilho do canal 8 do sondador HIRS/3 (11 μm), satélite NOAA-15, dia 28/02/2000 às 21:54 e 23:36Z, respectivamente.....	108
4.3 – Mesmo que a Figura 4.1, mas para o canal 1 do AMSU-A (23.8GHz)....	108
4.4 – Mesmo que a Figura 4.1, mas para o canal 1 do AMSU-B (89.0GHz).....	108
4.5 – Mesmo que a Figura 4.1, mas para o canal 5 do imageador AVHRR (12 μm).....	109
4.6 – Localização das estações de radiossondagens utilizadas para validação dos perfis inferidos de temperatura e umidade. Os limites da figura mostram a área utilizada pelo modelo ICI para geração da “biblioteca” de perfis iniciais.....	109
4.7 – Gráfico de espalhamento da água precipitável total sobre o oceano, estimada utilizando o algoritmo de Grody e a observada (análise do CPTEC).....	110
4.8 – Gráfico de espalhamento da água precipitável sobre o continente, estimada utilizando o algoritmo de regressão e a observada (análise do CPTEC).....	110

5.1.1 - Fig. 5.1.1 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS, processada a partir da imagem NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Utilizando dados de Previsão "P", (b) Utilizando dados climatológicos "C", (c) diferença entre as versões P e C.....	119
5.1.2 - Temperatura de brilho observada no canal 5 do AVHRR (12 µm). Imagem obtida pelo NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC.....	120
5.1.3 - Fig. 5.1.3 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS, processado a partir da imagem do NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC: (a) Utilizando dados de Previsão "P", (b) Utilizando dados climatológicos "C", (c) diferença entre as versões Pe C.....	121
5.1.4 - Imagens AVHRR obtidas pelo NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC: (a) Temperatura de brilho do canal 5 (12 µm). (b) Albedo do canal 1 (0.6 µm).....	122
5.1.5 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS resultante da aplicação do teste T1, processada a partir da imagem do NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Utilizando dados de Previsão, (b) Utilizando dados climatológicos.....	123
5.1.6 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS resultante da aplicação do teste T5, processada a partir da imagem do NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Utilizando dados de Previsão, (b) Utilizando dados climatológicos.....	124
5.1.7 - Fig. 5.1.7 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS resultante da aplicação do teste T4, processada a partir da imagem recebida do NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC. Utilizando a versão da Previsão "P".....	125
5.1.8 - Mesmo que a Figura 5.1.7, mas para o teste T2.....	125
5.1.9 - Fig. 5.1.9 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS resultante da aplicação do teste T4, processada a partir da imagem NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC. Utilizando a	

..... da Previsão "P".....	126
..... = mesmo que a figura 5.1.9, mas para o teste T7.....	126
5.1.11 - Desvio padrão calculado para cada área dentro de uma caixa contendo 3 x 3 pixels, processado a partir da imagem do NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC.....	127
5.1.12 - Desvio padrão calculado para cada área dentro de uma caixa contendo 3 x 3 pixels, processado a partir da imagem do NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC.....	127
5.1.13 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS. Processada a partir da imagem recebida do NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC: (a) utilizando dados de Previsão com o novo limite para o teste T4 (STDEV de 0.4 K); (b) diferença entre as versões Previsão e STDEV.....	128
5.1.14 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS. Processada a partir da imagem recebida do NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) utilizando dados de Previsão com o novo limite para o teste T4 (STDEV de 0.4 K); (b) diferença entre as versões Previsão e STDEV.....	129
5.1.15 - Classificação realizada pelo algoritmo de máscara de nuvens MAIA (em azul estão representado os pixels limpos e em vermelho os pixels nublados), processada a partir da imagem do NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Utilizando dados de PNT, (b) Utilizando dados climatológicos, e (c) Utilizando o novo limite para STDEV.....	130
5.1.16 - Classificação realizada pelo algoritmo de máscara de nuvens MAIA (em azul estão representado os pixels limpos e em vermelho os pixels nublados), processada a partir da imagem do NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC: (a) Utilizando dados de PNT, (b) Utilizando dados climatológicos, e (c) Utilizando o novo limite para STDEV.....	131
5.1.17 - Processamento da imagem do satélite NOAA-15 do dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Índice de espalhamento usando os canais em 23.8, 31.4 e 89.0 GHz, (b) Índice de espalhamento usando os canais em 89.0 e	

150.0 GHz, (c) Quantidade total de água líquida nas nuvens, e (d) Máscara de espalhamento (os pixels contaminados por espalhamento/precipitação são plotados em vermelho).....	134
5.1.18 - Imagens obtidas pelo NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Temperatura de brilho do canal 2 (150 GHz) do AMSU-B, e (b) Temperatura de brilho do canal 5 (183+-7 GHz) do AMSU-B.....	135
5.1.19 - Processamento da imagem do satélite NOAA-15 do dia 01/03/2000 às 10:23 UTC: (a) Índice de espalhamento usando os canais em 23.8, 31.4 e 89.0 GHz, (b) Índice de espalhamento usando os canais em 89.0 e 150.0 GHz, (c) Quantidade total de água líquida nas nuvens , e (d) Máscara de espalhamento (os pixels contaminados por espalhamento/precipitação são plotados em vermelho).....	136
5.1.20 - Imagens obtidas pelo NOAA-15, dia 01/03/2000 às 10:23 UTC: (a) Temperatura de brilho do canal 2 (150 GHz) do AMSU-B, e (b) Temperatura de brilho do canal 5 (183+-7 GHz) do AMSU-B.....	137
5.1.21 - Imagens obtidas pelo NOAA-15, dia 01/03/2000 às 10:23 UTC: (a) Temperatura de brilho do canal 4 do AVHRR (12 μ m), e (b) Albedo do canal 1 do AVHRR (0.6 μ m).....	138
5.2.1 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de temperatura entre os perfis inferidos pelo ICI e os observados (análise do CPTEC): sobre continente (esquerda) e oceano (direita).....	146
5.2.2 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de temperatura entre os perfis iniciais e observados (análise do CPTEC): sobre continente (esquerda) e oceano (direita).....	146
5.2.3 Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) padrão da diferença de temperatura entre os perfis inferidos pelo ICI e os observados (análise do ECMWF): sobre continente (esquerda) e oceano (direita).....	147
5.2.4 – Evolução temporal do erro RMS calculado a partir da diferença entre os perfis de temperatura inferidos (inversão) e os observados (análise e radiossondagem) sobre o oceano. O gráfico localizado na parte inferior	

mostra o número de observações usadas no cálculo desta estatística.....	148
5.2.5 - Evolução temporal do erro RMS calculado a partir da diferença entre os perfis de temperatura inferidos (inversão) e os observados (análise e radiossondagem) sobre o continente. O gráfico localizado na parte inferior mostra o número de observações usadas no cálculo desta estatística.....	149
5.2.6 - Campos de temperatura para os níveis de 500 hPa e 850 hPa derivados a partir do NOAA-15, para o dia 29 de Fevereiro de 2000 às 00:00 UTC: análise do CPTEC (esquerda); modelo ICI (centro); diferença entre ICI e análise do CPTEC (direita).....	150
5.2.7 - Campos médios de temperatura para os níveis de 500 hPa e 850 hPa, calculados entre os dias 23 de Fevereiro a 08 de Março para os horários das 00 e 12 UTC: análise do CPTEC (esquerda); modelo ICI (centro); diferença entre ICI e análise do CPTEC (direita).....	151
5.2.8 Mesmo que a Figura 5.2.7, mas para campos de análise do ECMWF.....	152
5.2.9 - Erro RMS dos perfis de temperatura (ICI - radiossonda) para diferentes tipos de superfície: a) continente (140 perfis), e b) oceano (22 perfis)...	153
5.2.10 - Estatística do erro entre os perfis inferidos e de radiossondagem (em azul) e entre os perfis inferidos e análise (em vermelho), sobre diferentes regiões do Brasil. São mostrados o desvio médio (linha tracejada) e RMS (linha contínua).....	154
5.2.11 - Comparação entre perfis de temperatura inferidos e de radiossondagem para: a) condição de céu limpo (08/03/2000 às 12:00 UTC; 8.8°S, 63.9°W); b) condição de céu nublado (08/03/2000 às 12:00 UTC; 25.5°S, 54.6°W).....	155
5.3.1 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de umidade específica entre os perfis inferidos pelo modelo de inversão ICI e os observados (análise do CPTEC): sobre continente (esquerda), e oceano (direita).....	164
5.3.2 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de umidade específica entre os perfis inferidos pelo modelo de inversão	

ICI e os observados (análise do ECMWF): sobre continente (esquerda), e oceano (direita).....	164
5.3.3 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de umidade específica entre os perfis iniciais e os observados (análise do CPTEC): sobre continente (esquerda), e oceano (direita).....	165
5.3.4 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de umidade relativa entre os perfis inferidos pelo modelo de inversão ICI e os observados (análise do CPTEC): sobre continente (esquerda), e oceano (direita).....	165
5.3.5 - Evolução temporal do erro RMS calculado a partir da diferença entre os perfis de umidade específica inferidos (inversão) e observados (análise e radiossondagem) sobre o oceano. O gráfico localizado na parte inferior mostra o número de observações usadas no cálculo desta estatística.....	166
5.3.6 - Evolução temporal do erro RMS calculado a partir da diferença entre os perfis de temperatura inferidos (inversão) e observados (análise e radiossondagem) sobre o continente. O gráfico localizado na parte inferior mostra o número de observações usadas no cálculo desta estatística.....	167
5.3.7 - Campos médios da TPW e conteúdo de vapor d'água integrado (kg/m ²) na camada (P_{sup} -750 hPa), para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000, horários das 00 e 12 UTC. São mostrados os campos de análise do CPTEC (esquerda); modelo ICI (centro); diferença entre ICI e análise do CPTEC (direita).....	168
5.3.8 - Campos médios do conteúdo de vapor d'água integrado (kg/m ²) para as camadas (750-500 hPa) e (500-250 hPa), para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000, horários das 00 e 12 UTC. São mostrados os campos de análise do CPTEC (esquerda); modelo ICI (centro); diferença entre ICI e análise do CPTEC (direita).....	169
5.3.9 - Mesmo que a Figura 5.3.7, mas para campos de análise do ECMWF....	170
5.3.10 - Mesmo que a Figura 5.3.8, mas para campos de análise do ECMWF.....	171

5.3.11 - Erro RMS dos perfis de umidade específico (ICI - radiossonda) para diferentes tipos de superfície: a) continente (140 perfis) e b) oceano (22 perfis).....	172
5.3.12 - Estatística do erro entre os perfis inferidos e de radiossondagem (em azul) e entre os perfis inferidos e análise (em vermelho), sobre diferentes regiões do Brasil. São mostrados o desvio médio (linha tracejada) e RMS (linha contínua).....	173
5.3.13 - Comparação entre perfis de umidade específica recuperada e de radiossondagem para: a) condição de céu limpo (08/03/2000 às 12:00 h; 8.8S, 63.9W); b) condição de céu nublado (08/03/2000 às 12:00 h; 25.3S, 54.6W).....	174
5.4.1 - Erro RMS dos perfis de temperatura sobre o continente (configurações de canais T1, T2 e T3): a) condição de céu limpo (1292 perfis) e b) condições de céu nublado (1664 perfis).....	178
5.4.2 - Erro RMS dos perfis de temperatura sobre o oceano (configurações de canais T1, T2 e T3): a) condição de céu limpo (1292 perfis) e b) condições de céu nublado (1664 perfis).....	178
5.4.3 - Mesmo que a Figura 5.4.1, mas para perfil de umidade.....	179
5.4.4 - Mesmo que a Figura 5.4.2, mas para perfil de umidade.....	179
5.5.1 - BIAS e o desvio padrão (STDEV) da diferença entre a temperatura de brilho simulada e observada pelo satélite. Cálculo realizado para o NOAA-15 para o período de 28 de Fevereiro a 08 de Março de 2000....	188
5.5.2 - Gráfico da dispersão entre a temperatura de brilho observada pelo satélite e a simulada pelo modelo RTTOV-6, para os canais 5 e 8 do sensor HIRS, canal 6 do AMSU-A e canal 5 do AMSU-B.....	189
5.5.3 - Desvio quadrático médio da diferença da temperatura de brilho simulada pelo modelo RTTOV-6, variando a temperatura da superfície terrestre em 3.0 K. A estatística foi realizada para 30 dias de dados e 3 diferentes valores de TPW.....	190
5.5.4 - Desvio quadrático médio da diferença da temperatura de brilho simulada pelo modelo RTTOV-6, variando o valor nominal da	

emissividade de superfície em 0.05. A estatística foi realizada para 30 dias de dados e 3 diferentes valores de conteúdo de TPW.....	190
5.5.5 - Emissividade da superfície em 23.8 GHz estimada pelo algoritmo de regressão de Weng e Yan (2000).....	191
5.5.6 - Emissividade da superfície em 23.8 GHz estimativa pelo algoritmo de Pringent et al. (1997).....	191
5.5.7 - BIAS e desvio padrão (STDEV) da diferença da temperatura de brilho simulada pelo modelo RTTOV-6, adicionando-se um nível de ruído gaussiano de 20% no perfil de umidade. No primeiro caso o ruído foi simultaneamente adicionado em todos os 40 níveis do modelo (azul). No segundo caso o ruído foi adicionado em cada nível do modelo separadamente (vermelho). A estatística foi realizada para 30 dias de dados.....	192
5.5.8 - BIAS da diferença entre a temperatura de brilho simulada e observada pelo satélite levando-se em consideração a variação no ângulo de escaneamento para os canais 38-40 do sensor AMSU-B. O gráfico localizado na parte inferior mostra o número de observações usadas no cálculo desta estatística.....	193
5.6.1 - Comparação entre o campo de “incremento de análise” da altura geopotencial (m) em 500 hPa gerado pelo modelo RPSAS (com e sem a inclusão de sondagens verticais TOVS) com o “campo de incremento de análise” do modelo global do CPTEC. A estatística foi realizada para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000. Note que existe uma mudança de escala nos gráficos da coluna da direita.....	201
5.6.2 - Mesmo que a Figura 5.6.1, mas para campo de “incremento de análise” da umidade específica (g/kg) em 850 hPa.....	201
5.6.3 - Mesmo que a Figura 5.6.1, mas para campo de “incremento de análise” da velocidade do vento (m/s) em 300 hPa.....	203
5.6.4 - Comparação entre o campo de análise da altura geopotencial (m) em 500 hPa, umidade específica (g/kg) em 850 hPa e velocidade do vento (m/s) em 300 hPa gerado pelo modelo RPSAS (com e sem a inclusão	

de dados TOVS) com a análise do modelo global do CPTEC. A estatística foi realizada para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000. Note que existe uma mudança de escala nos gráficos da coluna da direita.....	204
5.6.5 - Imagens do canal 4 (11µm) do satélite GOES-8 para a América do Sul, para o período de 27 de Fevereiro a 03 de Março de 2000 para às 00 UTC.....	205
5.6.6 - Diferença entre o campo de previsão de 72h do modelo Eta/RPSAS e a análise do modelo do CPTEC, para o dia 29 de Fevereiro de 2000 às 00 UTC. Foi utilizando as seguintes configurações para o modelo Eta/RPSAS: utilizando apenas dados convencionais (à esquerda); incluindo observações TOVS (à direita).....	206
5.6.7 - Diferença entre os campos de análise (esquerda) e previsão de 72 h (direita) obtidas pelo modelo Eta a partir da análise RPSAS obtida sem a inclusão de dados TOVS e incluindo dados TOVS através da assimilação do perfil de temperatura virtual para o dia 29 de Fevereiro de 2000. Note que existe uma mudança de escala nos gráficos da linha inferior.....	207
5.6.8 - Evolução temporal do erro RMS entre a previsão do modelo Eta e a análise do CPTEC para os campos de altura geopotencial (500 hPa), temperatura (850 hPa), velocidade do vento (300 hPa) e água precipitável para diferentes condições iniciais: “sem TOVS” (em vermelho) e “com TOVS” (em azul).....	208
5.6.9 - Erro RMS dos campos de previsão de 72 h do modelo Eta, para os campos de altura geopotencial (500 hPa), temperatura (850 hPa), velocidade do vento (300 hPa) e água precipitável para diferentes condições iniciais: “sem TOVS” (em vermelho) e “com TOVS” (em azul).....	208
5.6.10 - Diferença entre o erro RMS calculado para previsão de 72 h do modelo Eta inicializado “sem TOVS” e “com TOVS”. A comparação foi realizada para o perfil co-localizado com a radiossonda de São Paulo,	

em 29 de Fevereiro de 2000 às 00 UTC.....	209
5.6.11 - Diferença entre o erro RMS calculado para previsão de 72 h do modelo Eta inicializado “sem TOVS” e “com TOVS”. A comparação foi realizada para os pontos de sondagens co-localizadas com as radiossondagens na área de estudo para o período de 27 a 29 de Fevereiro de 2000.....	209

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Características espectrais dos canais que constituem o instrumento HIRS/3 e principais aplicações meteorológicas.....	65
3.2 - Características espectrais dos canais que constituem o instrumento AMSU-A e principais aplicações meteorológicas.....	66
3.3 - Características espectrais dos canais que constituem o instrumento AMSU-B e principais aplicações meteorológicas.....	66
3.4 - Resumo das características espectrais dos canais que constituem o imageador AVHRR/3. e principais aplicações meteorológicas.....	67
3.5 - Testes aplicados para terra, mar e costa durante o dia sem “sunglint”...	74
3.6 - Testes aplicados para terra, mar e costa durante a noite.....	75
4.1 - Parâmetros do modelo de estimativa da emissividade da superfície.....	100
4.2 - Parâmetros do Modelo de Dependência Angular.....	101
4.3 - Seleção de canais usados no processo de inversão do ICI.....	104
5.1.1 - Fração dos pixels identificados como sendo nublados por cada um dos testes aplicados pelo algoritmo de máscara de nuvens nas diferentes versões analisadas para a órbita 9375 do dia 02/03/2000 às 22:26 UTC.	114
5.1.2 - Mesmo que a Tabela 5.1.1, mas para a órbita 9240 do dia 23/02/2000 às 10:02 UTC.....	114
5.1.3 - Fração dos pixels identificados como sendo nublados por cada um dos testes aplicados pelo algoritmo de máscara de nuvens, respeitando a sequência de testes da Tabela 5.1.1 órbita 9375 do dia 02/03/2000 às 22:26 UTC.....	115
5.1.4 - Mesmo que a Tabela 5.1.3, mas para a órbita 9240 do dia 23/02/2000 às 10:02 UTC.....	115
5.1.5 - Percentagem de pixels considerados limpos segundo o teste T4, e após a aplicação da sequência de testes: para a versão P, e utilizando o limite de 0.4 K para o STDEV.....	117
5.2.1 - Valores do RMS, média e desvio padrão (da superfície até 10 hPa) dos	

perfis de temperatura inicial e inferido sobre o oceano e continente. A estatística foi realizada para os perfis de análise do período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000.....	140
5.2.2 - Valores do RMS, média e desvio padrão (da superfície ate 10 hPa) dos perfis de temperatura inicial e inferido, sobre o oceano e continente. A estatística foi realizada para As radiossondagens DISPONÍVEIS na região para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000.....	143
5.3.1 - Valores de RMS, média e desvio padrão (da superfície até 10 hPa) do perfil inicial e perfil inferido de umidade específica (g/kg) sobre oceano e continente, comparado com os perfis de análise do cptec para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000.....	158
5.3.2 - Valores de RMS, média e desvio padrão (da superfície até 500 hPa) do perfil inicial e inferido de umidade específica (g/kg) sobre o oceano e continente, para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000...	162
5.4.1 - Erro RMS para o perfil inicial e perfil de inversão para o caso T3 para as seguintes variáveis: temperatura (1000 a 10 hPa) e umidade (1000 a 500 hPa).....	176
5.5.1 - Estatística do erro da temperatura de brilho dos canais AMSU simulada pelo modelo direto, para três diferentes campos de emissividade da superfície terrestre.....	176

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

3I	Improved Initialization Inversion
AAPP	ATOVS and AVHRR Processing Package
ABLE	Amazon Boundary Layer Experiment
AIRS	Atmospheric Infrared Sounder
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
AMSU-A	Advanced Microwave Sounding Unit – Module A
AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Unit – Module B
ATOVS	Advanced TIROS Operational Vertical Sounder
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CIMSS	Cooperative Institute for Meteorological Studies
CLW	Cloud Liquid Water
CMS	Centre de Météorologie Spatiale
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DAO	Data Assimilation Office
DSA	Divisão de Satélites Ambientais
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EMAS	Experimento de Mesoescala da Atmosfera do Sertão
EOS	Earth Observing System
Eta	Modelo Regional de Previsão Numérica de Tempo Eta
ETR	Equação da Transferência Radiativa
EUMETSAT	EUropean organisation for the exploitation of METeorological SATellites
FASCOD	Line-by-Lyne Trnasmitation Model
FASTEM	Fast generic millimeter-wave emissivity model
FOV	Field of View
GEOS	Goddard Earth Observing System
GFDL	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GLAS	NASA Goddard Laboratory for Atmospheric Sciences

GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GTE	Global Tropospheric Experiment
GTS	Sistema de Telecomunicações Global
HIRS	High-Resolution Infrared Radiation Sounder
HRPT	High Resolution Picture Transmission
HSB	Humidity Sounder for Brazil
IAPP	International ATOVS processing package
ICI	Inversion Coupled with Imager
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
ITPP	International TOVS Processing Package
JMA	Japanese Meteorological Agency
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
MAIA	Mask AVHRR for Inversion ATOVS
NMC	United States National Meteorological Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
MSU	Microwave Sounding Unit
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
PNT	Previsão Numérica de Tempo
RMS	Root Mean Square
RMSE	Root Mean Square Error
RPSAS	Regional Physical-space Statistical Analysis System
RTTOV	fast Radiative Transfer model for ATOVS
SIL	Scattering Index on Land
SIW	Scattering Index on Water
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SST	Sea Surface Temperature
SSU	Stratospheric Sounding Unit
TIGR	TOVS Initial Guess "retrieval
TIROS	Television and Infrared Observations Satellite

TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
TPW	Total Precipitable Water (Conteúdo de Água Precipitável)
UTC	Unidade de Tempo Convencional
VAS	VISSR Atmospheric Sounder
VISSR	Visible and Infrared Spin Scan Radiometer

LISTA DE SÍMBOLOS

A	matriz de coeficientes
A	Operador diferencial
B_ν	função de Planck
B	matriz de covariância das temperaturas de brilho
C	matriz de covariância do erro do perfil inicial
d	medida da distância no espaço das radiâncias
D	matriz de contribuição
$\ D\ $	matriz estimadora
E	matriz de covariância do erro de medida
F	Espaço de Soluções
g	aceleração da gravidade
H	matriz de coeficientes de regularização
I_ν	Intensidade de radiação monocromática (radiância monocromática)
J	função objetiva
k_ν	coeficiente de absorção
K	função peso
$K(x)$	jacobiano do modelo direto
p	pressão atmosférica
p_0	pressão no topo da atmosfera
p_s	pressão na superfície
q	razão de mistura
$r(x)$	modelo direto (modelo de transferência radiativa)
r^m	vetor de temperatura de brilho da observação do satélite
T	temperatura
T_b	temperatura de brilho
T_{Cld}	temperatura no topo da nuvem
T_s	temperatura da superfície
U	espaço de observações
u	umidade integrada

W	funções ortogonais
x	vetor dos elementos do perfil inferido
x^b	vetor dos elementos do perfil inicial
z	medida de distância na direção normal ao plano de estratificação (altura)
ε_v	emissividade da superfície
η	resíduo
ξ_v	erro de medida
θ	ângulo zenital
α	coeficientes de expansão
μ	coseno do ângulo zenital
ψ	funções base
ν	número de onda (cm^{-1})
γ	parâmetro de regularização
τ	profundidade ótica
\mathcal{T}_v	transmitância
ν_f	número de onda fixo de referência
\mathcal{T}^{mix}	transmitância dos gases uniformemente concentrados
\mathcal{T}^{mw}	transmitância do vapor d'água
\mathcal{T}^{oz}	transmitância do ozônio

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

A estrutura vertical de temperatura e vapor d'água desempenha um papel importante na dinâmica e no processo de transferência radiativa da atmosfera. Ha anos as observações realizadas com radiossondas têm sido a fonte primária de dados para monitoramento das condições troposféricas. A despeito da importância deste sistema de observação, ainda existe uma carência de dados em muitas regiões da Terra. Neste sentido, a inferência de perfis vertical de temperatura e umidade a partir de dados de satélites, torna-se importante em análise meteorológica e para a assimilação de dados em modelos de previsão numérica de tempo. Estudos recentes (Kidder and Haar 1995; Kalnay et al. 1998) mostram que o uso de sondagem remota para inicialização de modelos de previsão numérica de tempo resulta em um pequeno impacto positivo no Hemisfério Norte, porém tem grande impacto no Hemisfério Sul (HS). Isto em parte, ocorre em função da grande cobertura oceânica do HS, onde o número de observações é relativamente pequeno. Além disso, existem áreas remotas como é o caso da Amazônia, onde é difícil manter redes de observações convencionais.

A sondagem remota da atmosfera permite à partir de um conjunto de radiancias espectrais, determinar a estrutura vertical de temperatura, umidade e concentração de constituintes atmosféricos. A interpretação destas medidas de radiancia em termos dos parâmetros meteorológicos requer a solução inversa da Equação da Transferência Radiativa (ETR), pertencente à classe das equações de Fredholm de primeira espécie. Esta solução é altamente indeterminada para um dado conjunto de radiancias observadas, sendo o grau de indeterminação associado à resolução espectral e ao número de canais espectrais. Além disso, geralmente a solução apresenta-se bastante instável com relação a ruídos que são inerentes aos instrumentos de medidas (Rodgers 1976; Twomey 1977). Atualmente, existe um esforço para aumentar a resolução espectral e espacial dos sondadores a bordo dos satélites meteorológicos. Também muitas metodologias e modelos têm sido apresentados no sentido de melhorar o

processamento dos dados de satélites. Devido à dificuldade de obter soluções corretas da ETR, muitos enfoques e métodos foram desenvolvidos para extrair informação a partir dos dados provenientes dos satélites (Chahine 1970; Smith et al. 1985; Lavanant et al. 1997; Chaboureau et al. 1998; Carvalho et al. 1999; Ramos et al. 1999; Li et al. 2000).

Um dos grandes problemas relacionados com sondagens remotas da atmosfera é a obtenção de perfis verticais de temperatura e umidade sob a presença total ou parcial de nebulosidade. Isto é particularmente importante nas regiões tropicais, onde a cobertura de nuvens é maior. Os novos instrumentos do sistema Advanced TIROS Operational Vertical Sounder (ATOVS), a bordo dos satélites NOAA-KLMN, têm um grande potencial para melhorar a qualidade das sondagens nestas condições (Smith 1991), devido ao aumento considerável no número de canais operando na faixa espectral das microondas.

A despeito dos avanços de caráter tecnológico que vem ocorrendo na área de desenvolvimento de sensores, é necessário que novas técnicas e modelos de sondagem atmosférica sejam criados, ou os que já existem sejam adaptados às novas circunstâncias, para que se tenha uma melhora efetiva na acurácia dos perfis verticais de temperatura e umidade e demais produtos obtidos. Por exemplo, com o aumento da resolução espacial dos canais de sondagem (diminuição do campo de visada do sensor), a sensibilidade destes canais aumenta com relação a alguns parâmetros (como temperatura e emissividade da superfície) em função da diminuição do campo de visada do sensor. Além disso, o impacto que a presença de nuvens e precipitação causam na temperatura de brilho observada nestes canais também é maior e, por consequência, modelos mais aprimorados de detecção de nuvens e precipitação devem ser utilizados. O aumento no número de canais de sondagem significa maior quantidade de informação disponível. Mas para que isto se traduza em uma melhora efetiva na qualidade dos perfis inferidos, é preciso saber selecioná-los e utilizá-los de maneira correta. Embora tenha ocorrido um aumento tanto na resolução horizontal quanto na espectral dos sensores, os algoritmos de inversão mais utilizados continuam sendo bastante

dependentes da escolha do perfil inicial, principalmente nos que diz respeito à sua forma. Portanto, o processo de seleção do perfil inicial continua sendo uma etapa extremamente importante dos modelos de sondagem, e bastante atenção deve ser dada a este assunto.

Neste contexto, o objetivo deste trabalho é investigar o problema da inferência de perfis verticais de temperatura e umidade em uma atmosfera tropical usando dados coletados remotamente pelo sondador ATOVS. O modelo escolhido para o pré-processamento dos dados é o AAPP (ATOVS and AVHRR Processing Package) e para obtenção das sondagens será utilizado o modelo de inversão ICI (Inversion Coupled with Imager), desenvolvido pelo CMS (Centre de Météorologie Spatiale - Lannion, France), onde tem sido operacional desde 1996.

O intuito da presente pesquisa é contribuir para um maior entendimento do processo de sondagem atmosférica nas condições de uma atmosfera tropical, procurando ressaltar os problemas e particularidades que surgem ao longo deste processo. Pretende-se analisar, todos os ciclos da recuperação dos perfis, iniciando pelo tratamento dos dados transmitidos pelo satélite; a preparação destes dados para o processo de inversão (detecção de nuvens, espalhamento, temperatura e emissividade da superfície, etc.); a seleção do perfil inicial e processo de inversão, o modelo de transferência radiativa (modelo direto), e o estudo do impacto dos perfis inferidos em um modelo de previsão numérica de tempo. Deve ser destacado também que a presente pesquisa é uma das pioneiras no que diz respeito à utilização dos dados do sensor AMSU-B, principalmente no que se refere ao uso dessas informações pelo modelo de inversão ICI. Devido à semelhança existente entre o AMSU-B com o sensor desenvolvido pelo Brasil "Humidity Sounder of Brazil" (HSB), os estudos e análises realizadas neste trabalho podem servir de base para as pesquisas que venham a ser feitas com este novo instrumento.

Diferentes condições atmosféricas e tipos de superfície foram considerados neste estudo. Além disso, através de estudos de caso, os perfis inferidos foram assimilados em

um modelo de área limitada de previsão numérica de tempo (PNT), onde se procurou avaliar os possíveis impactos que a incorporação destas informações pode trazer para a previsão de tempo.

De um modo geral, a presente pesquisa pode ser dividida em quatro fases distintas que estão abaixo descritas. Vale salientar que esta divisão tem propósito meramente didático, sendo que na prática quase todas elas foram realizadas concomitantemente.

1) A primeira fase do trabalho envolveu a familiarização com os modelos que foram utilizados na realização da parte principal da presente pesquisa, ou seja, a inferência dos perfis verticais de temperatura e umidade. Estes modelos estão descritos no Capítulo 3, sendo eles: o modelo de pré-processamento de dados AAPP, o algoritmo de filtragem de nuvens MAIA, e o modelo de inversão ICI. Foi necessário adquirir um conhecimento bastante aprofundado acerca do funcionamento e estrutura destes modelos, sobretudo os dois últimos, para que fosse possível realizar as adaptações propostas (limites do algoritmo de nuvens, teste de espalhamento para o AMSU, parâmetros de superfície, seleção do perfil inicial, etc.).

2) O objetivo da segunda fase deste trabalho foi avaliar o desempenho da máscara de nuvens sobre o Brasil, e com base neste estudo propor eventuais adaptações que sejam necessárias ao ajuste deste modelo às condições atmosféricas regionais. Com relação aos canais no infravermelho foi utilizado o modelo MAIA de identificação de pixels nublados (Seção 4.2.1). Foi proposto um procedimento de avaliação que consista da realização de dois experimentos utilizando este modelo. No primeiro caso foram utilizados dados auxiliares provenientes de modelo de previsão de tempo, e o segundo experimento foi realizado utilizando os dados de um “atlas climatológico” fornecido pelo próprio modelo. Para os canais microondas, baseando-se em estudos e técnicas desenvolvidos sobre o problema de espalhamento e emissão nos canais localizados nas frequências de microondas, foi elaborada uma metodologia para identificação de pixels contaminados por espalhamento e/ou emissão (Seção 4.2.2). A avaliação desta técnica bem como a apresentação dos resultados é mostrada na Seção 5.1.2.

3) O objetivo da terceira fase da presente pesquisa compreendeu a utilização das temperaturas de brilho, e demais informações obtidas nas etapas descritas anteriormente, para inferir os perfis verticais de temperatura e umidade à partir do ICI, que passou por adaptações visando melhorar a estatística dos resultados sobre o Brasil. As principais adaptações em relação à versão original do modelo ICI são listadas a seguir:

- Com relação à escolha do perfil inicial foram propostas diferentes combinações de canais espectrais para cada condição de superfície (oceano e continente) e cobertura (céu limpo e nublado). Além disso, foi proposto o uso da água precipitável como fonte adicional de informação durante a seleção do perfil inicial.

- Visando melhorar a performance do modelo direto na simulação da temperatura de brilho dos canais ATOVS, foram realizados diversos testes de sensibilidade do modelo direto com relação a diferentes parâmetros. Ênfase foi dada ao problema da especificação da temperatura da superfície terrestre e emissividade para os canais de microondas.

- Vale salientar também que os canais do sensor AMSU-B, destinados à inferência (retrieval) de perfis de umidade, foram usados pela primeira vez no modelo de inversão ICI.

Os resultados desta fase do trabalho estão apresentados nas Seções 5.2 a 5.5.

4) A última fase da presente pesquisa, constou da assimilação dos produtos de sondagens obtidos com o ICI no modelo de área limitada Eta que se encontra operacional no CPTEC desde 1996. Neste caso, o objetivo principal foi avaliar o tipo de impacto que a incorporação destas informações produz na performance dos campos de “incrementos de análise”, análise e previsão de tempo sobre o Brasil. Os resultados são apresentados na Seção 5.6.

Na próxima seção é apresentada uma revisão bibliográfica sobre sondagens remota à partir de satélites, bem como uma breve descrição sobre a assimilação e o impacto destes dados em modelos de previsão numérica de tempo. No Capítulo 3 são detalhadas

as características dos instrumentos e satélites, bem como os modelos e métodos que foram utilizados nesta pesquisa. Os dados e a metodologia utilizada na presente pesquisa são apresentados no Capítulo 4. Os resultados são apresentados e discutidos no Capítulo 5. Finalmente, as principais conclusões e sugestões desta tese são mostradas no Capítulo 6.

CAPITULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – Evolução Histórica da Sondagem Remota da Atmosfera

King (1956) propôs pela primeira vez a utilização de sensores de radiação a bordo de satélites com a finalidade de estimar perfis verticais de temperatura. Foi sugerido que os perfis verticais de temperatura poderiam ser inferidos a partir da intensidade de radiação monocromática em um único canal espectral, provenientes de várias direções. Posteriormente, Kaplan (1959) avançou os conceitos sobre as técnicas de sondagem remota e sugeriu que fossem utilizados diversos comprimentos de ondas associados a banda de absorção do CO₂ em 15 μm, porém com a radiação emergente de apenas uma direção fixa. Como a transmissividade atmosférica é função do comprimento de onda da radiação, as medidas referentes ao centro da banda (maior absorção) trazem informações provenientes das camadas superiores da atmosfera e as medidas referentes as suas bordas contém informações oriundas das camadas próximas à superfície.

A partir de 1960, com o desenvolvimento tecnológico dos projetos espaciais, houve um grande interesse na implantação de novas técnicas de sondagem remota. Paralelamente a estes fatores, houve um avanço nos recursos computacionais e métodos numéricos de solução de equações diferenciais, em particular das equações de Fredholm de primeira espécie. Assim, surgiram vários estudos no sentido de implementar o uso de sondagem remota nos modelos de previsão de tempo. Chahine (1970), propôs um método iterativo para inversão da ETR, visando estimar os perfis verticais de temperatura na atmosfera utilizando a banda de absorção de 15 μm do CO₂. Smith (1970) também derivou um método implícito para resolução deste problema. Os resultados obtidos através destas técnicas foram bastante expressivos quando aplicados a situações de céu claro. Para condições de céu nublado, o uso de dados de satélites deixava muito a desejar devido principalmente a baixa resolução dos sensores da época.

Em 1978 entra em operação os satélites de órbita polares da série TIROS-N/NOAA, responsáveis pelo principal sistema de obtenção de dados utilizados na determinação dos perfis de temperatura e umidade, o sistema TOVS. A série TIROS-N/NOAA é composta de dois satélites operando simultaneamente com uma frequência de aproximadamente 14 órbitas por dia, cobrindo a superfície do globo a cada 12 horas. McMillin et al. (1979) e Smith et al. (1979) estão entre os primeiros trabalhos realizados utilizando informações do sistema TOVS, onde são apresentadas comparações entre sondagens remotas utilizando os sensores High-resolution Infrared Radiation Sounding (HIRS) e Microwave Sounding Unit (MSU), que integram o sistema TOVS, e perfis de radiossondagens. Os resultados obtidos indicaram que para situações de céu claro, os modelos representavam razoavelmente a atmosfera, porém, para situações de nebulosidade os erros encontrados foram significativos, principalmente nas camadas próximas à superfície terrestre e na região da tropopausa.

Na década passada, foram propostos alguns trabalhos sobre a utilização do International TOVS Processing Package (ITPP) no Brasil. Sakuragi (1992), fez um estudo sobre o impacto dos perfis verticais de temperatura e umidade em modelos de previsão numérica de tempo sobre a região sul e sudeste. Os resultados indicaram que o uso dos dados de satélites contribuiu positivamente para a melhoria dos modelos de previsão, principalmente em regiões onde há escassez de dados. Sakuragi também observou a importância do TOVS para diagnóstico de sistemas de escala subsinótica na região sudeste.

Teixeira (1996a, b), fez comparações entre perfis de temperatura e umidade obtidas pelo TOVS e observações de radiossondagem realizadas durante o Experimento de Mesoescala da Atmosfera do Sertão (EMAS-I), sobre a região nordeste do Brasil. Os resultados apontam uma sensível melhora da versão do ITPP-5.0 em relação à versão anterior (ITPP-4.0). Entretanto, de uma maneira geral eles constataram uma deficiência dos modelos nas estimativas de umidade.

Smith et al. (1993) propôs a utilização do sistema Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) para auxiliar na obtenção das sondagens remotas, pois sua alta resolução espacial ajuda na melhor distinção e análise multiespectral da atmosfera, principalmente com relação à cobertura de nuvens e temperatura da superfície. Neste sentido, Nogueira (1998) fez um estudo sobre o impacto do uso do AVHRR no ITPP-5.0 para a obtenção de perfis verticais de temperatura e umidade sobre o Brasil. Os resultados expressaram uma sensível melhora nestas estimativas quando imagens AVHRR foram utilizadas para auxiliar o processo de filtragem de nuvens. Os estudos mostraram que a utilização das imagens AVHRR em conjunto com os canais do HIRS contribui positivamente para a detecção e classificação de nuvens. Porém ainda foram detectadas algumas falhas, e o modelo pode classificar incorretamente a cena avaliada.

Carvalho et al. (1999) e Ramos et al. (1999) propuseram uma abordagem não linear para a obtenção de perfis verticais de temperatura e umidade na atmosfera. Nesta abordagem, o problema é formulado como um método de otimização não linear sujeito a restrições, onde uma rotina numérica de minimização baseada no algoritmo de Quasi-Newton é utilizando em sua resolução. Eles analisaram diferentes técnicas de regularização inclusive propuseram pela primeira vez a utilização de uma função de regularização entrópica de máxima entropia de segunda ordem.

Como visto anteriormente, diferentes algoritmos e modelos para sondagem remota da atmosfera a partir de dados TOVS podem ser encontrados na literatura, porém o mais difundido entre os usuários deste tipo de produto é o ITPP (Nieman e Achtor 1995; Woolf et al. 1999). Desenvolvido pelo “Cooperative Institute for Meteorological Studies” (CIMSS), este pacote consiste num modelo para obtenção de perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera e outros parâmetros atmosféricos a partir de radiâncias observadas pelos sensores a bordo dos satélites da série TIROS/NOAA. O ITPP realiza a extração, calibração, navegação e correção dos dados para que possam ser utilizados pelo módulo de inversão para a inferência dos parâmetros atmosféricos. O esquema de inversão utiliza uma abordagem de determinação simultânea dos perfis verticais de temperatura e umidade e das temperaturas da superfície (Smith et al. 1985).

Outro modelo de inversão usado para recuperar parâmetros meteorológicos a partir de dados de satélite da serie TIROS/NOAA é o “Improved Initialization Inversion” (3I), desenvolvido pelo Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD/CNRS-France). Alguns dos produtos gerados por este modelo são perfis de temperatura e umidade, temperatura da superfície e propriedades de nuvens (quantidade, tipo, pressão e temperatura do topo). Este modelo de inversão possui uma resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ e pertence à classe dos algoritmos físico-estatístico. Uma de suas principais características é a metodologia empregada para a seleção do perfil inicial, que é realizada a partir de uma busca no banco de dados TOVS Initial Guess Retrieval (TIGR), formado por um grande número de perfis atmosféricos representativos das diferentes propriedades físico-estatísticas das diversas situações atmosféricas (Chédin et al. 1985; Scott et al. 1999; Stubenrauch et al. 1999a-c). Além deste modelo de inversão, pode-se citar também o sistema de inversão Inversion Coupled with Imager (ICI), desenvolvido pelo CMS (Centre de Météorologie Spatiale - Lannion, France) (Lavanant et al. 1997; Lavanant et al. 1999), que será melhor descrito no decorrer deste trabalho devido sua relevância para o estudo proposto.

Smith (1991), comenta que no início dos anos 80 o impacto do uso de satélites foi positivo, sobretudo para o Hemisfério Sul, porém como os modelos de previsão numérica evoluíram bastante e a tecnologia dos sistemas de sondagens e os métodos de processamentos dos dados não se desenvolveram, o impacto dos dados de satélite foi cada vez menor. Smith apontou a baixa resolução vertical como sendo a fonte primária de erros que limita a utilização das sondagens para análises e previsões. Ele também destacou que uma resolução vertical maior poderia ser obtida com um grande número de canais espectrais e contribuir para uma significativa melhora na resolução vertical e acurácia dos perfis. Portanto, os esforços para aprimorar a qualidade das sondagens remotas têm-se concentrado no desenvolvimento de novos sensores e no aperfeiçoamento de novas técnicas para melhorar os pacotes computacionais. Smith (1991), argumentou também que os maus resultados encontrados para situações com nebulosidade são decorrentes do baixo número de canais existentes na região espectral

de microondas e também da baixa resolução espacial destes tipos de radiômetros quando comparado aos do HIRS.

Recentemente, com o lançamento dos satélites NOAA-15 e 16, que fazem parte do programa NOAA-KLMN, tornou-se disponível uma nova geração de sensores para obtenção de sondagens atmosféricas, o Advanced TOVS (ATOVS). Como inovação, este sondador ao invés de apenas quatro canais na faixa das microondas, passa a contar com vinte (20) canais espectrais, com o Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). Os resultados obtidos com este novo instrumento têm mostrado uma melhora considerável na qualidade dos perfis verticais de temperatura e umidade, principalmente sob a presença de nebulosidade, melhorando a performance dos dados de satélites em modelos de PNT (English et al. 1999 e English et al. 2000).

Com o novo sistema ATOVS, criou-se também a necessidade de se ter um novo sistema para o processamento dos dados. Um modelo que tem sido bastante utilizado atualmente é o AAPP (Klaes 1997 e Klaes et al. 1999), que é um pacote numérico desenvolvido pela "European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites" (EUMETSAT) que visa preparar os dados para o processo de inversão executando tarefas como: decomutação, navegação e calibração. Para o processo de inversão e obtenção dos parâmetros atmosféricos, alguns modelos foram aperfeiçoados para este novo tipo de sensores. Um destes modelos é o "International ATOVS Processing Package" (IAPP), a nova geração do ITPP, que foi projetado para utilizar dados gerados pelo AAPP (Woolf et al. 1999). Este pode ser utilizado para proceder a detecção e classificação de nuvens, e a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade e demais parâmetros atmosféricos, tanto para céu claro quanto na presença de nuvens (Li et al. 1999). Além do IAPP, a versão 2.0 e posteriores do modelo ICI também estão adaptadas para a nova geração de satélites NOAA-KLMN (Lavanant et al. 1999).

Apesar do TOVS ser o sistema mais utilizado para sondagem de perfis verticais na atmosfera, existe também um esforço no sentido de se obter produtos de sondagem a partir de satélites geoestacionários. Sua grande vantagem com relação ao sistema de

Este sistema está na sua maior resolução temporal, onde se podem obter informações verticais de sondagens em intervalos menores que 1 hora, podendo ser utilizado para acompanhar a evolução de campos de temperatura e umidade atmosféricas em determinados eventos meteorológicos. A sua desvantagem está ligada ao fato que os satélites de órbita geoestacionária estão localizados muito distantes da Terra, o que diminui a resolução espacial e aumenta o nível da relação sinal ruído.

O sistema VISSR Atmospheric Sounder (VAS), que se encontra a bordo do satélite estacionário GOES tem sido usado operacionalmente desde 1987 para produzir perfis verticais de temperatura e umidade atmosférica (Hayden et al 1988). O sistema é composto por 12 canais, sendo 11 na região do infravermelho e um em $3,9 \mu\text{m}$ (infravermelho próximo). O algoritmo de inversão é um esquema híbrido, similar ao método simultâneo utilizado pelo ITPP em sondagens TOVS e está descrito em Hayden et al. (1988). A partir de 1994 com o lançamento do satélite GOES-8, houve uma melhora no sistema GOES-VAS, aumentando o número de canais de 12 para 18 e também uma sensível diminuição no nível de ruído, permitindo melhorar os perfis de temperatura e umidade e outros parâmetros atmosféricos, (Menzel et al. 1998). Comparações realizadas com dados de radiossondagens mostram que as sondagens obtidas com o sistema GOES-8 apresentam erros menores que as obtidas com o sistema VAS (Rao and Fuelberg 1998).

Foram poucos os trabalhos realizados sobre o Brasil na área de sondagens remotas da atmosfera utilizando dados de satélites geoestacionários. Ferreira (1987a), utilizou sondagens do sistema VAS para estudar a aplicação dessa técnica no monitoramento da convecção da Amazônia durante o experimento GTE/ABLE em 1985. Ferreira (1987b) também utilizou perfis de sondagem atmosférica, obtidos a partir do sistema VAS, para estudar as características de larga escala do transporte de vapor d'água atmosférico sobre a região da Amazônia.

Recentemente, a partir de 4 de Maio de 2002, entrou em operação o satélite Aqua, que faz parte do Earth Observing System (EOS) da NASA. Este satélite carrega a bordo o

Humidity Sounder for Brazil (HSB), sensor idealizado pelo INPE e desenvolvido pela empresa britânica MATRA MARCONI SPACE, que será destinado à observação do perfil de umidade atmosférica. O instrumento HSB é um radiômetro passivo de 4 canais operando na faixa de microondas: 1 em 150 GHz e 3 em 183 GHz. Este sensor de umidade é parte de um conjunto de instrumentos que atua de modo sinérgico (AIRS/AMSU-A/HSB), e que deverá prover perfis de umidade e de temperatura com acurácia superior àquela provida pelos sensores atualmente disponíveis. Ele também terá a capacidade de detectar precipitação sob as nuvens. A resolução horizontal será de 50 km para a temperatura e de 15 km para umidade, ambos no ponto subsatélite. O erro esperado para temperatura será de 1 a 1.5 K e para a umidade relativa de 5% e 15% (Susskind et al. 1998, Aqua 2002, HSB 2002).

2.2 - Princípios da Sondagem Remota da Atmosfera

2.2.1 - Transferência radiativa na atmosfera

A base física que possibilita a inferência de parâmetros atmosféricos a partir de medidas de radiação efetuadas remotamente por satélites está associada às interações entre radiação e matéria, e pode ser descrita pela equação geral da transferência radiativa. Esta equação descreve os processos físicos (absorção, emissão e espalhamento) que um feixe de radiação sofre ao atravessar um meio material. Contudo, quando se trabalha no domínio dos processos atmosféricos em sensoriamento remoto, normalmente se faz uso de algumas considerações físicas que simplificam o seu tratamento matemático.

A equação de Schwartzchild é um caso particular da ETR, e descreve as interações entre radiação e a matéria em um meio não espalhante e em equilíbrio termodinâmico local, comportando-se como um corpo negro. Para uma atmosfera plano-paralela, onde se deseja determinar a radiação normal ao plano de estratificação da atmosfera, e supondo que a radiação atmosférica não seja função do ângulo azimutal, a equação de Schwartzchild pode ser escrita como:

$$\mu \frac{dI_\nu(\tau, \mu)}{d\tau} = I_\nu(z, \mu) - B_\nu(T) \quad (2.0)$$

onde I_ν é a intensidade de radiação monocromática, $B_\nu(T)$ é a função de Planck, ν é o número de onda (cm^{-1}), z é a medida de distância na direção normal ao plano de estratificação, τ a profundidade ótica normal ao plano de estratificação, e $\mu = \cos\theta$ (onde θ é o ângulo zenital) (Liou 1980).

A partir da Equação 2.0 pode-se obter a radiação que chega ao topo da atmosfera e sensibiliza os sensores a bordo do satélite. Considerando o satélite posicionado próximo ao ângulo zenital ($\mu \approx 1$), tem-se que:

$$I_\nu(p_0) = I_\nu(p_s)\mathfrak{T}_\nu(p_s) + \int_{p_s}^{p_0} B_\nu[T(p)]\mathfrak{T}_\nu(p) \frac{\partial \mathfrak{T}_\nu(p)}{\partial p} dp. \quad (2.1)$$

Essa equação está em coordenadas de pressão (usando aproximação hidrostática), onde p é a pressão atmosférica; p_0 a pressão no topo da atmosfera; p_s a pressão na superfície; T a temperatura e \mathfrak{T}_ν a transmitância entre o ponto referenciado e o topo da atmosfera p_0 . O primeiro termo do lado direito da equação representa a contribuição da radiação provinda da superfície terrestre. Geralmente a radiância emitida pela superfície pode ser aproximada por $\varepsilon_\nu B_\nu(T)$, onde $B_\nu(T)$ é a função de Planck e ε_ν a emissividade da superfície. O segundo termo representa a contribuição atmosférica para a radiância medida pelo sensor, para cada nível diferencial de pressão dp , onde o termo $\partial \mathfrak{T}_\nu(p)/\partial p$ é conhecido como função peso. A transmitância monocromática é expressa em coordenadas de pressão por:

$$\mathfrak{T}_\nu(p) = \exp \left[-\frac{1}{g} \int_{p_0}^p k_\nu(p') q(p') dp' \right], \quad (2.2)$$

onde q é a razão de mistura do gás em consideração; g a aceleração da gravidade local e p_0 a pressão no topo da atmosfera.

O sensor a bordo do satélite tem uma resolução finita e pode distinguir somente uma banda espectral finita $\phi(\bar{\nu}, \nu)$, onde ϕ e ν denotam a função resposta do sensor e o número de onda médio da banda, respectivamente. Na prática, quando nos referimos ao canal do satélite com certo número de onda ν , estamos nos referindo ao número de onda médio deste canal, e a radiância medida neste canal é o resultado da contribuição das radiâncias monocromática para as frequências incluídas dentro do intervalo de resolução do sensor ponderadas pela função resposta deste sensor.

A equação da transferência radiativa é também usada para estimar os perfis de umidade a partir de bandas de absorção do vapor d'água. Neste caso, o perfil vertical de temperatura (e conseqüentemente $B_\nu(T)$) é suposto ser conhecido (determinado por métodos de inversão), e se deseja determinar $q(p)$ (razão de mistura do vapor d'água). Convém ressaltar que $q(p)$ se encontra dentro de uma integral que é um expoente da transmitância, o que dificulta o processo de inversão. Além disso, existem os erros associados ao perfil de temperatura, também inferido pela inversão da ETR, e a influência de outros gases na faixa de absorção medida pelo sensor. Tudo isto afeta consideravelmente a qualidade dos perfis verticais de umidade inferidos remotamente via satélite.

2.2.1.1 - Funções Peso

Em problemas relacionados com transferência radiativa atmosférica, a transmitância normalmente aparece expressa em termos de uma função, conhecida na literatura por *função peso*. Ela é definida como a taxa de variação da transmitância com relação à pressão ($\frac{\partial \mathcal{D}_\nu(p)}{\partial p}$), e quando multiplicada pela função de Planck resulta em uma medida da contribuição de cada camada atmosférica para a radiação que chega ao topo da atmosfera. Alternativamente, é na função peso que está contida a informação

necessária para se proceder a inferência dos perfis verticais de temperatura e umidade através da inversão da ETR. Portanto, a exatidão na determinação da transmitância é de fundamental importância, pois pequenos erros podem ser amplificados pelo processo de derivação, acarretando assim grandes diferenças nos valores a serem estimados.

2.2.1.2 - A ETR na Forma Simplificada

A formulação da ETR conforme apresentada pela Equação 2.1, é bastante utilizada pelos métodos de inversão matemática. Porém, alguns métodos requerem uma forma ainda mais simplificada. Supondo que não haja contribuição do termo de superfície, ou seja: $\mathfrak{S}_v(p_s) = 0$, essa equação pode ser rescrita como (Liou 1980):

$$I_v(p_0) \cong \int_{p_s}^{p_0} B_v[T(p)] \frac{\partial \mathfrak{S}_v(p)}{\partial p} dp. \quad (2.3)$$

Outra simplificação comumente utilizada é a eliminação da dependência do número de onda na função de Planck, justificada pelo fato do intervalo espectral tratado ser muito estreito. Assim a função de Planck pode ser linearmente aproximada pela relação:

$$B[\nu, T(p)] = c(\nu)B[\nu_f, T(p)] + d(\nu), \quad (2.4)$$

onde ν_f é um número de onda fixo de referência e $c(\nu)$ e $d(\nu)$ não dependem da temperatura. Substituindo a Equação (2.4) em (2.3), temos:

$$g(\nu) = \int_{p_s}^{p_0} K(\nu, p) f(p) dp, \quad (2.5)$$

onde:

$$g(v) = \frac{I(v) - d(v)}{c(v)}, \quad f(p) = B[v_j, T(p)], \quad K(v, p) = \frac{\partial \mathcal{S}(v, p)}{\partial p}.$$

A Equação 2.5 é classificada como uma equação de Fredholm de primeira espécie (Towmey 1977), onde o núcleo da integral $K(v, p)$ é a função peso e $f(p)$ é uma função que deve ser reconstituída a partir de uma série de medidas $g(v_i)$, $i = 1, \dots, N$, N sendo o número de canais utilizados pelo radiômetro. Estas equações são muitas vezes extremamente mal-condicionadas. Aplicar um núcleo do tipo $K(v, p)$ a uma função é geralmente uma operação de suavização, o que ocasiona uma perda irrecuperável de informação. Portanto, a solução que requer a inversão do operador integral definido na Equação 2.5 será extremamente sensível a pequenas alterações ou erros de entrada.

Problemas do tipo que foi apresentado acima, onde se deseja estimar as causas (condições de contorno e parâmetros iniciais) a partir dos efeitos (observações) são frequentemente chamados de *problemas inversos*. Não existe uma metodologia geral que possa ser aplicada com êxito para todos os tipos de problemas inversos e, por isso, diversas técnicas de resolução, específicas para cada caso, têm sido desenvolvidas ao longo do tempo. Em geral, o método deve acrescentar a informação a partir de algum conhecimento a priori da natureza da solução (Press et al. 1992). Este conhecimento a priori é então usado como um modo de suprir a falta de informação. Alguns métodos de resolução deste tipo de equação serão apresentados a seguir.

2.2.2 – A solução para a ETR

Os problemas inversos frequentemente incluem-se na classe de problemas do tipo mal-postos (*ill-posed*), caracterizados por serem matematicamente difíceis de se resolver. Apesar da dificuldade inerente ao problema, existe um esforço muito grande em se buscar um maior conhecimento acerca desta classe de problemas, dada a importância dos mesmos para diversas áreas do conhecimento. Twomey (1977), apresenta uma lista de aplicações de problemas inversos a situações reais, como nas áreas de transferência de calor, física médica e geofísica.

Seja a seguinte expressão algébrica onde se deseja determinar uma solução z pertencente ao espaço F , a partir dos dados observados u contido no espaço U :

$$z = A^{-1} u,$$

sendo $z \in F$ e $u \in U$ onde (F,U) define um par de espaços métricos, e A^{-1} representa o inverso de um operador diferencial, algébrico ou integral, com um domínio definido não nulo D_A e operando em U . Um problema é considerado bem posto em relação ao par de espaços métricos (F,U) se as seguintes condições forem satisfeitas:

- Existência: $\forall u \in U \Rightarrow \exists z \in D_A$ tal que $Az = u$,
- Unicidade: $\forall z_1, z_2 \in D_A$ tal que $Az_1 = Az_2 \Rightarrow z_1 = z_2$,
- Estabilidade: $\forall z_1, z_2 \in D_A$ tal que $Az_1 = u_1, Az_2 = u_2 \Rightarrow z_1 \rightarrow z_2$ em F ,
com $u_1 \rightarrow u_2$ em U , ou seja: variações infinitesimais em u correspondem a variações infinitesimais em z .

Problemas que não satisfazem estas condições são considerados problemas do tipo *mal-postos*. Lembrando que esta afirmação só é válida para um determinado espaço métrico (F,U) , desde que o mesmo problema possa ser bem posto com relação a outros espaços métricos (Tikhonov e Arsenin 1977). As duas primeiras condições caracterizam a determinação matemática do problema, já a terceira condição está relacionada a sua determinação física e com a possibilidade ou não de aplicação de métodos numéricos para resolvê-lo a partir de um certo número de dados iniciais aproximados.

2.2.3 - Metodologias para Resolução da ETR

Como mencionado anteriormente, a Equação 2.1 perante algumas simplificações pode ser classificada como uma equação linear de Fredholm de primeira espécie, (Equação 2.5). O processo de inversão necessário à determinação dos perfis de temperatura e

umidade, caracteriza-se por ser um problema mal-posto, onde não pode ser assegurada a unicidade e a estabilidade da solução inversa da Equação 2.5. Na prática, é comum contar-se com poucos dados, fornecidos através de medições realizadas por aparelhos resultando em uma malha discreta de pontos. Isto torna o sistema impossível de se resolver para um espaço contínuo, tornando-se necessário a utilização de uma formulação discreta para o problema. Além disso, geralmente busca-se estimar um grande número de parâmetros a partir de poucos resultados, o que gera sistemas indeterminados. Problemas inversos relacionados à transferência radiativa aparecem em várias situações envolvendo sensoriamento remoto e em particular a Meteorologia. Esta grande diversidade de aplicações estimulou o desenvolvimento de diferentes abordagens com o intuito de resolver este tipo de equação. Assim, surgiu um grande número de técnicas de inversão que estão basicamente divididas em duas classes distintas: os métodos explícitos e os implícitos. Os métodos de maior interesse para área de meteorologia serão discutidos com mais detalhes nas Seções subsequentes.

2.2.3.1 - Métodos Explícitos

Nos métodos explícitos de inversão, o objetivo é encontrar um operador inverso que permita estabelecer uma correspondência direta entre os dados observados e os parâmetros desconhecidos do problema. Normalmente isto requer muitas simplificações no modelo direto, resultando numa perda de generalização do problema em questão.

Métodos de Inversão Direta

Supondo que há N canais onde são obtidas as radiâncias utilizadas na inferência do perfil de temperatura, e empregando a notação da Equação 2.5, tem-se um sistema de N equações integrais da forma:

$$g_i = \int f(p)K_i(p)dp \quad i = 1, 2, \dots, N. \quad (2.6)$$

O perfil a ser determinado a partir destas equações é uma função contínua da pressão mas há somente um número finito de observações, fazendo com que se torne conveniente expressar $f(p)$ como uma função linear de M variáveis na forma:

$$f(p) = \sum_{j=1}^M f_j W_j(p), \quad j=1, \dots, M, \quad (2.7)$$

onde f_j são coeficientes desconhecidos, e as funções $W_j(p)$ formam uma base ortogonal conhecida.

Das equações acima, tem-se:

$$g_i = \sum_{j=1}^M f_j \int_{p_s}^0 W_j(p) K_i(p) dp, \quad i=1, \dots, N. \quad (2.8)$$

Definindo:

$$A_{ij} = \int_{p_s}^0 W_j(p) K_i(p) dp,$$

obtem-se:

$$g_i = \sum_{j=1}^M A_{ij} f_j, \quad i=1, \dots, N. \quad (2.9)$$

Reescrevendo a Equação 2.9 em notação matricial, tem-se:

$$g = Af,$$

de modo que:

$$f = A^{-1}g, \quad (2.10)$$

ou, caso A não seja uma matriz quadrada (problemas sobredeterminado, por exemplo) tem-se:

$$f = (A^T A)^{-1} A^T g, \quad (2.11)$$

onde A^{-1} e A^T representam a inversa e a transposta de A respectivamente.

Normalmente, as soluções derivadas das equações acima se apresentam muito instáveis devido ao mal-condicionamento de A , e mesmo pequenos erros podem ser grandemente amplificados no processo de inversão. Como se sabe, a resolução deste problema está associada a diversas fontes de erros, tais como erros de arredondamento numéricos e aproximações e imprecisões nas medidas de radiação feita pelos sensores a bordo dos satélites. Isto torna quase impraticável a inversão direta da equação da transferência radiativa. Desta forma serão apresentados abaixo alguns métodos utilizados na tentativa de buscar soluções mais estáveis para este problema.

Inversão Linear com Regularização

Seja a equação:

$$g_i = \sum_{j=1}^M A_{ij} f_j, \quad i = 1, \dots, N.$$

Como na prática sempre existe um erro de medida ξ_i associado a g_i , os dados observados medidos podem ser representados por $\hat{g}_i = g_i + \xi_i$. Dentro deste intervalo de erro, a solução f_j não é única, sendo necessário impor alguma condição adicional que permita optar por uma das possíveis soluções f_j .

Considerando uma função que utilize o método dos mínimos quadrados com um vínculo quadrático na forma:

$$\min \left[\sum_{i=1}^N \left(\sum_{j=1}^M A_{ij} f_j - \hat{g}_i \right)^2 + \gamma \sum_{j=1}^M (f_j - \bar{f})^2 \right], \quad (2.12)$$

onde \bar{f} é o valor médio de f e γ o coeficiente arbitrário de suavização que determina o quão forte a solução f_j será restringida à \bar{f}_j . A Equação 2.12 deve ser otimizada, ou seja, deseja-se minimizar o erro sujeito à condição da solução estar perto de \bar{f} . Assim pode-se mostrar que a solução pode ser expressa por:

$$\mathbf{f} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \gamma \mathbf{H})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{g}, \quad (2.13)$$

onde \mathbf{H} é uma matriz (M x M) dada por:

$$\mathbf{H} = \begin{bmatrix} 1 - M^{-1} & -M^{-1} & \dots & -M^{-1} \\ -M^{-1} & 1 - M^{-1} & \dots & -M^{-1} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ -M^{-1} & -M^{-1} & \dots & 1 - M^{-1} \end{bmatrix}.$$

Se $\gamma = 0$ então a Equação 2.13 tende a formulação de mínimos quadrados, apresentada anteriormente (Equação 2.11). Esta equação foi primeiramente derivada por Phillips (1962) e Twomey (1963).

A introdução de um termo de regularização no processo de inversão da ETR diminui o problema de mal-condicionamento do problema, restringindo o espaço de soluções possíveis, fazendo com que o conjunto de pontos que compõem a solução tenha um comportamento fisicamente aceitável. Contudo, uma desvantagem deste método é a necessidade de determinação de um parâmetro de regularização (γ) ótimo. Sabe-se que

valores muito altos de γ tendem a fazer com que as soluções sejam muito suavizadas perdendo a consistência com os dados do problema. Já para valores muito baixos de γ , a tendência é uma diminuição no efeito da regularização, ressurgindo o problema de mal-condicionamento do problema. Apesar de haver alguns critérios objetivos de escolha deste parâmetro de regularização (Gull e Daniel 1978; Sena e Toksoz 1990), nem sempre estes critérios fornecem bons resultados, e, geralmente se faz necessário a utilização de experimentações numéricas, “tentativa e erro”, buscando os valores mais adequados de γ para o problema em questão.

Método Simultâneo de Smith-Woolf

O método simultâneo de Smith-Woolf (Smith et al. 1985) se caracteriza por possuir um esquema de determinação simultânea dos perfis verticais de temperatura e umidade e das temperaturas de contorno da superfície, a partir das radiancias. Este esquema utiliza a ETR escrita na forma perturbada:

$$\delta T_b = \int_{p_0}^{p_s} \delta u \frac{\partial T}{\partial p} \frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial u} \left[\frac{\partial B}{\partial T} / \frac{\partial B}{\partial T_b} \right] dp - \int_{p_0}^{p_s} \delta T \frac{\partial \mathfrak{T}}{\partial p} \left[\frac{\partial B}{\partial T} / \frac{\partial B}{\partial T_b} \right] dp + \delta T_s \left[\frac{\partial B}{\partial T} / \frac{\partial B}{\partial T_b} \right] \mathfrak{T}_s, \quad (2.14)$$

onde T é a temperatura, T_b é a temperatura de brilho, p a pressão, p_0 a pressão no topo da atmosfera, u a umidade integrada, B a função de Planck e \mathfrak{T} a transmitância e o índice s indica propriedade na superfície.

Para que a equação acima seja resolvida, δu , δT e δT_s são expressos como uma expansão linear de funções de base, de modo que a equação acima pode ser formulada da seguinte maneira:

$$\delta T_{bi} = \sum_{j=0}^M \alpha_j \psi_{ij}, \quad i = 1, \dots, N. \quad (2.15)$$

onde ψ são as funções de base, que dependem do número de canais i ($i=1, \dots, N$), e do número de coeficientes j ($j=1, \dots, M$), e α_j os coeficientes da expansão a serem determinados. Note a semelhança com a Equação 2.9. Na forma matricial a Equação 2.15 fica:

$$T_b = \psi \alpha, \quad (2.16)$$

que pode ser resolvida por meio de mínimos quadrados de uma maneira similar a efetuada anteriormente, resultando em:

$$\alpha = (\psi^T \psi + \lambda I)^{-1} \psi^T T_b. \quad (2.17)$$

A partir de α , pode-se determinar δu , δT e δT_s , e a partir de algum conhecimento a priori, que pode ser fornecido através de climatologia, regressão ou mesmo uma análise ou previsão fornecida por um modelo numérico, pode-se chegar às soluções para os perfis verticais de temperatura, umidade e temperatura da superfície. O esquema acima está descrito de uma maneira muito sintetizada e uma descrição mais detalhada deste método incluindo a dedução da Equação 2.16 e escolha das funções de base, pode ser encontrado em (Menzel 1991) e (Ferreira 1987a), que apresenta também uma abordagem em 3-D do esquema de Smith-Woolf.

O processador ITPP que é utilizado operacionalmente se baseia neste método de inversão. O esquema de determinação simultânea torna este método bastante versátil, uma vez que ele é capaz de determinar de uma só vez os perfis de temperatura e umidade e a temperatura da superfície. Por outro lado, este método se mostra bastante sensível com relação ao perfil inicial, necessitando de um grande conhecimento prévio das características atmosféricas.

Algoritmos de regressão Linear

Os métodos de regressão linear baseiam-se em amostras simultâneas em tempo e espaço de dados de radiâncias e de radiossondagens. Os perfis de temperatura são obtidos por equações do tipo:

$$T_i = A_{0i} + \sum_{j=1}^n A_{ji} I(v_j); i = 1, \dots, M$$

onde I_v é a radiação que chega ao sensor, i representa os níveis atmosféricos e j o número do canal, e A_{0i} e A_{ji} são coeficientes de regressão.

A vantagem deste método é a facilidade de implementação e aplicação. 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 para a obtenção dos coeficientes da equação.

Métodos Estatísticos

Os métodos do tipo estatístico, geralmente assumem que um desvio no perfil de temperatura procurado em relação à uma média climatológica, pode ser expresso como uma combinação linear dos desvios dos dados medidos (radiâncias). Assim escreve-se:

$$\hat{f}_j - \bar{f}_j = \sum_{i=1}^M D_{ji} (\hat{g}_i - \bar{g}_i), \quad i = 1, \dots, N \text{ e } j = 1, \dots, M. \quad (2.18)$$

onde \hat{f}_j é o valor estimado de f_j , que representa os valores verdadeiros de temperatura; \bar{f}_j a média climatológica de f_j ; \hat{g}_i os dados observados; \bar{g}_i a média dos dados observados, e $\|D_{ji}\|$ uma matriz estimadora.

Uma vantagem deste método é que $\|D_{ji}\|$ é determinada experimentalmente, não necessitando das informações das funções peso. Por outro lado, sua principal desvantagem está no fato de ser bastante dependente de uma média climatológica acurada.

2.2.3.2 - Métodos Implícitos

Basicamente, os métodos implícitos tentam ajustar a solução matemática através de um processo iterativo de busca, até que haja uma melhor concordância entre os dados observados e os resultados calculados pelo modelo direto em cada iteração. Em geral estes métodos não necessitam linearização da equação da ETR nem utilização do processo de inversão de matrizes. Porém, este tipo de método geralmente demanda um maior tempo de cálculo quando comparado aos métodos diretos.

Método de Chahine

O método iterativo desenvolvido por Chahine (1968 e 1970) utiliza o fato de que a função peso tem apenas um máximo para cada número de onda e que estes estão localizados em diferentes níveis de pressão p_i , permitindo assim a determinação de uma temperatura para cada canal utilizado. Com a aplicação do teorema do valor médio a ETR pode ser escrita como:

$$\tilde{I}_i = B_i(T_s)\mathfrak{F}_i[T(p_s)] + B_i[T(p_i)] \left[\frac{\partial \mathfrak{F}_i(p)}{\partial \ln p} \right]_{p_i} \Delta_i \ln p, \quad (2.19)$$

onde i denota o número de canais espectrais, p_i denota o nível em que a função peso tem seu valor máximo e $\Delta_i \ln p$ representa a diferença logarítmica de pressão em dois níveis i . Partindo desta equação e fazendo algumas considerações, chega-se a equação de relaxação de Chahine:

$$\frac{\tilde{I}_i}{I'_i} \approx \frac{B_i[T(p_i)]}{B_i[T'(p_i)]}, \quad (2.20)$$

onde I'_i é a radiação estimada através de um perfil inicial na temperatura $T'(p_i)$. Esta radiação estimada é comparada com a radiação observada e, não estando dentro da precisão estabelecida, a Equação 2.1 é utilizada para gerar um novo perfil na temperatura utilizando-se a equação de Planck. Este processo é aplicado sucessivamente até atingir a convergência, dada por:

$$\eta = \sum_i \frac{|\tilde{I}_i - I'_i|}{I'_i},$$

onde η é o resíduo.

Este método apesar de sua simplicidade apresenta resultados bastante satisfatórios. Sua principal desvantagem é a limitação no número de pontos estimados do perfil, tornando-se necessário o uso de interpolação entre os pontos calculados. Além disso, ele não permite a extrapolação dos resultados para níveis de pressão fora do intervalo abrangido pelos sensores e possui grande sensibilidade com relação a ruídos.

Método de Smith

Smith (1970) desenvolveu um método bastante similar ao desenvolvido por Chahine. A diferença básica consiste em se utilizar cada canal de observação separadamente para estimativa do perfil de temperatura, obtendo-se em seguida uma média ponderada pelas funções peso para cada nível de pressão. Fundamentalmente, esta técnica iterativa se diferencia do método de Chahine por utilizar uma equação de iteração da forma:

$$B_i^{k+1}[T(p)] = B_i^k[T(p)] + [\tilde{I}_i - I_i^k], \quad (2.21)$$

onde \tilde{I}_i é a radiação observada e I_i^k a radiação computada na k-ésima iteração. O método de Smith produz estimativas de temperatura para todos níveis de pressão, não se restringindo apenas aos níveis localizados nos pontos de máximo das funções peso. A temperatura é estimada para cada canal separadamente e ponderada pela função peso. Assim, para cada nível de pressão j [$j=1, 2, \dots, M$] tem-se:

$$T^{k+1}(p) = \frac{\sum_i^N T_i^{k+1}(p) W_i(p)}{\sum_i^N W_i(p)}, \quad (2.22)$$

onde

$$W_i(p) = \begin{cases} d\mathfrak{F}_i, & p < p_s \\ \mathfrak{F}_i, & p = p_s \end{cases}$$

O método de Smith, quando comparado ao de Chahine tem a vantagem de não precisar de interpolação dos valores de temperatura para os níveis de pressão, uma vez que neste caso a temperatura já é estimada para todos os níveis de pressão do modelo. Por outro lado, sua principal desvantagem é que o processo de fazer a média pode impedir a obtenção de uma solução que satisfaça a condição das observações estarem dentro dos seus erros de medida. Neste caso, não existe garantia da solução convergir para uma que satisfaça a radiação observada.

2.3 – Assimilação de Perfis Verticais de Temperatura e Umidade em Modelos de Previsão Numérica de Tempo

Atualmente existem duas formas distintas de assimilar as radiações observadas pelo satélite em modelos de PNT. Na primeira, que é mais comumente utilizada, as variáveis geofísicas (temperatura, umidade, etc.) são inferidas a partir das medidas de radiação através do processo de inversão da ETR. Na segunda, que vem sendo utilizada pelos

grandes centros de PNT, como o ECMWF e NCEP, as radiâncias são assimiladas diretamente na forma de uma variável do modelo. Uma discussão acerca das vantagens e desvantagens de cada abordagem pode ser encontrada em Espinoza (2000) e Eyre et al. (1994).

Conforme mencionado anteriormente, uma etapa deste trabalho está relacionada com a assimilação dos perfis verticais de temperatura e umidade inferidos pelo ICI em um modelo de PNT. Neste sentido, apresenta-se nesta seção uma breve introdução sobre a assimilação de sondagens de satélite em modelos de previsão de tempo. Inicialmente, é apresentada uma breve revisão bibliográfica sobre este assunto, seguida pela apresentação das principais características e dificuldades associadas à assimilação de dados atmosféricos e, finalmente, são mostrados alguns dos tipos de metodologias utilizadas. O modelo de assimilação utilizado na presente pesquisa será descrito na Seção 3.8.

2.3.1 - Evolução Histórica dos Métodos de Assimilação de Dados

A assimilação de dados atmosféricos tem suas raízes em processos de *análise subjetiva* desenvolvidos no último século através da produção de mapas traçados à mão (cartas sinóticas). Tais mapas foram um passo preliminar necessário na produção de previsão de tempo. Em meados dos anos 50, o desenvolvimento dos computadores tornou possível imaginar a produção de previsões de tempo usando modelos numéricos baseados em simplificações e discretização das equações governantes da atmosfera. A PNT é um problema de valor inicial e requer a análise de condições iniciais para começar um processo de integração no tempo. Assim, se tornou necessário desenvolver um procedimento automático para estimar as variáveis atmosféricas sobre uma grade regular de duas ou três dimensões, usando dados disponíveis a partir de redes de observação irregularmente espaçadas. Este procedimento deve ser robusto o suficiente para trabalhar sem a intervenção humana e, ao mesmo tempo, viável do ponto de vista de tempo de máquina gasto para processar as informações.

No começo do desenvolvimento da PNT, os sistemas de assimilação de dados simplesmente interpolavam os dados observados para uma grade pré-definida, através de algoritmos como os implementados por Bergthorsson e Döös (1955) e Cressman (1959), ambos citados em Talagrand (1997). Eliassen (1954) e Gandin (1963), ambos citados em Talagrand (1997), desenvolveram uma base estatística para o processo de análise criando os fundamentos do método de interpolação ótima, que leva em conta a matriz de covariância dos erros estatísticos das variáveis meteorológicas.

Muitos estudos têm sido realizados para avaliar o impacto dos dados de satélite e em particular de perfis de temperatura e umidade na previsão numérica de tempo. Ohring (1979) estudou o impacto causado pela utilização de dados de sondagem de temperatura em modelos de previsão de tempo. Os resultados indicaram que a inclusão de dados de sondagem remota a partir de satélites poderia ser útil para aumentar a performance dos modelos de previsão numérica de tempo.

Nos anos 80, os grandes centros operacionais de previsão de tempo (e.g. o ECMWF, e o United States National Meteorological Center (NMC)), e centros de pesquisa em modelagem numérica (e.g. o NASA Goddard Laboratory for Atmospheric Sciences (GLAS), e o NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)) investigaram o impacto da inclusão de dados TOVS em modelos de PNT (Smith 1991). Os resultados destes experimentos não foram muito conclusivos, e dependeram bastante da abordagem utilizada na assimilação de dados e também da situação meteorológica analisada. Por exemplo, um experimento realizado no ECMWF mostrou que o uso de dados de satélite é bastante positivo, conseguindo estender o prazo da previsão útil de 5.5 para 7 dias no Hemisfério Norte, e de 3.5 para 5 dias no Hemisfério Sul (Uppala et al. 1984). Em outro experimento, realizado pelo GLAS, os resultados mostraram que o uso de dados de satélite tem um pequeno impacto para o Hemisfério Norte, e relativamente grande impacto e mais consistente para o Hemisfério Sul (Kalnay et al. 1985: in Smith et al 1991). Outros estudos, mais recentes, realizados pela "Japanese Meteorological Agency" (JMA) concluíram que a base de dados provenientes de satélites é indispensável para as análises em baixas latitudes, para o Hemisfério Sul e algumas regiões de latitudes médias do Hemisfério Norte. Por outro lado, os dados de

satélites resultaram em um pequeno impacto na previsão de tempo no leste da Ásia (Kashiwagi 1987; in Smith et al. 1991).

Mais recentemente, Kalnay et al. (1998) e Kistler et al. (2001) fizeram uma análise da performance dos dados de re-análise e de previsão operacional de tempo para o Hemisfério Norte e Hemisfério Sul para previsões de 5-dias no National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Notou-se que o impacto das alterações do sistema de observações, especialmente a introdução de observações por satélite (a partir de 1979) é muito maior no Hemisfério Sul onde, devido a grande superfície oceânica, o número de radiossondas é bem menor que no Hemisfério Norte. No caso do Hemisfério Sul a introdução de dados de satélites trouxe uma melhora bastante significativa. Mo and Wang (1995) também testaram o impacto que a assimilação de dados de satélite pode ter sobre os campos de análises e previsão numérica de tempo. Os resultados mostraram que para o Hemisfério Norte quase não existe diferença significativa nas variáveis primárias quando se usa ou não dados de satélite. O impacto dos dados dos satélites na previsão do Hemisfério Norte foi positivo, porém muito pequeno, atingindo 1% na previsão de 5 dias (erro RMS de correlação de anomalia). No Hemisfério Sul, a diferença entre se usar ou não dados de satélite foi estimada ser equivalente à diferença entre 1.5 dias na previsão com relação ao não uso de satélites. Após 5 dias, a previsão usando dados de satélite se mostrou superior a previsão sem dados de satélite em aproximadamente 1 dia.

Além desses trabalhos, pode-se citar também um outro estudo realizado por Chen et al. (1998), que analisaram os efeitos da assimilação de sondagens de umidade obtidas a partir de dados TOVS no sistema de assimilação do Goddard Earth Observing System (GEOS). Foi estudado o impacto da umidade recuperada a partir de dados TOVS sobre as variáveis umidade, precipitação, nuvens, e radiação. Os resultados mostram que o impacto resultou não somente em efeitos diretos, mas também em efeitos indiretos. O efeito direto é o incremento de análise introduzido pelos dados de umidade, que puxa a umidade assimilada em direção aos dados de satélite. O efeito indireto é observado

através de interações da umidade com os processos físicos envolvidos com a mesma, principalmente convecção de umidade.

No Brasil, também foram realizados alguns trabalhos envolvendo a assimilação de dados de satélite em modelo de PNT. Sakuragi (1992) fez um estudo sobre o impacto dos perfis verticais de temperatura e umidade, inferidos com o modelo ITPP-4 a partir de dados TOVS, nos resultados de um modelo *diagnóstico* de análise sinótica sobre a região Sul e Sudeste do Brasil. Os resultados foram comparados com as análises do NMC e com a situação meteorológica observada nas imagens de satélite. Os resultados mostraram que o impacto dos dados de satélite foi positivo essencialmente pela disponibilidade de dados na região oceânica e pela alta resolução, tanto espacial como temporal. Verificou-se também uma boa concordância entre os resultados TOVS e a situação meteorológica observada nas imagens de satélite.

Gonçalves (1999) implementou uma técnica de relaxação de Newton em um modelo de área limitada para assimilar dados de temperatura inferidos pelo modelo ITPP-5.0, a partir de dados do sistema TOVS. A análise dos resultados foi feita com base em um estudo de caso sobre uma situação de ciclogênese ocorrido na região Sul do Brasil. Espinoza (2000) usou técnicas variacionais de assimilação e dados simulados para os canais do sensor TOVS sobre o Brasil, para comparar a técnica de assimilação direta de radiâncias com a assimilação de perfis verticais de temperatura e umidade. Os resultados mostraram, que a assimilação direta de radiâncias apresentou valores do erro da análise ligeiramente menores que os obtidos para a assimilação de perfis inferidos.

2.3.2 – Princípios de Assimilação de Dados na Atmosfera

A capacidade de um modelo numérico em produzir previsões de tempo úteis, depende não somente da resolução do modelo e da precisão com que processos físicos e dinâmicos são representados, mas também das condições iniciais empregadas para integração do modelo. As observações não podem ser usadas diretamente para inicializar um modelo de PNT. Os dados observacionais devem ser processados de uma

maneira dinamicamente consistente de modo a obter um conjunto apropriado de dados para inicialização do modelo. Este processo é usualmente referido como *Assimilação de Dados* (Holton 1992, Talagrand 1997).

Talagrand em (1997), relata que a assimilação de observações meteorológica ou oceanográfica pode ser descrita como o processo sobre o qual toda informação disponível é usada de modo a estimar tão precisamente quanto possível o estado da atmosfera ou escoamento oceânico. As informações disponíveis constituem-se essencialmente de observações (dados observados), e das leis físicas que governam o processo (campos gerados a partir de previsões do próprio ou outro modelo numérico, “background”). Desta forma, as previsões são corrigidas pelos dados observados de forma incremental gerando condições iniciais para novas integrações.

2.3.2.1 - O sistema de observação

Existem vários tipos de instrumentos de observações, e estes inferem a atmosfera e a superfície da terra de diferentes maneiras. Para se utilizar a informação destes instrumentos de uma maneira ótima, se faz necessário entender bem as características dos mesmos. Os instrumentos podem ser divididos basicamente em três categorias: instrumentos de medidas *in situ* (pontuais) tal como termômetro, instrumentos remotos que são ativos (radares) ou passivos (radiômetros) que medem volumes de uma dada distância, e medidas Lagrangianas em que trajetórias de alvos são identificadas de modo a determinar a circulação atmosférica ou oceânica (Balões Pilotos, por exemplo) (Daley 1991).

Alguns erros de observação podem ser representados estatisticamente, particularmente erros de instrumentos e de representatividade (erros devido a medidas discretas de um meio contínuo). Estes erros podem ser “tendenciosos”, espacialmente ou temporalmente correlacionados ou correlacionados com o sinal. Outros erros, sejam humanos ou eletrônicos, não podem ser reduzidos por tratamentos estatísticos, mas podem algumas vezes ser removidos se forem reconhecidos. Em assimilação de dados na atmosfera, é

importante entender o melhor possível de cada instrumentos cujas observações vão ser assimiladas (Daley 1991).

As dificuldades da assimilação de dados TOVS em modelos de PNT podem ser consideradas de dois tipos: a primeira relacionada a fatores práticos, e a segunda de ordem fundamental (Eyre 1994). Dificuldades práticas são aquelas que estão relacionadas com a fase de processamento dos dados, como por exemplo a questão do controle de qualidade dos dados. As dificuldades fundamentais estão relacionadas à própria natureza das observações feitas através de satélite e a informação que estas contêm. Entre estas tem-se a natureza volumétrica das medidas e também a baixa resolução do sistema de medidas (em particular o TOVS). Esta última tem diminuído devido ao aumento da resolução dos canais espectrais dos novos sensores. O sistema ATOVS é um exemplo desta evolução, mas ainda deve ser considerado importante.

Segundo Simmons (2001), alguns dos problemas mais comuns característicos dos dados de satélite são:

- Os dados são distribuídos uniformemente no tempo e não apenas nos horários sinóticos, como a maior parte dos dados convencionais;
- Os dados são disponíveis em grande densidade e correlacionados com erros de observações, portanto, pode ser necessária uma seleção dos dados antes de serem fornecidos ao modelo de assimilação;
- Seu uso torna os modelo de PNT vulneráveis a deterioração da performance dos instrumentos (sensores). Assim, estes necessitam de rotinas de monitoramento para evitar a degradação dos campos de análise e conseqüentemente da previsão;
- Os dados estão propensos a serem “tendenciosos”, portanto se faz necessário a aplicação de algoritmos de correção do “bias”, o que pode ser problemático em regiões onde dados independentes são esparsos e/ou os modelos de assimilação também apresentam erros sistemáticos.

2.3.2.2 - O ciclo da assimilação

Para Daley (1997), o objetivo da assimilação de dados atmosféricos é produzir uma representação regular e fisicamente consistente do estado da atmosfera a partir de uma variedade heterogênea de instrumentos de medidas *in situ* e medidas remotas que obtém uma amostragem imperfeita e irregularmente distribuída no espaço e no tempo. O processo de assimilação de dados extrai o sinal da observação ruidosa (filtragem), interpola no espaço e no tempo (interpolação) e reconstrói as variáveis de estado que não são medidas por redes de observação (complementariedade). De um modo geral, a assimilação de dados pode ser dividida, segundo Daley (1991), em um ciclo de quatro componentes:

1. Controle de qualidade: onde são detectados os erros ou a não representatividade das medidas;
2. Análise objetiva: onde as observações meteorológicas com origens distintas, irregularmente distribuídas no tempo e no espaço, são combinadas com previsões numéricas de forma a fornecer a melhor representação possível da atmosfera em pontos de grade;
3. Inicialização: onde a energia de ondas de alta frequência é reduzida ou filtrada;
4. Previsão: os campos obtidos na inicialização são submetidos a um modelo numérico que faz previsão de curto prazo (podendo ser de até 6 horas em centros de previsão global) obtendo assim campos dinamicamente consistentes.

A Figura 2.1 apresenta o ciclo de análise/previsão do processo de assimilação. Os gráficos de previsão, análise, e correções mostram os vetores de vento em pontos de grades enquanto os gráficos de inovações e observações mostram os vetores de vento nos locais das estações de observações. A escala do vetor de vento é indicada no canto inferior esquerdo de cada gráfico. Note que a escala dos gráficos de correções e inovações é diferente dos demais. A cada 6 horas, todas as observações dentro deste intervalo são coletadas e o controle de qualidade é realizado (painel central esquerdo). Estimativas das variáveis de estado da previsão válida no horário da análise (“background”) e pontos de grade da análise, são obtidas integrando o modelo de

assimilação usando a análise obtida 6 horas antes como condição inicial (painel superior esquerdo). Estimativas das variáveis de estado do “background” nos pontos das estações de observações são obtidas usando um modelo de interpolação matemático padrão, num processo conhecido como interpolação direta. As estimativas do “background” (nos pontos de observação) são subtraídas das observações para produzir os “incrementos de observação” ou “vetor inovação” (painel superior direito). Os “incrementos da análise” ou “vetor de correções” são obtidas pela análise objetiva dos incrementos de observação nos pontos de grade da análise (painel central direito). Os valores da análise são obtidos simplesmente pela soma dos incrementos da análise e a estimativa do “background” nos pontos de grade da análise (painel inferior). O processo de inicialização é aplicado, e o modelo de previsão é rodado com esta análise “inicializada” para produzir uma previsão de 6 horas que será usada como campo do “background” para a gerar a próxima análise (Daley 1985).

2.3.2.3 - Assimilação Sequencial e Variacional.

De um ponto de vista puramente algorítmico, a assimilação pode ser divididas em três classes: *algoritmos simples de interpolação espacial* onde as informações são introduzidas como função de influência no espaço (na maioria dos casos produz ruídos), *assimilação sequencial* e *assimilação variacional* (Daley 1991; Talagrand 1997).

Na assimilação sequencial, que tem sido largamente usada operacionalmente nos modelos de PNT atuais, o modelo de assimilação é integrado sobre o intervalo de tempo no qual as observações a serem utilizadas estão distribuídas. Quando o modelo atinge um intervalo em que as observações estão disponíveis, o estado previsto pelo modelo é usado como um “background” que é atualizado ou corrigido com novas observações. A integração do modelo é então reiniciada a partir do estado atualizado, e o processo se repete até que todas observações disponíveis tenham sido usadas. A operação que consiste em corrigir o “background” em um dado tempo com novas observações é chamado de *análise*. *Assimilação sequencial* é portanto definida como uma sequência alternada de análises realizadas em tempos de observação, e de integrações do modelo

entre sucessivas análises. A característica da *assimilação sequencial* é bem aceita pelos modelos de PNT, sendo usada em vários centros de previsão. Porém uma desvantagem da *assimilação sequencial* é que cada observação influencia o estado estimado do fluxo em tempos posteriores, e não em um tempo anterior. Além disso, a propagação da informação é somente do passado para o futuro (Cohn 1997; Daley 1991; Talagrand 1997).

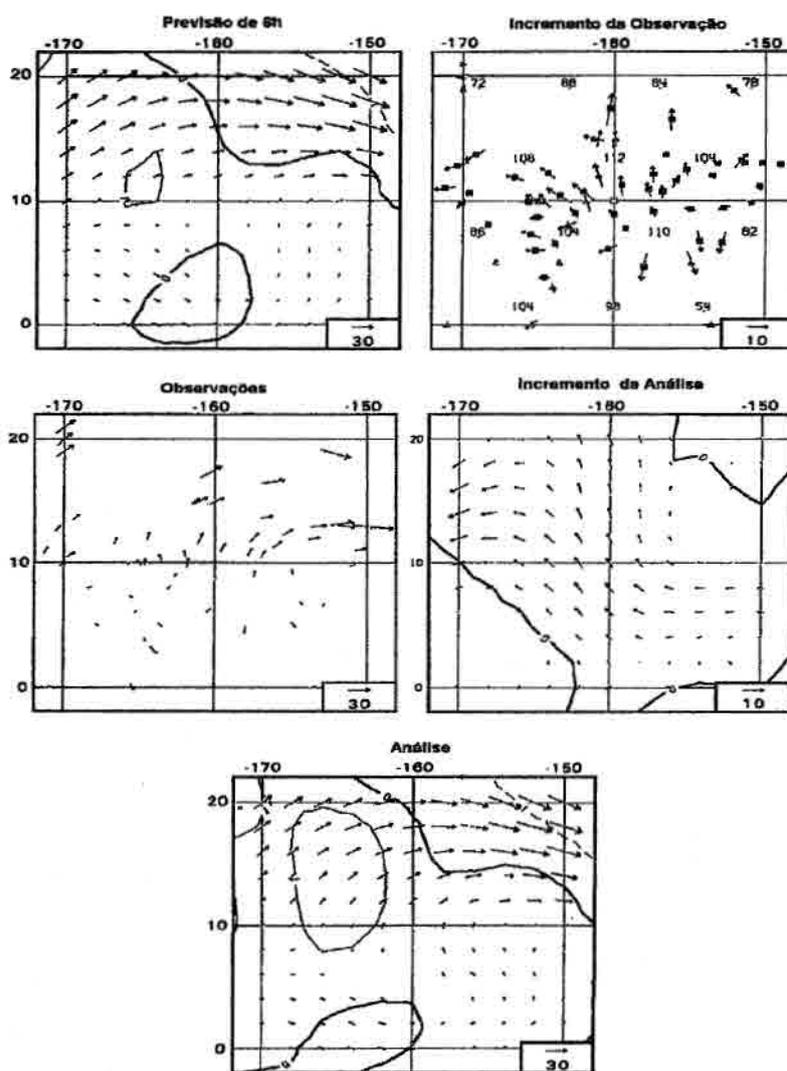


Fig. 2.1 – Esquema do ciclo de assimilação de dados. Ilustração da análise de dados do incremento da observação para o campo de vento em 200 hPa.

Fonte: Adaptado de Daley (1985), pág. 1066.

A assimilação variacional, por outro lado, procura ajustar globalmente uma solução do modelo a todas as informações disponíveis sobre o período de assimilação. Sendo o ajuste simultâneo, os estados ajustados em todo intervalo de tempo são influenciados por todas as observações sobre o período de assimilação. Os algoritmos existentes para assimilação variacional geralmente são da seguinte forma: primeiramente define-se uma função objetivo que mede a distância entre a solução e as observações disponíveis, onde geralmente a função objetivo é a soma dos quadrados da diferença entre observações e valores correspondentes no modelo. A solução procurada é aquela que minimiza a função objetivo. O problema é resolvido por algum processo iterativo de otimização (Courtier 1997; Daley 1991; Talagrand 1997).

CAPÍTULO 3

INSTRUMENTAÇÃO E MODELOS

Neste capítulo é apresentada uma descrição geral dos satélites da série TIROS/NOAA e o sistema A(TOVS), responsável pela aquisição dos dados utilizados nesta pesquisa (Seção 3.1). É apresentada também uma descrição do conjunto de modelos e técnicas utilizadas na presente pesquisa. Na Seção 3.2 é apresentado o modelo AAPP, responsável pela ingestão e pré-processamento dos dados provenientes do satélite. O modelo de detecção de nuvens MAIA e a técnica utilizada para detecção de precipitação e/ou espalhamento para os canais microondas são apresentados nas Seções 3.3 e 3.4, respectivamente. O modelo de inversão ICI, e o modelo associado de transferência radiativa (modelo direto) são descritos nas Seções 3.5 e 3.6. Uma descrição sucinta dos modelos Eta e RPSAS, utilizados na fase final deste trabalho, ou seja, para se estudar o impacto dos perfis inferidos na previsão de tempo, é realizada respectivamente nas Seções 3.7 e 3.8.

3.1 - O sistema ATOVS/AVHRR

Em 1978 entraram em operação os satélites de órbita polar da série TIROS-N/NOAA. Esta série é composta basicamente de dois satélites operando simultaneamente com uma frequência de aproximadamente 14 órbitas por dia, cobrindo a superfície do globo a cada 12 horas e localizado a uma altitude aproximada de 835 Km. Desde então, os satélites desta série foram os responsáveis pelo principal sistema de obtenção de dados usados na determinação dos perfis verticais de temperatura e umidade na atmosfera. O sistema TOVS (Smith et al. 1979) é constituído basicamente por três instrumentos:

- HIRS/2 (High-resolution Infrared Radiation Sounder), que utiliza duas bandas do CO₂ para sondagens de temperatura, sendo sete canais na banda de 15 µm e seis canais localizados na banda de 4.3 µm. Os canais destinados a estimativas de umidade estão localizados na banda de 6.3 µm do vapor d'água, e o canal em 9.7 µm é utilizado para

estimativa da quantidade integrada de ozônio. Além dos canais de sondagem, existem ainda quatro canais de superfície: dois associados a janelas atmosféricas centradas em 11 μm , um em 3.76 μm e outro em 0.69 μm (na região do visível).

- SSU (Stratospheric Sounding Unit), radiômetro que possui três canais utilizando a faixa de 15 μm na região de absorção do CO_2 .

- MSU (Microwave Sounding Unit), radiômetro que opera com quatro canais em torno de 55 GHz, na região de absorção do oxigênio na faixa das microondas.

A partir de 1998, com o lançamento do satélite NOAA-15, tornou-se disponível uma nova geração de sensores para obtenção de perfis verticais de temperatura e umidade, o sistema ATOVS (Advanced Tiros Operational Vertical Sounder) (Goodrun et al. 1998), uma evolução do seu antecessor, o sistema TOVS. Este sistema possui um número maior de canais, responsável pelo aumento tanto da resolução espectral quanto espacial, principalmente na faixa das microondas.

Instrumentos que constituem o ATOVS:

- High Resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS/3). Praticamente ele é uma versão moderna das versões anteriores do HIRS, mantendo as mesmas características dos canais espectrais. A principal função deste sondador é a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade na atmosfera, porém ele também é utilizado na estimativa da temperatura de superfície, parâmetros de nuvens e concentração total de ozônio. A Tabela 3.1 apresenta algumas características gerais deste sensor, incluindo as aplicações meteorológicas mais frequentes a que se destinam.

- Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) e Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B). Substitutos do MSU e SSU, estes instrumentos contam com 20 canais na faixa de microondas; sendo 15 canais AMSU-A cujo papel principal é recuperar perfis verticais de temperatura na presença de nebulosidade e auxiliar os

canais infravermelho na detecção de nuvens, e 5 canais AMSU-B que estão localizados em uma faixa espectral sensível ao vapor d'água, sendo usado na inferência de perfis verticais de umidade. As Tabelas 3.2 e 3.3 mostram as principais características dos instrumentos AMSU-A e AMSU-B, respectivamente.

- Além destes instrumentos, os satélites da série NOAA-KLM também trazem a bordo o Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR/3). Este instrumento é um imageador com 6 canais localizados nas faixas do visível e infravermelho, cuja principal característica é sua alta resolução (1 Km), que permite seu uso para funções como a medida da cobertura de nuvens, temperatura de superfície, gelo, neve e características da vegetação. A Tabela 3.4 apresenta algumas características gerais deste imageador.

TABELA 3.1 - CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS DOS CANAIS QUE CONSTITUEM O INSTRUMENTO HIRS/3 E PRINCIPAIS APLICAÇÕES METEOROLÓGICAS.

Número do Canal	Comp. Onda (μm)	Resolução (km) Nadir-Borda	NEAN*	Finalidade dos Canais
1	14.95	18 – 58	3.00	Sondagem de temperatura
2	14.71	18 – 58	0.67	
3	14.49	18 – 58	0.50	
4	14.22	18 – 58	0.31	
5	13.97	18 – 58	0.21	
6	13.64	18 – 58	0.24	
7	13.35	18 – 58	0.20	
8	11.11	18 – 58	0.10	Temperatura da superfície
9	9.71	18 – 58	0.15	Ozônio total
10	12.47	18 – 58	0.15	Sondagem de umidade
11	7.33	18 – 58	0.20	
12	6.52	18 – 58	0.20	
13	4.57	18 – 58	0.006	Sondagem de temperatura
14	4.52	18 – 58	0.003	
15	4.47	18 – 58	0.004	
16	4.45	18 – 58	0.004	
17	4.13	18 – 58	0.002	
18	4.00	18 – 58	0.002	Temperatura da superfície
19	3.76	18 – 58	0.001	
20	0.690	18 – 58	0.1% albedo	Detecção de nuvens

* Noise Equivalent Delta Radiance ($\text{mW}/(\text{m}^2\text{-sr}\cdot\text{cm}^{-1})$).

TABELA 3.2 - CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS DOS CANAIS QUE CONSTITUEM O INSTRUMENTO AMSU-A E PRINCIPAIS APLICAÇÕES METEOROLÓGICAS.

Número do Canal	Frequência do Centro do Canal (GHz)	Resolução (Km) Nadir-Borda	NE Δ T (K)	Finalidade dos Canais
21	23.80	45 – 125	0.211	Água Precipitável, Parâmetros de superfície
22	31.40	45 – 125	0.265	
23	50.30	45 – 125	0.219	
24	52.80	45 – 125	0.143	Sondagem de temperatura
25	53.596 \pm 0.115	45 – 125	0.148	
26	54.40	45 – 125	0.154	
27	54.94	45 – 125	0.132	
28	55.50	45 – 125	0.141	
29	FLO**=57.290344	45 – 125	0.236	
30	FLO \pm 0.217	45 – 125	0.250	
31	FLO \pm 0.3222 \pm 0.048	45 – 125	0.280	
32	FLO \pm 0.3222 \pm 0.022	45 – 125	0.399	
33	FLO \pm 0.3222 \pm 0.010	45 – 125	0.539	
34	FLO \pm 3222 \pm 0.004.5	45 – 125	0.914	
35	89.000	45 – 125	0.165	Parâmetros de superfície

* Noise Equivalent Delta Radiance.

** Frequency of Local Oscillator.

TABELA 3.3 - CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS DOS CANAIS QUE CONSTITUEM O INSTRUMENTO AMSU-B E PRINCIPAIS APLICAÇÕES METEOROLÓGICAS.

Número do Canal	Frequência do Centro do Canal (GHz)	Resolução (Km) Nadir-Borda	NE Δ T (K)	Finalidade dos Canais
36	89.0 \pm 0.9	17 – 50	0.37	Parâmetros de superfície
37	150.0 \pm 0.9	17 – 50	0.84	
38	183.31 \pm 1.00	17 – 50	1.06	Sondagem de umidade
39	183.31 \pm 3.00	17 – 50	0.70	
40	183.31 \pm 7.00	17 – 50	0.60	

* Noise Equivalent Delta Radiance.

TABELA 3.4 - RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS DOS CANAIS QUE CONSTITUEM O IMAGEADOR AVHRR/3 E PRINCIPAIS APLICAÇÕES METEOROLÓGICAS.

Número do Canal	Largura Espectral (μm)	Resolução Espacial Nadir (Km)	S/N @ 0.5% albedo	NEdT @ 300K	Finalidade dos Canais
1	0.58-0.68	1.09	$\geq 9:1$	-	Detecção de nuvens
2	0.725-1.0	1.09	$\geq 9:1$	-	
3A	1.58-1.64	1.09	$\geq 20:1$	-	
3B	3.55-3.93	1.09	-	$\leq 0.12\text{K}$	
4	10.3-11.3	1.09	-	$\leq 0.12\text{K}$	Detecção de nuvens, Temperatura da superfície
5	11.5-12.5	1.09	-	$\leq 0.12\text{K}$	

3.2 - O modelo AAPP

O AAPP é um modelo desenvolvido pela EUMETSAT com o propósito de preparar os dados recebidos diretamente dos satélites NOAA para serem usados em modelos de inversão (retrieval) e demais aplicações. O modelo AAPP processa diretamente os dados de saída dos satélites NOAA/TIROS-N (atual NOAA-14) e também de seus sucessores NOAA-KLM (atuais NOAA-15 e 16), que se encontram no formato High Resolution Picture Transmission (HRPT), (Klaes 1997; Klaes e Scharaidt 1999).

3.2.1 - Principais módulos do AAPP

Na Figura 3.1 é apresentado um esquema básico do modelo AAPP, que relaciona os módulos principais do modelo com suas respectivas rotinas e padrão de saída dos dados em cada etapa. Uma breve explicação de cada modulo deste modelo é dada a seguir.

Ingestão

- Decomutação e demultiplexação dos dados HRPT: Os dados de medidas e telemetria para cada instrumento são extraídos a partir do arquivo HRPT (nível 0) e escritos em

arquivos diferentes para cada instrumento HIRS, AMSU-A, AMSU-B, AVHRR (nível 1a). As rotinas ATOVDC e AVHRDC são as responsáveis por realizar estas tarefas no sondador ATOVS e imageador AVRHH, respectivamente. (AAPP Documentation 1999).

- **Navegação:** Os módulos ATOVCL e AVHRCL realizam a localização precisa de um pixel de uma imagem sobre uma projeção de um sistema de referencial geográfico. Isto significa que para cada instrumento a bordo do satélite, procede-se a conversão de linhas e pixels para coordenadas de latitude e longitude; além disso os ângulos zenital e azimutal e a direção do sol também são determinados. Uma descrição detalhada do método de navegação utilizado pelo AAPP é encontrada em Marsuin e Brunel (1991). Para cada pixel também são calculados coeficientes de calibração que serão anexados aos valores de “counts” (nível 1b).

Preprocessamento

- **Calibração:** Nesta etapa, a rotina ATOVIN realiza a transformação dos valores de “counts” da imagem para valores de radiância, e converte os valores de radiância para valor de temperatura de brilho. No final desta etapa têm-se valores de temperatura de brilho localizadas em latitude e longitude para cada canal espectral (nível 1c).
- **Mapeamento:** A rotina ATOVPP faz a identificação dos dados contaminados por precipitação, partículas de gelo nas nuvens, efeitos de superfície, etc. Além disso, os dados de cada instrumentos são projetados para uma grade comum (mesma resolução espacial). No modo padrão do AAPP, os dados são mapeados para resolução do instrumento HIRS (nível 1d).
- **Máscara de nuvens:** Basicamente este é um algoritmo que realiza as seguintes funções: calibração e mapeamento dos dados AVHRR para a grade HIRS. Identificação e descrição da fração do pixel HIRS que é considerado contaminado

por nuvens. Esta etapa é realizada pela rotina AVH2HIRS. Este algoritmo será melhor descrito na próxima seção.

Todos os módulos descritos anteriormente foram projetados de maneira que os formatos dos dados de saída fossem padronizados, para que possam ser utilizados nas diversas aplicações com diferentes algoritmos de inversão como por exemplo o International ATOVS Processing Package (IAPP) (Woolf et al. 1999) e o modelo ICI (Lavanant et al. 1997), que foi utilizado neste trabalho.

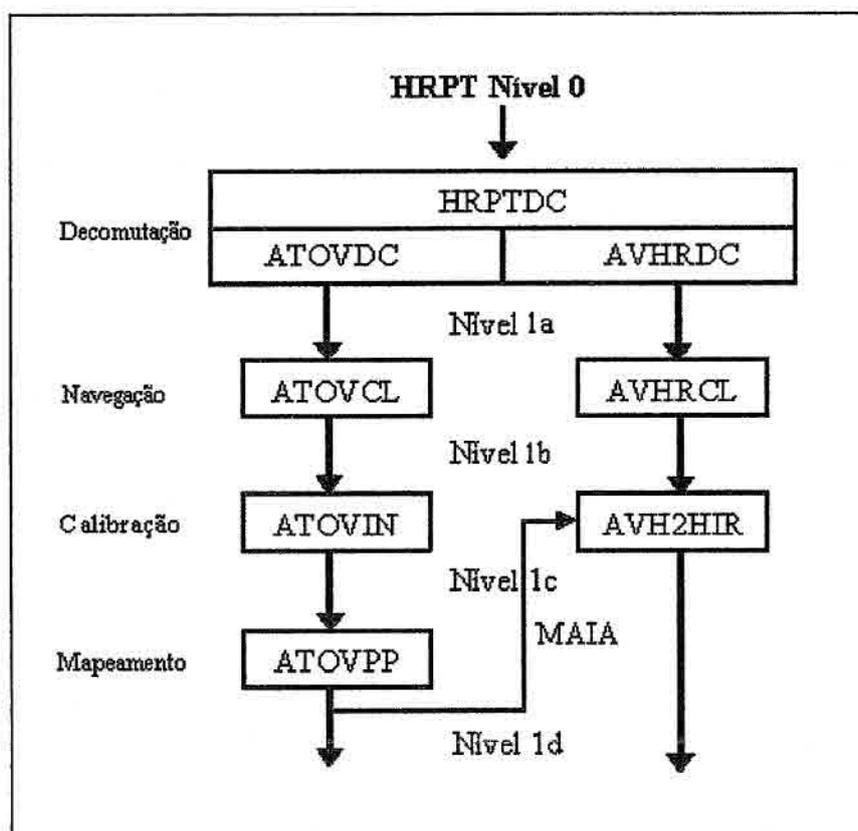


Fig. 3.1 – Esquema AAPP de processamento dos dados ATOVS/AVHRR.

Fonte: Adaptada de Klaes (1997), p. 269 e 270.

3.3 – Mask AVHRR for Inversion ATOVS (MAIA)

É fundamental para o processo de inversão ter informações acerca da cobertura de nuvens existente durante a aquisição dos dados de satélite. As nuvens possuem a propriedade física de interagir com a radiação eletromagnética, sobretudo na faixa espectral do infravermelho, que é a principal região espectral usada no processo de sondagem atmosférica. Ao passar pela nuvem a radiação no comprimento de onda do infravermelho sofre o processo de absorção, alterando o feixe de radiação proveniente de regiões localizadas abaixo das nuvens que chega até os sensores localizados no satélite. Nesta situação, a radiação medida pelos sensores pode ser tratada de maneira errônea pelos modelos de inversão.

Na presença de nuvens altas e médias, cobrindo todo ou a maior parte do pixel, a diminuição nos valores de temperaturas de brilho da maioria dos canais é expressiva, e pode ser facilmente identificado através da aplicação de simples controles de qualidade nos métodos de inversão. Contudo, quando a área formada pelas nuvens atinge apenas uma pequena fração do pixel, ou quando o topo das nuvens está localizado próximo à superfície (nuvens baixas), as temperaturas de brilho medidas nestas condições são muito próximas das que seriam obtidas em condições de céu completamente limpo, tornando difícil identificar a presença de nuvens no pixel através da aplicação de testes simples, constituindo-se um problema para os métodos de inversão.

A principal função do modelo MAIA é identificar e quantificar a cobertura de nuvens dentro de cada pixel (usa-se o FOV do HIRS como referência), com o propósito de auxiliar o processo de inferência de perfis de temperatura e umidade atmosférica. Esta informação, como será visto mais adiante, ajuda na escolha dos canais adequados no processo de inversão. Por exemplo, caso um pixel seja classificado como nublado, a maior parte dos “canais infravermelho” deve ser excluído do processo de inversão, evitando desta forma o tratamento errôneo destas informações. Contudo, o processo de inversão não requer uma identificação detalhada, ou seja, uma classificação dos

diferentes tipos de nuvens existentes na imagem, que pode ser necessário para outros tipos de aplicação.

O algoritmo MAIA faz a leitura dos dados AVHRR nível 1b, aplica os coeficientes de calibração para obter as temperaturas de brilho e mapeia os dados AVHRR para a grade HIRS. Em seguida é rodado um algoritmo para detecção de nuvens, que será melhor detalhado nos parágrafos subsequentes. Como resultado, tem-se um arquivo nível 1d que contém, além dos dados de temperatura de brilho, informações extras sobre cobertura de nuvens e mais outros 12 parâmetros relacionados à estatística dos pixels AVHRR mapeados para o FOV HIRS (Lavanant et al. 1999).

O algoritmo de detecção de nuvens consiste de uma sucessão de testes e limites, que são aplicados a todos pixels AVHRR mapeados dentro do FOV HIRS para várias combinações de canais. Um pixel é considerado nublado se um dos testes não for satisfeito (ou seja, para que um pixel seja considerado claro, todos os testes devem ser satisfeitos). A série de testes e limites aplicados em cada pixel depende de diversos fatores como: tipo de superfície (terra, mar ou costa); ângulo zenital, que determina o período do dia (dia, noite e crepúsculo); a existência ou não de reflexão especular durante o dia, etc. Os testes podem ser realizados com um único canal (mono-espectral) ou em combinações de vários canais (testes multi-espectrais). Uma completa descrição dos testes e limites aplicados pelo algoritmo MAIA é feita em (MAIA Documentation 1999). Porém, como esta não é uma literatura aberta, alguns dos principais testes estão descritos a seguir:

T1, $T_b 11\mu m - T_{superfície}$. Este teste, também conhecido por teste do limite inferior, é um dos mais utilizados nas técnicas de identificação de nuvens, sendo seu princípio bastante simples e de fácil aplicação. A temperatura de brilho em $11\mu m$ (canal 4 do AVHRR) é comparada com a temperatura da superfície, se a diferença ultrapassar certo limite preestabelecido, o pixel é considerado nublado. Este teste permite identificar com grande acurácia a presença de nuvens médias e altas, porém tem baixa eficiência com

relação a nuvens baixas, pois a diferença entre a temperatura do topo das nuvens baixas e a da superfície é menor que o limiar geralmente estabelecido.

T2, $T_b 3.7\mu m - T_b 12\mu m$ – Diferença entre 3.7 μm e 12 μm durante a noite. Usado para detectar nuvens contendo partículas de gelo semitransparente e sub-pixel de nuvens frias. Sua eficiência é baseada no fato de que a contribuição (para a temperatura de brilho) do solo relativamente quente é maior em 3.7 μm do que em 12 μm , devido a menor transmitância do gelo nas nuvens e a alta não linearidade da função de Planck em 3,7 μm . A diferença T3-T5 é uma função da altura das nuvens, de sua profundidade (para cirros), e nebulosidade (para sub-pixel com nuvens).

T3, $T 11\mu m - T_b 3.7\mu m$ – Diferença entre a temperatura de brilho em 11 μm e 3.7 μm durante a noite. Teste usado para detectar nuvens baixas contendo água líquida. Sua eficiência está baseada na variação espectral da emissividade de nuvens contendo água líquida, que é menor em 3.7 μm do que 11 μm . Esta diferença nas temperaturas de brilho é maior para nuvens contendo pequenas partículas d'água, uma vez que superfícies continentais e oceânicas (exceto desertos de areia) possuem temperaturas de brilho similares nos dois canais. Este teste depende do conteúdo de água precipitável (TPW), e é aplicado somente à noite, pois o canal em 3,7 μm é afetado pela radiação solar.

T4, $SD T 11\mu m$ - Teste da variação espacial local da temperatura de brilho em 11 μm . Usado para detectar pequenos cúmulos, cirros, etc. Baseado no desvio da temperatura de brilho em 11 μm em relação à média dos quatro pixels vizinhos mais próximos.

T5, $T_b 11\mu m - T_b 12\mu m$ - Este teste é aplicado para detectar nuvens do tipo cirros, e está baseado na diferença entre a temperatura de brilho em 11 μm e 12 μm . A diferenças na temperatura de brilho entre os canais é maior na presença de nuvens do tipo cirros quando comparada com regiões sem nuvens. Isto se deve ao diferente comportamento da emissividade dos dois tipos de alvos (superfície da terra e nuvens).

Outro fator que influencia neste teste é a TPW, sendo necessário aplicar uma correção para a diferença entre os dois canais em função da coluna integrada de vapor d'água.

T6 e T7, Infravermelho próximo 0.9 μm e visível 0.6 μm – Teste aplicado para o canal visível 0,6 μm (A1) ou infravermelho próximo 0,9 μm (A2), para detectar nuvens baixas. A eficiência deste teste está baseada na maior refletância observada em áreas contaminadas por nuvens em relação àquelas sem nuvens (tanto sobre continente quanto sobre oceano). A1 é usado sobre continente e A2 sobre o oceano, pois sofre menos o efeito do espalhamento que o visível.

A maior parte dos testes apresentados acima é sensível às condições climáticas da região sob a qual se faz a observação. Portanto, para obter resultados mais precisos, faz-se necessário ajustar os limites e testes a estas condições climáticas. O modelo MAIA, em sua versão original, foi concebido de forma que os parâmetros utilizados pelos testes fossem os mesmos para qualquer região do globo. Em uma segunda versão (MAIA-2.0), foi proposto um esquema de adaptação dos testes e limites às condições climáticas da região sob o qual se faz a observação. Esta versão propõe uma adaptação dinâmica baseada na adequação dos testes multi-espectrais aos valores de TPW. A Figura 3.2 mostra um exemplo de como a TPW pode influenciar o teste T2. Neste caso, quanto maior o valor de TPW maior será a diferença entre as temperaturas de brilho medidas entre os canais 3.7 μm e 12 μm , ou seja, para que um pixel seja classificado como nublado segundo o teste T2, a TPW deve ser levada em consideração.

A utilização de temperatura da superfície e TPW requer o fornecimento de dados auxiliares ao modelo. Estas informações podem ser supridas através de modelos numéricos de previsão, climatologia, ou calculadas através de algoritmos. A TPW sobre o mar é estimada através dos canais microondas do sensor AMSU-A. O modelo utilizado é o algoritmo de Grody et al. (1999), que fornece a estimativa de TPW com uma acurácia em torno de 0.6 cm. Sobre o continente existe um atlas climatológico mensal de TPW, porém a melhor estimativa foi obtida usando dados de PNT. Neste caso, existe a desvantagem de haver a necessidade de arquivos de previsão em tempo

hábil para se inicializar o modelo. Para o caso da temperatura da superfície, existe também um atlas climatológico mensal, porém sobre o continente a utilização do atlas introduz erros muito grandes. Na ausência de dados de PNT, alguns testes baseados na temperatura radiométrica em 11 μm fornecem resultados melhores.

As Tabelas 3.5 e 3.6 mostram as seqüências de testes utilizadas pelo algoritmo de identificação de nuvens para situações diurnas e noturnas, respectivamente. Nota-se que a seqüência e tipos de testes aplicados dependem do tipo de superfície. Outros testes e seqüências (não mostrados) também são usados em condições de crepúsculo, reflexão especular, etc. Inicialmente, antes da aplicação de qualquer teste de classificação de nuvens, um algoritmo de identificação de gelo sobre o mar e neve sobre o continente deve ser aplicado. Contudo, para a grande maioria dos casos tratado neste trabalho, estes testes não foram necessários.

TABELA 3.5 – TESTE APLICADOS PARA TERRA, MAR E COSTA DURANTE O DIA SEM SUNGLINT*.

Terra	Mar	Costa*	
		<i>IF Terra</i>	<i>IF Mar</i>
T1	T1	T1	T1
T7	T6	T7	T6
T5	T5	T5	T5
T3	T3	T3	T3
-	T4	-	-

* A determinação do tipo de superfície do pixel AVHRR (terra ou mar) é determinada através de um teste realizado com os canais 1 e 2 do AVHRR.

TABELA 3.6 – TESTE APLICADOS PARA TERRA, MAR E COSTA DURANTE A NOITE.

Mar		Terra e Costa	
<i>Sem Canal 3.7 μm</i>	<i>Com Canal 3.7 μm</i>	<i>Sem Canal 3.7 μm</i>	<i>Com Canal 3.7 μm</i>
T1	T1	T1	T1
T4	T2	T5	T2
T5	T3	-	T3 .ou. no deserto
-	T4	-	Deserto .ou. T3 (limites_deserto) .ou. T5 (limites_deserto)
-	T5	-	T5

A presença do canal 3 é determinada a partir do teste com a temperatura de brilho deste canal:

- Se TB em 3.7 μm ≥ 180 K → existe canal 3.7 μm.

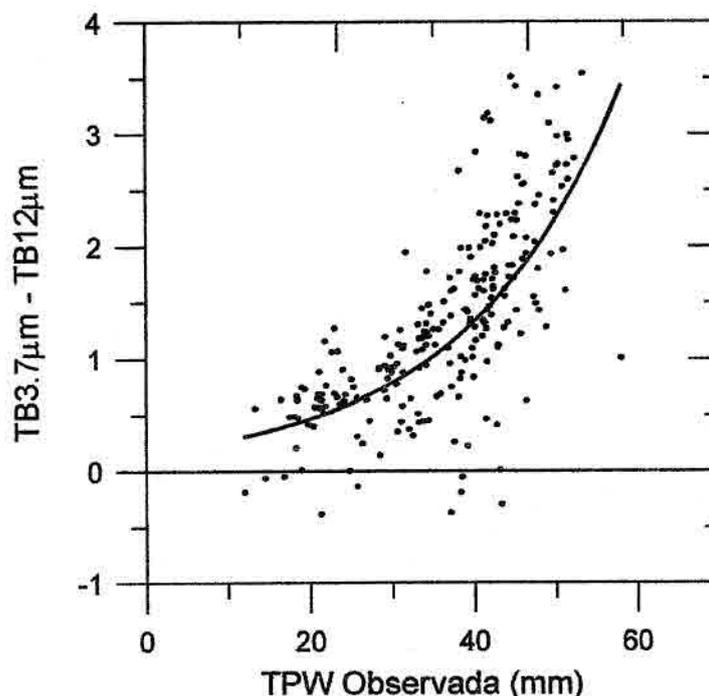


Fig. 3.2 – Simulação obtida com o modelo de transferência radiativa RTTOV das diferenças entre a temperatura de brilho em 3.7 μm e 12 μm para diferentes valores de TPW, para situações sobre o continente, próximo do nadir.

3.4 – Modelagem dos Efeitos de Precipitação e Espalhamento nos Canais AMSU

A aplicação das observações na faixa das microondas para o processo de inversão complementa o uso dos canais infravermelhos, fornecendo informações onde estes não conseguem, como por exemplo na presença de nuvens. Contudo, mesmo na faixa das microondas, dependendo do comprimento de onda, o fluxo de radiação pode interagir com nuvens e precipitação. Conseqüentemente, a aplicação de um controle de qualidade para observações microondas se faz tão necessário quanto àquele realizado para os radiômetros infravermelhos. Entretanto, se o controle de qualidade dos canais infravermelho for realizado apenas para distinguir entre pixel nublado, não nublado ou parcialmente nublado, para a radiometria microondas existe uma divisão mais sutil entre insignificamente nublado e significativamente nublado, onde a definição de significância dependerá da frequência do canal (English et al. 1999). Isto que dizer que ao contrario da radiação em infravermelho onde geralmente as nuvens podem ser consideradas como totalmente opacas, para os canais microondas é a composição da nuvem que determinará se um canal irá ou não sofrer algum tipo de interferência.

Para entender como as nuvens afetam os canais AMSU deve-se conhecer melhor os processos e interações que ocorrem na atmosfera nesta faixa de comprimento de onda. Na atmosfera, os hidrometeoros têm tamanhos típicos em torno de 0.01 mm para gotas de água líquida nas nuvens, e de 0.1 mm a 1 mm para chuvisco e chuva. Os cristais de gelo possuem tamanhos similares aos das gotas de chuva, mas em alguns casos os flocos de neve e agregados de gelo associados com grandes cúmulos podem chegar a 10 mm. A teoria do espalhamento de Mie, que geralmente é aplicada a estes comprimentos de onda, prevê que quando o comprimento de onda da observação é longo se comparado ao tamanho do hidrometeoro, os efeitos de espalhamento podem ser negligenciados. Para a maioria dos eventos envolvendo chuva e gelo, o processo de espalhamento se torna importante em comprimentos de onda abaixo de 5 mm (frequência > 60 GHz). Por outro lado, o processo de absorção permanece significativo até comprimentos de onda de 20 mm (15 GHz). Para o sensor AMSU, de um modo aproximado, pode-se dizer que na presença de chuva e gelo predomina o processo de absorção nos canais 1 a 14 (24-57

GHz) e espalhamento nos canais 15 a 20 (89 a 190 GHz). Em altas frequências e na ausência de hidrometeoros com tamanho suficiente para espalhar a radiação, a absorção por pequenos hidrometeoros torna o processo radiativo dominante (AAPP Documentation 1999).

Devido ao efeito do espalhamento nos canais AMSU ocorre uma diminuição da temperatura de brilho do pixel em relação àqueles não afetados. Isto acontece porque as partículas de gelo espalham a radiação, diminuindo a quantidade que chega ao sensor. Por outro lado, chuva e água líquida nas nuvens agem como emissores quase não polarizados, de modo que sobre alvos frios e polarizados (oceanos, por exemplo) a chuva e água líquida nas nuvens tendem a despolarizar e aumentar a temperatura de brilho observada pelo satélite. Este efeito pode ser observado especialmente em baixas frequências (23.8 e 31.4 GHz), e seu uso é limitado aos oceanos. Sobre o continente, onde a emissividade da superfície é geralmente alta, o impacto do sinal destes emissores atmosféricos normalmente é muito baixo.

Por estar apenas indiretamente associado à região contendo precipitação, o sinal proveniente de espalhamento pode ser observado tanto sobre oceano quanto continente. Sobre o continente, a discriminação do sinal de espalhamento é realizada usando apenas a diferença entre um canal de baixa frequência (AMSU-A 23.8 GHz) e canais em alta frequência (89 ou 150 GHz). Para situações livres de espalhamento, a diferença é aproximadamente zero, porém, para situações com espalhamento, dependendo da quantidade total de partículas de gelo com tamanho de espalhamento no campo de visada do sensor, a diferença pode passar de 50 K.

Grody et al. (1999), apresentaram um algoritmo para identificar a ocorrência de espalhamento em pixels do instrumento AMSU-A. Nesta técnica, que foi desenvolvida originalmente para o SSM/I e SSM/T2, os índices de espalhamento são calculados a partir do valor da diferença entre medidas em alta frequência (89 GHz) e em canais de baixa frequência (23 ou 31 GHz). Na ausência de nuvens, a temperatura de brilho geralmente aumenta com a frequência e a diferença será sempre negativa. Entretanto, na

presença de espalhamento, a temperatura de brilho em 89 GHz diminui, fazendo com que esta diferença se torne positiva.

O índice de espalhamento é calculado a partir das seguintes expressões:

$$SIL = Tb(23) - Tb(89), \quad (3.1)$$

$$SIW = 113.2 + [2.41 - 0.0049 * Tb(23)] * Tb(23) + 0.454 * Tb(31) - Tb(89), \quad (3.2)$$

onde SIL e SIW são os índices de espalhamento sobre continente e oceano, respectivamente; e $Tb(23)$, $Tb(31)$ e $Tb(89)$ são as temperaturas de brilho observadas nas frequências de 23, 31 e 89 GHz, respectivamente. Para valores de $SIL \geq 3$ e $SIW \geq 9$, o pixel é considerado contaminado por espalhamento.

O método apresentado anteriormente é aplicável tanto sobre o oceano quanto sobre o continente. No entanto, sobre o continente outros testes devem ser aplicados para detectar a presença de gelo e desertos, pois estes tipos de superfícies produzem uma quantidade de espalhamento que pode ser confundidas com àquela produzido por hidrometeoros. Sobre o oceano, além do teste de espalhamento, aplica-se também um teste baseado na emissão em baixa frequência para estimar a quantidade de água líquida nas nuvens (CLW). Um algoritmo simples para derivação de CLW é apresentado em Grody et al. (1999):

$$A = 8.240 - (2.622 - 1.846 * \cos\theta) * \cos\theta,$$

$$B = 0.754,$$

$$C = -2.265,$$

$$CLW = (A + B * \log(285 - Tb(23)) + C * \log(285 - Tb(31))) * \cos\theta; \quad (3.3)$$

onde θ é o ângulo zenital e $Tb(23)$ e $Tb(31)$ as temperaturas de brilho observada nas frequências 23 e 31 GHz, respectivamente. Valores de CLW maior que 0.3 mm geralmente estão associados à presença de precipitação, enquanto valores abaixo deste limiar podem ser considerados livres de precipitação. Contudo, valores acima de

... são suficientes para contaminar os canais AMSU. Portanto, como o interesse neste trabalho não é fazer estimativa de precipitação mas identificar os pixels que podem estar contaminados por espalhamento, é mais apropriado utilizar o limite de 0.1 mm, pois mesmo que o índice não seja suficiente para produzir precipitação, este pode ser suficiente para contaminar os canais.

A discriminação de regiões contaminadas por emissão e/ou espalhamento na faixa de microondas é bastante dependente da resolução espacial do sensor. Em uma área muito grande, o efeito pode ser mascarado e fica difícil de ser identificado através de técnicas de detecção usuais. Portanto, os sinais de espalhamento detectado na resolução do sensor AMSU-B (15x20 km²), pode não ser detectados na resolução do sensor AMSU-A (50x50 km²). Diferentes combinações podem ser usadas entre os canais de superfície do AMSU-A e AMSU-B para obter um índice de espalhamento mais preciso. Uma simples mudança, sugerida por Bennartz et al. (1999) propõe trocar o canal em 89 GHz do AMSU-A pelo canal em 89 GHz do AMSU-B. Ferraro et al. (2000) propõe o cálculo de um índice de espalhamento sobre o continente a partir da diferença entre os canais de 89 e 150 GHz do AMSU-B:

$$SI(150) = Tb(89) - Tb(150). \quad (3.4)$$

Os pixels com índice $SI(150) \geq 3 K$ são classificados como sendo contaminados por espalhamento. Este teste foi concebido originalmente para trabalhar somente sobre o continente, porém nada impede que ele seja adaptado para o oceano.

3.5 - O modelo ICI

O modelo de sondagem ICI foi desenvolvido pelo CMS (Centre de Météorologie Spatiale - Lannion, France) onde está operacional desde 1996, gerando produtos de sondagens atmosféricas tais como perfis verticais de temperatura e umidade que auxiliam a previsão numérica de tempo na França. Este modelo é capaz de processar as informações provenientes do sistema TOVS e também do ATOVS e tem como

principais características a utilização de parâmetros do AVHRR (cobertura de nuvens e temperatura de superfície) e o perfil inicial fornecido a partir de uma biblioteca de perfis representativos para a região considerada (Lavanant et al. 1997; Lavanant et al. 1999).

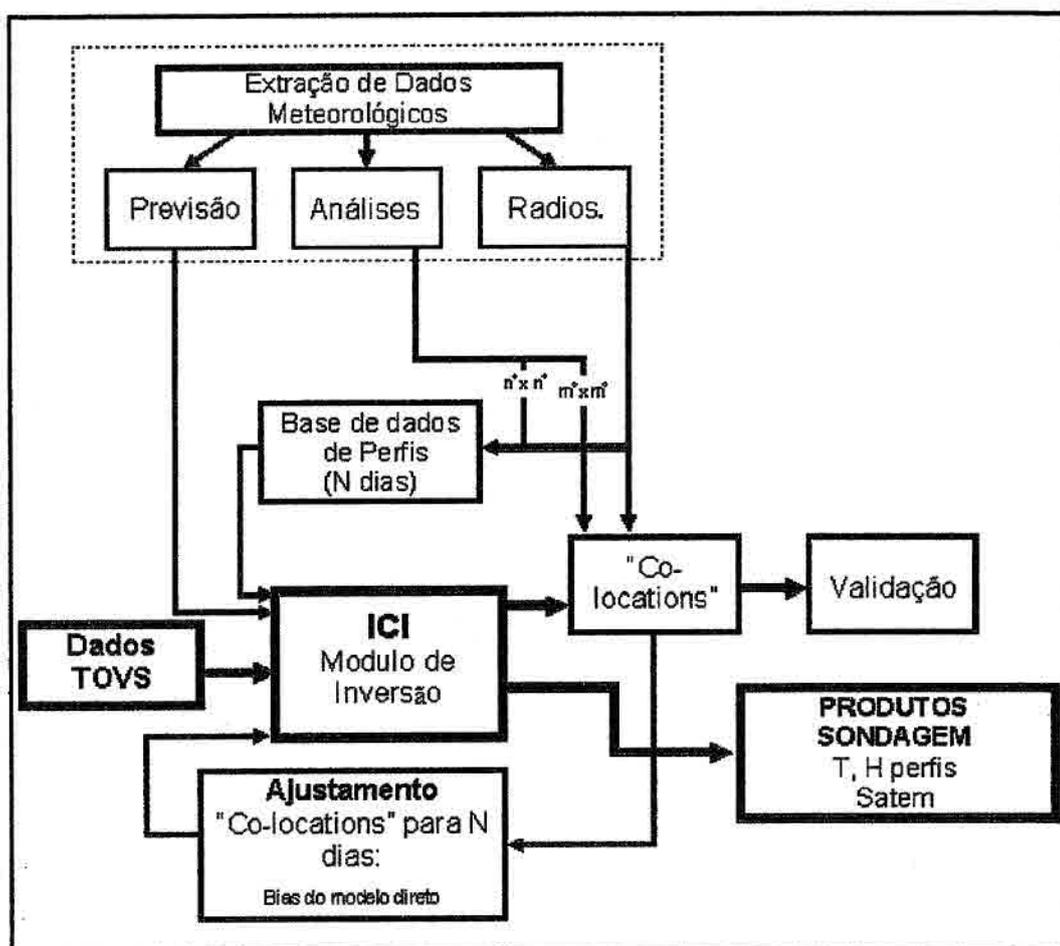


Fig. 3.3 - Esquema do modelo de inversão ICI.

O ICI foi planejado de forma que módulos separados (representados por caixas na Figura 3.3) possam ser substituídos ou executados de forma independente, o que lhe atribui grande robustez e flexibilidade, facilitando a realização de experimentos e adaptações para diferentes situações. Os módulos principais são: modulo de inversão (ICI module), a biblioteca de perfis iniciais e o modulo de "Tuning", que é responsável pela calibração periódica do modelo (Lavanant et al. 1997). Basicamente, o processo de inversão pode ser separado em duas etapas: a primeira relacionada a seleção do perfil

inicial usando um algoritmo de otimização por mínimos quadrados no espaço de radiância; a segunda é o processo de inversão propriamente dito, que usa um enfoque Bayesiano para recuperar o perfil de temperatura e umidade.

3.5.1 – A Obtenção do Perfil Inicial

O processo de obtenção do perfil inicial do modelo ICI está baseado na construção de um banco de dados de perfis atmosféricos. Esta “biblioteca” de perfis é construída com base em um conjunto de dados de radiossondagens e análises de modelos de PNT para a área de cobertura utilizada (70°S-20°N a 100°W-20°W), onde cada perfil é identificado com relação à origem da massa de ar (polar, latitudes médias, tropical). Os arquivos contendo os dados de análises e radiossondagens dos últimos “*n*” dias são usados para criar um banco de dados de perfis iniciais para o dia *d*, ou seja, o banco de dados conterá os perfis entre os dias “*d-n*” a “*n-1*”. Este banco de dados “dinâmico” é suposto ser representativo do estado da atmosfera na área de cobertura da estação de aquisição dos dados.

Para cada perfil é calculada a temperatura de brilho correspondente (céu claro) utilizando o modelo direto de transferência radiativa RTTOV (Eyre 1991; Saunders et al. 1998) para 10 diferentes ângulos de incidência, 2 emissividades de superfície e 10 diferentes valores de pressão na superfície. A matriz de covariância das temperaturas de brilho *B* é computada para cada classe de massa de ar. A seleção do perfil inicial é feita através de uma busca na “biblioteca” de perfis iniciais descrita anteriormente. Para cada perfil *i*, a distância *d_i* é computada através da seguinte equação:

$$d_i = (r^m - r_i)^T B^{-1} (r^m - r_i), \quad (3.5)$$

onde *r^m* e *r_i* representa o vetor de temperatura de brilho do perfil observado e o vetor de temperatura de brilho calculada a partir do candidato a perfil inicial, respectivamente. Este procedimento é aplicado para um conjunto pré-definido de canais, que são selecionados de acordo com o tipo de cobertura de nuvens existente (dado pelo

algoritmo de máscara de nuvens) e tipo de superfície. Normalmente o perfil inicial é definido como sendo a média dos 10 perfis que possuem a menor distância computada " d_i ".

3.5.2 - Parâmetros de Superfície

Para completar o perfil inicial, o ICI utiliza informações auxiliares como dados de previsão de 12h da temperatura do ar em superfície (2m) e pressão em superfície. Estas informações juntamente com a temperatura da superfície "skin temperature", que é obtida a partir de dados AVHRR, são utilizadas para melhorar a qualidade do perfil próximo à superfície.

Com relação à emissividade da superfície, o modelo ICI utiliza as seguintes estratégias:

- Sobre o oceano, para os canais localizados no espectro do infravermelho a emissividade é dada de acordo com o ângulo de escaneamento, a velocidade média do vento e temperatura de superfície, usando valores descritos em Masuda et al. (1988).
- Sobre o continente, no infravermelho, a emissividade é considerada constante e assume o valor 1.
- Sobre o Oceano, para os canais localizados na faixa espectral de microondas, a emissividade é calculada usando o algoritmo FASTEM (English et al. 1998), que leva em consideração as variáveis como vento, temperatura de superfície, a espuma, o ângulo de escaneamento e a polarização dos canais e já está incluído dentro do modelo ICI.
- Sobre o continente, em microondas, dois valores constantes são alocados para emissividade da superfície: 0.85 e 0.95 (para altitudes acima de 1000m).

3.5.3 - Esquema de Inversão

Uma vez definido o perfil inicial, o próximo passo será executado pelo módulo de inversão. O método de inversão consiste em perturbar o perfil inicial de forma a minimizar o erro entre a medida (observação do satélite) e a temperatura de brilho

(computada a partir do perfil perturbado). Seja x um vetor que representa o estado atmosférico (perfil atmosférico) e r^m um vetor de observações do satélite (temperatura de brilho ou radiâncias). Tentar inverter as observações do satélite consiste em encontrar o valor mais provável do estado atmosférico x dado o conjunto de medidas r^m , ou seja, maximizando a probabilidade condicional de x dado r^m : $\max P(x | r^m)$.

De acordo com o teorema de Bayes:

$$P(x | r^m) = P(r^m | x)P(x),$$

onde $P(r^m | x)$ representa a probabilidade de se medir r^m quando o estado atmosférico é x ; e $P(x)$ é a probabilidade de obter o estado atmosférico x antes de se realizar a inversão. No caso de distribuição Gaussiana dos erros, as probabilidades podem ser expressas como:

$$\begin{aligned} P(r^m | x) &= \exp\left[-1/2 \{r^m - r(x)\}^T \{E\}^{-1} \{r^m - r(x)\}\right] \\ P(x) &= \exp\left[-1/2 (x - x^b)^T (C)^{-1} (x - x^b)\right], \end{aligned} \tag{3.6}$$

onde x^b é um vetor que representa o conhecimento *a priori* do estado atmosférico (perfil inicial); C é a matriz de covariância do erro do perfil inicial; $r(x)$ é o vetor de temperatura de brilho simulado com o modelo de transferência radiativa ou “modelo direto”; E é a matriz de covariância do erro de medida que combina o erro nas observações do satélite e também àqueles que surgem devido à aproximações no modelo direto; os superescritos T e -1 denotam a matriz transposta e inversa, respectivamente.

A solução mais provável, ou seja que maximiza $P(x | r^m)$ é aquela que minimiza a seguinte função objetivo:

$$J(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + \{\mathbf{r}^m - \mathbf{r}(\mathbf{x})\}^T \mathbf{E}^{-1} \{\mathbf{r}^m - \mathbf{r}(\mathbf{x})\}, \quad (3.7)$$

Para encontrar o valor mais provável de \mathbf{x} , calcula-se o ponto onde o gradiente de $J(\mathbf{x})$ com respeito a \mathbf{x} é nulo. Assumindo que não existem mínimos múltiplos:

$$J'(\mathbf{x}) = \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) - \mathbf{K}(\mathbf{x})^T \mathbf{E}^{-1} \{\mathbf{r}^m - \mathbf{r}(\mathbf{x})\} = 0, \quad (3.8)$$

onde $\mathbf{K}(\mathbf{x})$ contém as derivadas parciais de $\mathbf{r}(\mathbf{x})$ com respeito aos elementos de \mathbf{x} .

Para obter a solução da Equação (3.8) é usado o algoritmo de otimização iterativo Newton, que produz a seguinte solução iterativa:

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_n - \mathbf{J}''(\mathbf{x}_n)^{-1} \mathbf{J}'(\mathbf{x}_n), \quad (3.9)$$

Através de manipulação de matrizes pode-se chegar a seguinte formulação para este problema:

$$\begin{aligned} \mathbf{x}_{n+a} &= \mathbf{x}_n + (\mathbf{x}^b - \mathbf{x}_n) + \mathbf{W}_n \{\mathbf{r}^m - \mathbf{r}(\mathbf{x}_n) - \mathbf{K}_n (\mathbf{x}^b - \mathbf{x}_n)\}, \\ \mathbf{W}_n &= \mathbf{C} \mathbf{K}_n^T (\mathbf{K}_n \mathbf{C} \mathbf{K}_n^T + \mathbf{E})^{-1}. \end{aligned} \quad (3.10)$$

A convergência das iterações da Equação 3.10 é atingida se o incremento $(\mathbf{x}_{n+1} - \mathbf{x}_n)$ for suficientemente pequeno, ou seja, quando $(\mathbf{r}^m - \mathbf{r}(\mathbf{x}_{n+1}))$ for da mesma ordem dos erros de medida em todos os canais. Na prática é assumido também um valor máximo para o número de iterações realizadas pela equação acima, visando limitar o tempo total gasto com o processamento.

3.5.4 - "Tuning"

Outra característica importante do modelo ICI é o modulo de "tuning" ou ajustamento, usado para calibrar periodicamente alguns coeficientes internos do modelo, como por

exemplo: “bias” do modelo direto; matriz de covariância do erro do perfil inicial; matriz covariância do erro na observação; etc. Para cada órbita processada, observações TOVS, perfis atmosféricos *in-situ* (radiossondas e análises), perfis iniciais, e perfis inferidos são mapeados para a mesma grade de resolução e armazenados em um arquivo. No fim de cada dia, a estatística dos últimos “*n*” dias de dados é usada para atualizar os “coeficientes de ajustamento” do ICI. É também possível inserir “manualmente” os coeficientes obtidos via outro processo.

3.6 - O Modelo de Transferência Radiativa (Modelo Direto)

Um dos fatores que contribui para a qualidade dos perfis verticais inferidos através do processo de inversão física é a acurácia do modelo de transferência radiativa (modelo direto). O modelo direto deve representar o mais realistamente possível os processos radiativos ocorridos na atmosfera, e simular o melhor possível a radiação que chega nos sensores a bordo do satélite. Porém isto deve ser feito em um espaço de tempo suficientemente curto, de maneira que seja possível ao modelo de inversão processar as observações de satélite em tempo real. Vale lembrar que o modelo direto e seu jacobiano são solicitados muitas vezes, tanto no processo de construção da “biblioteca” de perfis iniciais quanto no processo de inversão.

Conforme mencionado anteriormente, o modelo de inversão ICI utiliza como modelo direto o RTTOV, modelo pertence à classe dos “Fast Transmittance Model”. Isto significa que a transmitância é calculada através de métodos de regressão que usam coeficientes gerados por modelos de transferência radiativa do tipo “line-by-line”. Apesar de utilizar métodos de aproximação para o cálculo da transmitância, o RTTOV fornece resultados muito próximos dos modelos “line-by-line”, como pode ser visto em Garand et al. (2002). Nos parágrafos que se seguem, será apresentada uma breve descrição do modelo RTTOV-6.

Basicamente, a radiação $I_\nu(\theta)$ que chega ao topo da atmosfera, no número de onda ν , ângulo zenital θ , e negligenciando os efeitos de espalhamento, pode ser modelada pela seguinte equação:

$$I_\nu(\theta) = (1 - N)I_\nu^{Clr}(\theta) + NI_\nu^{Cld}(\theta), \quad (3.11)$$

onde $I_\nu^{Clr}(\theta)$ e $I_\nu^{Cld}(\theta)$ é a radiância gerada em direção ao topo da atmosfera para situação de céu claro e totalmente nublado, respectivamente; e N é a fração da cobertura de nuvens (assumindo emissividade no topo de nuvens como sendo igual 1).

Tem-se que:

$$I_\nu^{Clr}(\theta) = \mathfrak{T}_\nu(\theta, T_s) \varepsilon_\nu(\theta, T_s) B_\nu(T_s) + \int_{\mathfrak{S}_s}^1 B_\nu(T) d\mathfrak{S} + (1 - \varepsilon_\nu(\theta, T_s)) \mathfrak{T}_\nu^2(\theta, T) \int_{\mathfrak{S}_s}^1 \frac{B_\nu(T)}{\mathfrak{T}_\nu^2(\theta, T)} d\mathfrak{S}, \quad (3.12)$$

onde o primeiro e terceiro termo do lado direito da equação estão associados à radiação da superfície (emitida e refletida); o segundo termo está associado à radiação emitida pela atmosfera; $B_\nu(T)$ é a função de Planck; $\mathfrak{T}_\nu(\theta, T_s)$ é a transmitância da superfície até o espaço; $\mathfrak{T}(\theta, T)$ a transmitância da camada até o espaço; $\varepsilon_\nu(\theta, T_s)$ a emissividade na superfície; T a temperatura média da camada; e T_s a temperatura na superfície. $I_\nu^{Cld}(\theta)$ é definido como:

$$I_\nu^{Cld}(\theta) = \mathfrak{T}_\nu(\theta, T_{Cld}) B_\nu(T_s) + \int_{\mathfrak{S}_{cu}}^1 B_\nu(T) d\mathfrak{S}, \quad (3.13)$$

onde $\mathfrak{T}_\nu(\theta, T_{Cld})$ é a transmitância do topo da nuvem até o espaço e T_{Cld} a temperatura no topo da nuvem.

A transmitância monocromática \mathcal{T} , que é uma função do canal espectral com número de onda ν , do ângulo de visada θ , da pressão p , da temperatura T , e da concentração dos gases absorvedores, é calculada através do modelo “line-by-line” FASCOD (Clough et al. 1988; Rothman et al. 1992) para um conjunto de 32 perfis verticais, representando todas possíveis condições atmosféricas. Este modelo “line-by-line” cobre todo o intervalo espectral dos canais do radiômetro ATOVS e possui um nível de acurácia relativamente bom neste intervalo espectral, (Garand et al. 2002). Para se calcular a transmitância total de uma camada j e canal i , o vapor d’água e o ozônio são tratados como sendo gases de concentração variável, e suas respectivas transmitâncias \mathcal{T}^{mw} e \mathcal{T}^{oz} são calculadas separadamente. Os demais gases absorvedores são considerados uniformemente concentrados, e a transmitância resultante é representada por \mathcal{T}^{mix} . Sendo assim a transmitância total pode ser calculada a partir da seguinte expressão:

$$\mathcal{T}_{i,j}^{tot} = \mathcal{T}_{i,j}^{mix} \frac{\mathcal{T}_{i,j}^{mix+mw}}{\mathcal{T}_{i,j}^{mix}} \frac{\mathcal{T}_{i,j}^{mix+mw+oz}}{\mathcal{T}_{i,j}^{mix+mw}} \quad (3.14)$$

As transmitâncias calculadas a partir do modelo “line-by-line” FASCOD para as diferentes condições atmosféricas são utilizadas no cálculo dos coeficientes internos do modelo de transferência radiativa RTTOV. Para tal, um conjunto de preditores é usado para computar coeficientes de regressão que permitem que a profundidade ótica da camada seja calculada a partir de um dado perfil de entrada (Eyre e Woolf 1988). A regressão é calculada em função da profundidade ótica para os gases uniformes, vapor d’água e ozônio pela seguinte expressão:

$$\tau_{i,j} = \tau_{i,j-1} + Y_j \sum_{k=1}^k a_{i,j,k} X_{k,j}, \quad (3.15)$$

onde k é o número de preditores $X_{k,j}$ e Y_j utilizados para se fazer a regressão, i representa os canais e j as diferentes camadas atmosféricas.

Os valores de profundidade ótica para os gases uniformes, vapor d'água e ozônio, que foram computadas a partir da Equação 3.15, são primeiro convertidos em transmitâncias, e então combinados (usando a Equação 3.14) para resultar na transmitância total $\mathfrak{T}_{i,j}^{tot}$. No modelo RTTOV-6 a atmosfera é dividida em 43 níveis de pressão (da superfície até o topo) e o modelo de inversão ICI trabalha com 40 níveis de pressão, o que requer uma interface de interpolação e extrapolação para os perfis observados.

3.7 – O modelo Eta

O modelo de área limitada Eta, foi desenvolvido pela Universidade de Belgrado em conjunto com o Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia (Mesinger et al. 1988; Black 1994; in Chou 1996). A resolução horizontal atual no CPTEC é de 40 km e a vertical é de 38 camadas, sendo maior nos baixos níveis e diminui com a altura. As equações do modelo são discretizadas para a grade E de Arakawa, onde a distância entre dois pontos adjacentes de massa ou de vento define a resolução da grade. A coordenada vertical é a coordenada η em que a orografia é representada em forma de degraus. O topo do modelo se encontra em 50 hPa (Chou e da Silva 1999; Chou 1996).

A condição inicial do modelo é obtida a partir de uma análise estática, onde a estimativa inicial é ajustada de acordo com as observações do horário da análise (Chou 1996). Os erros entre as observações e as estimativas iniciais são minimizados através do método de interpolação ótima. As condições iniciais também podem ser obtidas a partir da análise do modelo global. Nos contornos laterais, o modelo é atualizado a cada 6 horas com as previsões do modelo global. As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura do ar, componente zonal e meridional do vento, umidade específica, pressão à superfície e energia cinética turbulenta. A integração no tempo utiliza a técnica de 'split-explicit' (Gadd 1978) onde os termos devido ao ajuste pelas ondas de gravidade inerciais são integrados separadamente dos termos devido a advecção. O modelo utiliza um esquema de Betts-Miller modificado para parametrizar a convecção (Janjic 1994). Os processos turbulentos na atmosfera livre são tratados através dos

esquemas de Mellor-Yamada (Mellor e Yamada 1974). O esquema de parametrização de radiação de ondas longas (Fels e Schwarzkopf 1975) e curtas (Lacis e Hansen 1974) foi desenvolvido pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.

O modelo Eta foi instalado no CPTEC em 1996 com o objetivo de complementar a previsão numérica de tempo que vem sendo realizada com um modelo de circulação geral atmosférica. A versão do modelo Eta/CPTEC abrange a maior parte da América do Sul e oceanos adjacentes (25°W-90°W e 12°N a 50°S). As previsões são fornecidas duas vezes ao dia, uma com condição inicial às 00 e outra às 12 UTC. A condição inicial é proveniente da análise do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e as condições de contorno lateral são provenientes das previsões do modelo global do CPTEC, e atualizadas a cada 6 horas. O prazo de integração é de 72 horas. Detalhes sobre a versão do modelo Eta/CPTEC são encontrados em (Chou 1996; Chou e da Silva 1999; Chou et al. 2000; Seluchi e Chou 1999; Bustamante et al. 1999).

3.8 – O modelo de assimilação RPSAS

Com o intuito de melhorar o desempenho do modelo Eta, encontra-se em fase de adaptação e implementação no CPTEC um sistema de assimilação de dados que visa gerar campos de análise própria, que serão utilizados como condição inicial do modelo regional de PNT Eta: o Regional Physical-space Statistical Analysis System (RPSAS), desenvolvido pelo Data Assimilation Office (DAO/NASA) (Bustamante et al. 2000; Pfaendtner et al. 1995).

Basicamente, o RPSAS é um esquema estatístico que tenta obter um estado ótimo, ou análise, a partir do estado de um sistema dinâmico através da combinação de observações do sistema com uma estimativa dada pela previsão de um modelo de PNT. O RPSAS difere dos outros métodos de interpolação ótima na forma de resolução da equação da análise, pela remoção e aproximação de dados locais e pelas seleções de dados, que inclui todas observações no sistema linear simples. Um algoritmo de gradiente conjugado pré-condicionado em forma de bloco é usado para resolver

iterativamente as equações dos sistemas lineares (Espinoza 2000; Guo e da Silva 1995; da Silva et al. 1995; Pfaendtner et al. 1995). Informações acerca da instalação e adaptação do modelo de assimilação RPSAS no CPTEC podem ser encontradas em Bustamante et al. (2000); Cintra et al. (2000) e Cintra e Aravéquia (1998).

O sistema de assimilação de dados RPSAS, na forma em que se encontra operacional no CPTEC, produz campos de incremento de análise em uma resolução de 2° de latitude por 2.5° de longitude, para as seguintes variáveis atmosféricas: componente de vento, altura geopotencial e razão de mistura do vapor d'água em 14 níveis de pressão; e incrementos de pressão na superfície do mar e componentes de vento próximo da superfície. As análises são rodadas em quatro horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 UTC), com as observações distribuídas em intervalos de tempo de 6 horas ($\pm 3h$, centralizadas nos horários das análises). O último passo é a interpolação dos incrementos de análise para o sistema de coordenadas e níveis do modelo Eta, isto é, a análise dos incrementos é interpolada para a grade do modelo e adicionada ao campo do "background". Desta forma são gerados os campos de pressão na superfície, umidade específica, temperatura virtual, componente zonal e meridional do vento nos níveis do modelo de PNT Eta.

CAPITULO 4

DADOS E METODOLOGIA

4.1 – Dados

Nesta seção são apresentados os dados que foram utilizados para o desenvolvimento deste trabalho. Basicamente foram utilizados: arquivos HRPT do satélite NOAA-15, análises, previsões de modelos de PNT, e perfis de radiossondagem para o período compreendido entre os dias 03 de Fevereiro a 08 de Março de 2000. Este período foi caracterizado pela passagem de seis sistemas frontais que atingiram a região sul, sudeste e áreas oceânicas adjacentes. Foi observado também um episódio de ZCAS entre os dias 6 e 13 de Fevereiro. A banda de nebulosidade esteve semi-estacionária sobre os Estados do Mato Grosso, Goiás e Minas Gerais, prolongando-se para o Oceano Atlântico pelo litoral do Espírito Santo e Rio de Janeiro. A Figura 4.1 mostra campos médios de OLR (pêntadas) para o período entre 23 de Fevereiro e 08 de Março (período utilizado para validação dos resultados). Observa-se que em geral a região Amazônica apresenta baixos valores de OLR, de onde se pode inferir a presença de intensa atividade convectiva, que é característica nesta época do ano. No primeiro período (Figura 4.1-a) observa-se a presença de um sistema frontal de baixa intensidade sobre a região central da Argentina. Observa-se também forte atividade convectiva na Amazônia e ao longo da ZCIT. A passagem de um sistema frontal está bem caracterizada no período entre 28 de Fevereiro e 03 de Março no sul do Brasil (Figura 4.1-b). Posteriormente, este sistema frontal deslocou-se para o oceano Atlântico, mas a atividade convectiva associada se destaca principalmente no sul da Amazônia (Figura 4.1-c).

4.1.1 - Dados de Satélite

Nesta pesquisa foram usadas órbitas do satélite NOAA-15 transmitidas no formato HRPT pela estação de recepção do DAS/INPE, localizada em 22°7'S e 45°O'W na cidade de Cachoeira Paulista, SP. Para cada dia tem-se 2 a 4 órbitas, divididas entre

aquisições matutinas (em torno de 10:30 UTC) e noturnas (em torno de 22:30 UTC). As órbitas do satélite NOAA-14 não foram utilizadas, pois este pertence a uma classe de satélites que não possui os instrumentos AMSU-A e AMSU-B, que são fundamentais para a realização desta pesquisa. No entanto, a metodologia aqui abordada aplica-se também aos novos satélites da série NOAA-KLMN.

Uma das dificuldades que surgem ao trabalhar-se com este tipo de dados é o tamanho dos arquivos, que geram um grande volume de informação, restringindo o período de estudos. Outra dificuldade decorre dos problemas apresentados pelo satélite NOAA-15 desde seu lançamento, em 1998. Durante o período em que foi realizado este estudo, o satélite apresentou alguns problemas de calibração e de interferência da antena do sensor AMSU-B (Chalfant et al. 1999), sendo assim necessário a aplicação de algoritmos de correções durante a fase de processamento dos dados.

Na transformação dos arquivos HRPT (nível 0) para temperaturas de brilho (nível 1d), foi utilizado o modelo AAPP-2.0 (ver Secção 3.2 para maiores detalhes). O modelo AAPP foi implementado em uma estação de trabalho SUN, plataforma Unix. Vale a pena salientar que a versão do modelo usada neste trabalho realiza todas as correções necessárias às aquisições HRPT NOAA-15, sobretudo aquelas referentes aos problemas do instrumento AMSU-B (Chalfant et al. 1999). Porém, apesar dos problemas terem sido tratados, o nível de ruído dos canais AMSU-B ficou acima do que era esperado antes do lançamento do satélite. Isto dificultou ainda mais o processo de inferência dos perfis de umidade. Estas correções não são mais necessárias a partir do satélite NOAA-16 e sucessores.

As Figuras 4.2-4.5 mostram exemplos de saída do nível 1d (temperatura de brilho) para os canais 8, 21, 36 e 45, que representam respectivamente os canais 8 do instrumento HIRS, canal 1 do AMSU-A, canal 1 do AMSU-B e canal 5 do AVHRR, todos localizados em regiões de janelas atmosféricas. Os valores de temperaturas de brilho se encontram mapeados para a grade do instrumento HIRS. A Figura 4.2 mostra a sensibilidade do canal 8 com relação à presença de nuvens médias e altas no pixel, que

correspondem a regiões com temperaturas de brilhos mais baixas. Nas Figuras 4.3 e 4.4, faixa espectral das microondas, pode-se notar o efeito da diferença de emissividade para pixels sobre o continente e oceano; sobre o oceano a emissividade menor faz com que os valores de temperatura de brilho também sejam menores. Na Figura 4.4 observam-se algumas regiões com baixos valores de temperatura de brilho sobre o continente, que estão associadas ao efeito de espalhamento da radiação nestes comprimentos de onda. A Figura 4.5 mostra o canal 5 do AVHRR, obtido a partir do nível 1b do arquivo HRPT. Esta imagem é semelhante àquela da Figura 4.2, porém com uma resolução bem maior, que é aproveitada no processo de classificação de nuvens pelo modelo MAIA, por exemplo.

4.1.2 - Dados de Previsão de Tempo

Tanto o modelo de inversão ICI (Seção 4.5) quanto o algoritmo de máscara de nuvens MAIA-2.0 (Seção 4.3) necessitam, além dos dados de satélite, de informações complementares que são fornecidas através de modelos de PNT. Para este trabalho foi utilizado dados provenientes do modelo operacional do Centro de Previsão de Tempo e Clima (CPTEC), localizado em Cachoeira Paulista, SP. O período de dados de previsão está compreendido entre o dia 21 de Janeiro a 08 de Março de 2000. Os arquivos de previsão contendo todas as variáveis de saída do modelo global se encontram no formato GRIB, que não são lidos diretamente pelos modelos de inversão. Por isso, foi necessário construir e adaptar programas para extrair e converter estes dados para o formato de entrada do algoritmo de máscara de nuvens e modelo de inversão ICI.

4.1.3 – Dados de Análise

Durante o processo de formação da “biblioteca” de perfis iniciais e também na validação dos resultados, foram utilizados dados de análise compreendendo o período entre 21 de Janeiro a 08 de Março de 2000. A Figura 4.6 mostra a área utilizada na formação da “biblioteca” de perfis iniciais do ICI. Estes dados são provenientes do modelo de PNT do CPTEC e também do modelo de PNT do European Centre for

Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), sendo este último utilizado somente para a validação dos resultados. É importante destacar que os campos de análises do CPTEC são derivados a partir dos coeficientes espectrais fornecidos pelo NCEP e pós-processados pelo modelo global do primeiro, porém, neste trabalho estes campos serão mencionados somente como “análise do CPTEC”. A versão utilizada do modelo do CPTEC é a T62L28, onde T refere-se ao tipo de truncamento espectral utilizado, denominado *triangular*, nas ondas zonais 62, que equivale a aproximadamente 200 x 200 Km próximo à linha do Equador, e L refere-se ao número de camadas na vertical. Os dados de análise do ECMWF (resolução de 1°x1°) para as 00 e 12 UTC foram fornecidos pelo Centro de Météorologie Spatiale (CMS).

É importante ressaltar que tanto o ECMWF quanto o NCEP possuem esquemas para a assimilação de dados TOVS pelos modelos de PNT (ver Seção 2.3). Nestes casos, as radiancias observadas de parte dos canais ATOVS são assimiladas diretamente pelo modelo de processamento das análises. Contudo, existe uma diferença significativa na densidade dos dados que são assimilados e as sondagens obtidas neste trabalho com o modelo ICI, que é menor que 50 Km. Mesmo assim, isto pode influenciar na comparação dos perfis inferidos a partir do ICI com os dados de análise, e deve ser levado em conta ao se proceder a análise dos resultados.

4.1.4 - Dados de Radiossondagens

Os dados de radiossondagem provenientes do Sistema de Telecomunicações Global (GTS), foram fornecidos pelo centro de meteorologia de Toulouse/Meteo-France. Foram usadas todas as observações disponíveis para às 00 e 12 UTC sobre a área estudada (Brasil e áreas oceânicas adjacentes), para o período de 03 de Fevereiro a 08 de Março de 2000. Das informações contidas nas radiossondagens, foram extraídos apenas os perfis de temperatura e umidade. Devido à baixa qualidade de algumas sondagens, os perfis foram submetidos a um controle de qualidade, diminuindo bastante o número de observações sobre a área de estudo. A Figura 4.6 mostra a localização das estações de radiossondagem. O controle de qualidade utilizado se baseou na aplicação

de uma série de testes aos perfis disponíveis. Assim, foram definidos os seguintes critérios para a rejeição dos dados:

- A pressão do nível superior do perfil de temperatura e umidade maior que 80 hPa e 400 hPa, respectivamente;
- A pressão da superfície maior que 850 hPa;
- Não existir nível de superfície;
- Número de níveis para temperatura, umidade e altura geopotencial menor que 10, 6 e 6, respectivamente;
- Incoerência entre a altura geopotencial calculada e observada pela radiossondagem, (diferença for maior que 30 m);
- Diferença entre dois níveis consecutivos de temperatura e pressão maiores que 25 K e 140 hPa, respectivamente;

Os valores de umidade acima de 200 hPa são considerados constantes e iguais a $3e-06$ kg/kg.

4.2 – Identificação e Tratamento dos Pixels Nublados

4.2.1 – Máscara de Nuvens no Infravermelho

Conforme mencionado na Seção 3.3, a detecção dos pixels contaminados por nuvens no espectro do infravermelho é efetuada pelo modelo MAIA, e se baseia em uma sequência de testes realizados com os canais espectrais do imageador AVHRR. Este modelo tem por objetivo principal detectar a presença de nuvem, fração de nuvens, ou partículas que possam causar alteração no valor da temperatura de brilho observada pelo satélite.

É conhecido que a cobertura de nuvens existentes no globo não possui um comportamento homogêneo, sendo caracterizada por apresentar grande variabilidade temporal e também espacial. Portanto, para que os produtos fornecidos pela máscara de nuvens possam ser melhor aproveitados pelo sistema de inversão ICI, é importante a realização de uma análise detalhada desses dados sobre a região de interesse visando identificar possíveis falhas e limitações do modelo. Neste sentido, foi proposto um

procedimento de avaliação que consta da realização de dois experimentos utilizando o modelo MAIA. No primeiro caso foram utilizados dados auxiliares de TPW e temperatura da superfície, provenientes do modelo global do CPTEC, que será chamado de “versão P”. O segundo experimento foi realizado utilizando os dados de um “atlas climatológico” fornecido pelo próprio modelo, que será chamado de versão C. Em ambos os casos, sobre o oceano, a TPW foi obtida através do algoritmo de Grody et al. (1998), que se baseia nos canais AMSU. Esta técnica fornece melhor resultado do que os dados climatológicos e de previsão, e tem a vantagem de não necessitar de dados auxiliares.

Uma das maiores dificuldades encontradas no processo de validação do algoritmo de detecção de nuvens é o estabelecimento de um critério objetivo e absoluto de comparação, já que a maioria da informação relacionada à cobertura de nuvens provém de dados de satélite e estão sujeitas aos mesmos tipos de erros e imprecisões. Na presente pesquisa optou-se pela aplicação de uma análise subjetiva, como é comumente encontrado na literatura. Basicamente o processo de validação é feito através de uma comparação visual entre a máscara de nuvens gerada pelo modelo MAIA e imagens de satélite geradas pelo instrumento AVHRR em sua resolução plena (aproximadamente 1 km). Neste caso, foram usadas, as imagens do canal 5 (12 μm) e também do canal 1 (visível), quando disponível.

Uma vez identificadas as vantagens e desvantagens de cada versão do algoritmo de identificação de nuvens MAIA, foi possível escolher a melhor opção para as características da região em estudo e, até mesmo, sugerir algumas modificações visando melhorar sua eficiência, como será discutido na Seção 5.1.1.

4.2.2 – Máscara de Nuvens para os Canais Microondas

Na Seção 3.4 foi discutida a importância de fazer um controle de qualidade com relação à presença de nuvens e precipitação no pixel quando se pretende utilizar a informação dos canais do sensor AMSU-A e AMSU-B. O módulo de pré-processamento do modelo

AAPP possui um algoritmo para identificar pixels contaminados pela presença de nuvens e precipitação. Porém, após a realização de uma bateria de testes, constatou-se que para o conjunto de dados utilizados neste estudo, os testes apresentaram muitos problemas e a maioria dos pixels da imagem (mais que 90% dos pixels) foram considerados contaminados. Descobriu-se mais tarde que estes problemas estavam associados a uma falha na versão do algoritmo utilizada no CMS, e que foi usada neste estudo.

Devido aos problemas relatados anteriormente, e também ao fato de se desejar ter um maior controle sobre os modelos que foram utilizados, foram implementados e testados alguns algoritmos alternativos. Nos parágrafos que se seguem é dada uma breve descrição da metodologia escolhida para efetuar a identificação dos pixels contaminados por espalhamento e precipitação, tanto sobre oceano quanto sobre continente. Os resultados são apresentados na Seção 5.1.2.

Do ponto de vista dos canais microondas, para definir se um pixel sofre ou não a influência da presença de nuvens associadas a espalhamento e/ou emissão é realizada uma seqüência de testes baseados no índice de espalhamento e quantidade total de água líquida nas nuvens (CLW) em cada pixel observado. De acordo com os resultados, cada pixel poderá ser classificado como limpo ou nublado (do ponto de vista da radiometria microondas). Esta informação é utilizada pelo ICI durante o processo de escolha dos canais usados na inversão. Os limiares aplicados neste algoritmo foram obtidos a partir da literatura (Bennartz et al. 1999; Ferraro et al. 2000; Grody et al. 1998; Grody et al. 1999) e também através da comparação visual com imagens de satélite. Um pixel será considerado livre de espalhamento e/ou precipitação se as seguintes condições forem satisfeitas:

- O índice de espalhamento para as frequências de 23.8, 31.4 e 89.0 GHz for menor que 6.0 K sobre o oceano e menor que 3.0 K sobre o continente (Equações 3.1 e 3.2, respectivamente);
- A mesma condição do item anterior, porém utilizando o canal de 89.0 GHz do sensor AMSU-B (maior resolução espacial);

- O índice de espalhamento para altas frequências (89.0 e 150.0 GHz) for menor que 3 K (Equação 3.4). Este teste é realizado somente sobre continente, e
- A quantidade total de água precipitável na nuvem (CLW) for menor que 0.1 mm (Equação 3.3). Este teste é realizado somente sobre o oceano.

A mesma abordagem proposta para a validação da máscara de nuvens no infravermelho foi aplicada para se avaliar a eficiência dos resultados da identificação de pixels contaminados em microondas, ou seja, foi realizada uma análise subjetiva baseada na comparação visual entre os resultados provenientes da máscara de nuvens e imagens AVHRR em sua resolução plena (aproximadamente 1 km) e também do sondador AMSU-B (16 km resolução). Foram usadas as imagens do canal 1 e 4 do AVHRR e dos canais 2 e 5 do AMSU-B. O canal 2 do AMSU-B (150 GHz) está localizado na região de janela atmosférica e o canal 5 (183+-7 GHz) possui o máximo da função peso localizado próximo da superfície terrestre. A grande vantagem de se usar os canais AMSU-B está na maior resolução espacial dos pixels, quando comparada aos do AMSU-A.

4.3 – Obtenção dos Perfis de Temperatura e Umidade

A menos que seja explicitamente mencionado, a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade foram realizadas usando a seguinte configuração:

- Os perfis foram inferidos para uma resolução de um pixel para cada dois e uma linha para cada duas; ou seja, dentro de uma caixa contendo quatro pixels em somente um é realizado o processo de inferência;
- Para as situações consideradas como de céu claro, ou seja, menos de 10 % de cobertura de nuvens no pixel (FOV HIRS), foram utilizados os canais 2-8,10-16,25-32,38-40, Tsurf e TPW sobre o continente e 2-8; 10-16; 24-32; 37-40, Tsurf e TPW sobre o oceano;
- Para situações contendo mais de 10% de situações nubladas no pixel, foram utilizados os canais 2, 3, 25-32, 38-40 e Tsurf sobre o continente e 2, 3, 24-32, 37-40, Tsurf e TPW sobre o oceano;

- Para as situações consideradas como sendo contaminadas por efeito de espalhamento (ou seja, nubladas também do ponto de vista de microondas), foram utilizados somente os canais 2, 3, 26-32, ou seja, somente aqueles canais que praticamente não sofrem o efeito de espalhamento;
- Os valores de emissividade da superfície foram calculados conforme os procedimentos apresentados na Seção 4.4.1, e
- Os valores de temperatura em superfície foram descritos conforme os procedimentos apresentados na Seção 4.4.2.

Maiores detalhes acerca de como foi realizada a escolha dos canais espectrais a serem utilizados durante o processo de sondagem será dada nas Seções 5.4 e 5.5.1.

O ICI foi rodado para o período entre 04/02/2000 e 08/03/2000. Contudo, o período entre 04/02/2000 e 23/02/2000 corresponde à formação da biblioteca de perfis iniciais e ajustes dos coeficientes internos do modelo de inversão ICI, e não envolve o processo de inversão física da ETR (somente seleção dos perfis iniciais). A partir de 24/02/2000 o processo de inversão física é normalmente aplicado (perfis recuperados), resultando em 15 dias de perfis recuperados.

O processo de comparação entre as sondagens e observações é realizado através da co-localização destes perfis. Para cada perfil observado (análise ou radiossonda) o programa procura pelo pixel mais próximo onde foi feita a inversão até a distância limite de 100 km e intercalagem de tempo de +/- 3 horas.

4.4 - Estimativa da Emissividade da Superfície para os Canais AMSU

Conforme já mencionado, a emissividade da superfície é um dos fatores que interfere na performance do modelo direto. Os valores de emissividade utilizados pelo modelo ICI foram apresentados na Seção 3.5.2. Contudo, a emissividade na faixa espectral de microondas, principalmente sobre o continente, é bastante variável, e depende

fortemente de características como tipo de superfície, frequência do canal, ângulo de escaneamento, entre outras. Sendo assim, a aproximação adotada pelo ICI, utilizando dois valores constantes para emissividade da superfície (0.85 e 0.95), está longe da ideal. Neste sentido, visando melhorar a performance do modelo direto na simulação da temperatura de brilho dos canais AMSU sensíveis à superfície, foram testadas duas técnicas para estimativa da emissividade da superfície, descritas a seguir.

Weng e Yan (2000) desenvolveram um modelo para estimar a emissividade dos canais em 23.8, 31.4 e 50.3 GHz do AMSU. O modelo é baseado em uma equação de regressão multilinear dada pela seguinte equação:

$$\varepsilon_i = b_{0,i} + b_{1,i}Tb_{23} + b_{2,i}Tb_{31} + b_{3,i}Tb_{50}, \quad i=1,2,3, \quad (4.1)$$

onde Tb é a temperaturas de brilho, e os coeficientes b_i são fornecidos pela Tabela 4.1. A principal vantagem deste modelo está na simplicidade e facilidade de implementação. Porém, ele tem a desvantagem de somente estimar a emissividade em 3 canais. Os demais canais usam os mesmos valores, ou seja, a dependência com relação a frequência não é levada em conta.

TABELA 4.1 – PARÂMETROS DO MODELO DE ESTIMATIVA DA EMISSIVIDADE DA SUPERFÍCIE

	b_0	b_1	b_2	b_3
ε_1	7.344616e-1	7.651617e-4	4.906263e-3	-4.967451e-3
ε_2	6.540201e-1	-1.602319e-3	6.560924	-3.925177e-3
ε_3	-4.11900e-2	-9.091600e-3	1.217200	4.885100e-4

Uma outra abordagem para se estimar os valores de emissividade da superfície dos canais AMSU com o ICI foi proposta. Neste caso, um atlas mensal da emissividade da superfície é calculado a partir de sondagem SSM/I, entre as frequências de 19 a 85 GHz, usando o algoritmo descrito em Pringent et al. (1997). Este atlas foi cedido ao CMS por Pringent para a realização desta pesquisa. A partir do atlas de emissividade, as frequências originais do sensor SSM/I (19.3, 22.2, 37.0 e 85.5 GHz) foram interpoladas

para os canais do sensor AMSU que estão localizadas dentro desta faixa de frequência, aplicando-se um algoritmo simples de interpolação linear. Tomando por base um estudo apresentado em Pringent et al. (1999), para os canais AMSU localizados acima desta faixa de frequência (incluindo todos os canais do AMSU-B), as emissividades foram extrapoladas linearmente com base na inclinação média entre as emissividades em 37 e 85.5 GHz. Em uma segunda etapa, para cada pixel, um algoritmo de interpolação com relação ao ângulo de escaneamento é aplicado ao ângulo original de escaneamento do SSM/I (56°). A emissividade da superfície para um determinado ângulo zenital θ é calculada através da seguinte equação:

$$\varepsilon(\theta) = [\varepsilon_V(56^\circ) + \varepsilon_H(56^\circ)]/2 + [\varepsilon_V(56^\circ) - \varepsilon_H(56^\circ)](a_0 + a_1\theta + a_2\theta^2 + a_3\theta^3), \quad (4.2)$$

onde os coeficientes a são fornecidos pela Tabela 4.2, e os subscritos V e H estão relacionados a polarização vertical e horizontal do canal, respectivamente. Uma descrição mais detalhada desta técnica pode ser encontrada em Pringent et al. (1999).

TABELA 4.2 – PARÂMETROS DO MODELO DE DEPENDÊNCIA ANGULAR

	Polarização Vertical	Polarização Horizontal
a₀	3.27e-3 x f + 0.08	3.27e-3 x f + 0.08
a₁	-4.74e-5 x f - 0.00529	-3.90e-5 x f - 0.00421
a₂	3.26e-6 x f + 0.000475	3.602e-6 x f - 0.000046
a₃	-0.66e-7 x f - 0.0000077	-0.66e-7 x f + 0.0000018

*f é a frequência do canal que está sendo aplicado o algoritmo.

4.5 - Seleção de Canais

Um importante fator que contribui para a acurácia dos perfis inferidos é a correta seleção dos canais espectrais que serão usados no processo de inversão (seleção do perfil inicial e solução física da ETR). Ao se excluir os canais cuja temperatura de brilho não pode ser propriamente simulada pelo modelo direto, elimina-se uma importante fonte de erro do esquema de inversão, que causa a degradação do perfil inferido. Contudo, ao excluir-se estes canais eliminam-se também toda informação que

eles trazem consigo, e que poderia ser usada para melhorar a acurácia das sondagens. A sondagem de temperatura experimenta em menor intensidade o efeito da exclusão de alguns canais no processo de inversão, haja visto que existe um grande número de canais que podem ser usados para a sondagem de temperatura. Por outro lado, o número de canais usados para sondagem de umidade é menor e, conseqüentemente, o prejuízo causado ao se desprezar os canais de superfície é maior.

Um procedimento que pode ser aplicado para diminuir o efeito da perda de informação devido à exclusão de alguns canais, é fornecer informações complementares de forma indireta ao processo de inversão. Esta informação pode ser obtida via modelos de PNT, ou através de algoritmos que utilizam os canais que não foram aproveitados durante a inversão. Este é o caso da temperatura de superfície e de TPW. Estas variáveis são introduzidas, na forma de um “pseudocanal”, durante o processo de seleção do perfil inicial. Além disso, a variável estimada é comparada àquela calculada para os candidatos a perfil inicial, se a diferença entre ambas for maior que 5 K e 10 kg/m², respectivamente, o perfil é descartado do processo de seleção. Este tipo de abordagem tem por objetivo restringir o número de perfis selecionados a um conjunto de perfis que sejam fisicamente mais prováveis de acontecerem.

Segue uma breve descrição de como a temperatura da superfície terrestre e a TPW são obtidos:

- A informação da temperatura da superfície terrestre é disponibilizada nesta etapa do trabalho através do modelo MAIA (Seção 3.3). Conforme mencionado anteriormente, essa temperatura pode ser obtida a partir de diferentes fontes. Neste caso, a que forneceu melhores resultados foi a proveniente da previsão de 12h, sendo portanto a escolhida para ser utilizada no processo de seleção do perfil inicial.

- O valor de TPW sobre o oceano é calculado a partir do algoritmo de Grody (1999), que pode ser resumido da seguinte forma:

$$\begin{aligned}
A &= 24.92 - (69.235 - 44.177 * \cos \theta) * \cos \theta, \\
B &= -116.270, \\
C &= 73.409, \\
TPW &= (A + B * \log(285 - Tb(23)) + C * \log(285 - Tb(31))) * \cos \theta; \quad (4.3)
\end{aligned}$$

onde θ é o ângulo zenital e $Tb(23)$ e $Tb(31)$ as temperaturas de brilho observada nas frequências 23 e 31 GHz, respectivamente. A Figura 4.7 mostra o gráfico de dispersão dos valores de TPW estimados pela técnica acima e observados (calculados a partir das observações de análise e radiossondagens). Um alto índice de correlação (0,932) foi observado para o conjunto de dados estudados. Pode-se observar também uma pequena tendência de superestimação no valor de TPW pelo algoritmo.

- Sobre o continente, possivelmente ainda não existe, um algoritmo capaz de estimar com boa acurácia o valor de TPW. Portanto, foi proposta a utilização de um algoritmo de regressão múltipla a partir dos canais dos HIRS e AMSU. A formulação que mais se adequou a este problema foi uma relação que leva em consideração o ângulo de visada do sensor e a diferença entre a temperatura de brilho e a temperatura da superfície. Assim, o valor de TPW sobre o continente é estimado a partir da seguinte equação:

$$TPW = a_0 + a_1 \times \cos \theta + \sum_{i=1}^N a_i \times (\log(T_{SUP} - Tb_i)), \quad (4.4)$$

onde i são os canais 2-8, 10-16, 24-32, 35-40; θ é o ângulo zenital; e T_{sup} é a temperatura da superfície. O período de dados foi dividido em duas partes, sendo a primeira destinada ao cálculo dos coeficientes da equação de regressão, e na segunda as observações de temperatura de brilho foram usadas para estimar a TPW. Esta técnica foi utilizada somente sobre condições de céu claro. O gráfico de dispersão dos valores de TPW estimados e observados é apresentado na Figura 4.8. Neste caso, verificou-se que o algoritmo proposto tende a subestimar o valor de TPW. O índice de correlação para este conjunto de dados foi de 0,838, que, apesar de ser menor que o obtido pela técnica

de Grody (sobre o oceano), é maior do que se fosse utilizado dados de TPW obtidos via previsão de tempo (não mostrado), onde o índice de correlação foi de 0,742.

TABELA 4.3 - SELEÇÃO DE CANAIS USADOS NO PROCESSO DE INVERSÃO DO ICI.

Caso	Seleção de Canais	
	<i>Céu Claro</i>	<i>Céu Nublado</i>
T1	2-8; 13-16; 25-32; Tsurf	2-3; 25-32; Tsurf
T2	2-8; 11-16; 25-32; 38-40; Tsurf	2-3; 25-32; 38-40; Tsurf
T3	2-8; 10-16; 24-32; 37-40; Tsurf	2-3; 24-32; 37-40; Tsurf
T4	2-8; 11-16; 25-32; 38-40; Tsurf + TPW	2-3; 25-32; 38-40; Tsurf + TPW

Para se estudar a performance do ICI, vis-à-vis à seleção de canais espectrais usados durante o processo de inversão, foi avaliado diferentes estratégias (ver Tabela 4.3). Para o caso T1, foi usado somente canais de temperatura. No caso T2, uma combinação de canais de temperatura e umidade foi utilizada, mas canais de superfície não foram incluídos. No caso T3, alguns dos canais de superfície foram adicionados, e finalmente, para o caso T4, ao invés de canais de superfície, o “pseudocanal” TPW foi utilizado no processo de seleção do perfil inicial. A temperatura da superfície (Tsurf) foi utilizada como sendo um “pseudocanal” em todas as opções.

4.6 – Assimilação dos Perfis de Temperatura e Umidade no Modelo Regional Eta

Foi mencionado anteriormente, que a última etapa da presente pesquisa, consta de assimilar os produtos de sondagens obtidos com o ICI em um modelo de área limitada de PNT, e avaliar o impacto que a incorporação destas informações produz na performance do modelo. Neste sentido, foi escolhido o modelo regional Eta (ver Seção 3.7 para maiores detalhes), que se encontra operacional no CPTEC desde 1996. A assimilação dos perfis inferidos pelo ICI foi realizada através do sistema de assimilação RPSAS (ver Seção 3.8 para maiores detalhes).

Segue abaixo, uma breve descrição das etapas realizadas no processo de assimilação das sondagens obtidas via ICI:

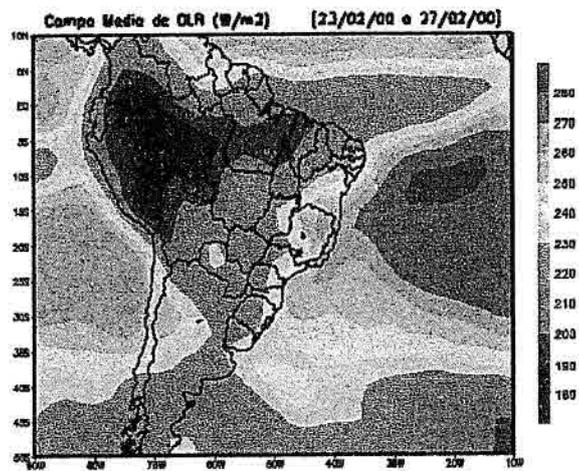
- Os perfis verticais de temperatura e umidade foram gerados a partir do modelo ICI segundo a metodologia descrita na Seção 4.3;
- Os perfis gerados pelo ICI foram transcritos para o formato do arquivo de entrada do modelo de assimilação RPSAS. Basicamente este arquivo é constituído de perfis de temperatura virtual e demais parâmetros de localização e controle utilizados pelo modelo RPSAS;
- O modelo RPSAS foi rodado para o período de 23 de Fevereiro e 08 de Março de 2000. Duas situações distintas foram analisadas: na primeira (rodada de controle), o modelo foi alimentado apenas com os dados convencionais, sem a inclusão de sondagens TOVS; e na segunda, além dos dados convencionais, incluiu-se também os perfis obtidos via ICI a partir de sondagens TOVS (experimento). Como produto deste processo, foram gerados arquivos de campos de “incremento de análise” e de análise, para as duas situações descritas acima;
- A versão operacional do modelo Eta/CPTEC foi rodada para os dias 27, 28 e 29 de Fevereiro de 2000, para os horários das 00 e 12 UTC. A análise gerada pelo modelo RPSAS foi utilizada como condição inicial; e a previsão do modelo global do CPTEC atualizada a cada 6 horas foi usada como condições de contorno. Como produto deste processo, foram gerados arquivos de previsão de tempo até 72 h, em intervalos de 06 h, e
- Os campos de análise e de previsão do Eta (*com e sem* sondagens TOVS) foram comparados entre si e também com dados de radiossondagens e campos de análise do modelo global do CPTEC. Desta forma, procurou-se avaliar o impacto causado pela inclusão de sondagens TOVS nos campos de previsão.

É importante salientar que a melhor metodologia a ser adotada seria a assimilação de perfis de temperatura e umidade separadamente, ao invés de se assimilar unicamente os perfis de temperatura virtual. Entretanto, na presente pesquisa, esta abordagem não foi possível de ser aplicada pois a versão do RPSAS que está atualmente em operação no CPTEC é capaz de assimilar somente perfis de temperatura virtual. Já existem esforços sendo realizados no CPTEC no sentido de se assimilar perfis de temperatura e umidade separadamente.

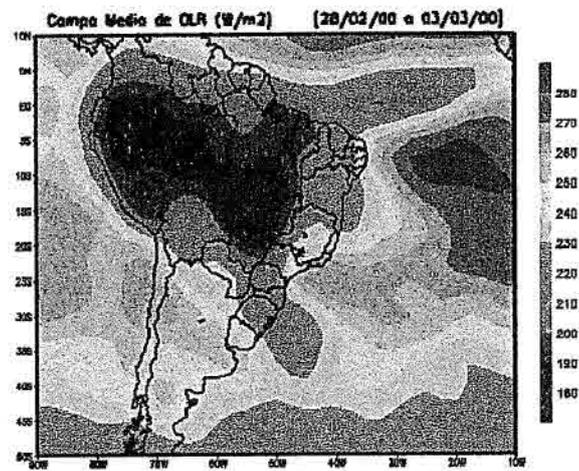
Os campos de análises provenientes do RPSAS, cuja resolução original é de 2.0° de latitude por 2.5° de longitude, e os campos de previsão do modelo Eta (resolução de 0.4°x0.4°) foram interpolados para uma grade de 1°x 1°. Para tal foi utilizada a rotina de interpolação “regrid2”, que faz parte do pacote de processamento de dados “GrADS”. O mesmo procedimento foi aplicado aos campos de análises provenientes do modelo global do CPTEC (cuja resolução original é de aproximadamente 1.8°x1.8°), que são utilizadas para o processo de validação e comparação das análises RPSAS. Este procedimento facilita a comparação visual entre os campos e também possibilita o cálculo de índices estatísticos calculados ponto a ponto, como:

$$\begin{aligned}
 \text{Média} &= \sum_{i=1}^n (x_i) / n \\
 \text{Desvio Médio} &= \sum_{i=1}^n (x_i - y_i) / n, \\
 \text{RMSE} &= \left(\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2 / n \right)^{1/2}
 \end{aligned}
 \tag{4.5}$$

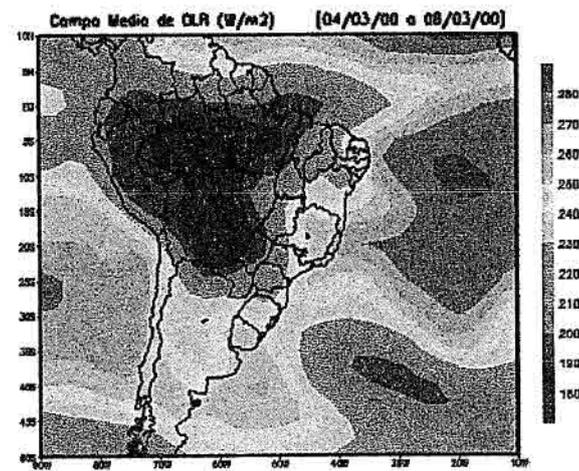
onde i representa cada ponto da grade; n é o número total de observações; e x e y representam os diferentes campos que são intercomparados.



(a)



(b)



(c)

Fig. 4.1 - Campos médios de Radiação de Onda Longa (OLR) em Wm^{-2} obtidos a partir dos satélites NOAA: a) 23 a 27 de Fevereiro; b) 28 de Fevereiro a 03 de Março e; b) 04 a 08 de Março.

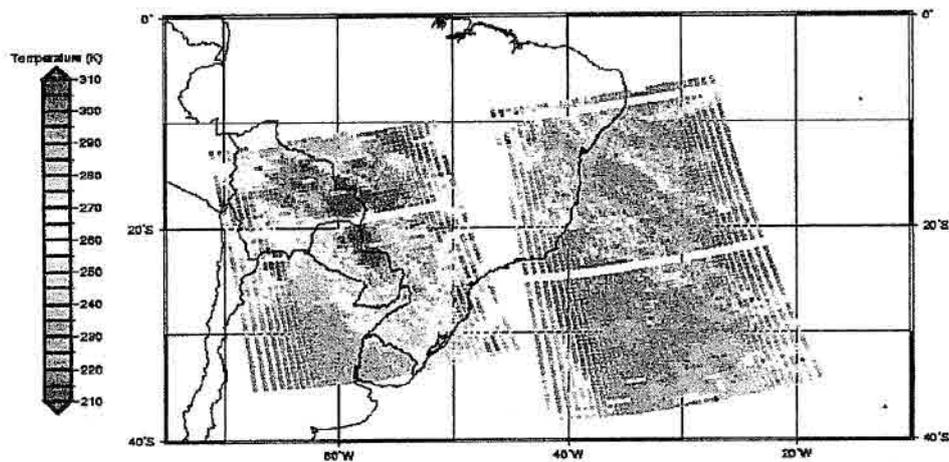


Fig. 4.2 – Temperatura de brilho do canal 8 do sondador HIRS/3 (11 μm), satélite NOAA-15, dia 28/02/2000 às 21:54 e 23:36Z, respectivamente.

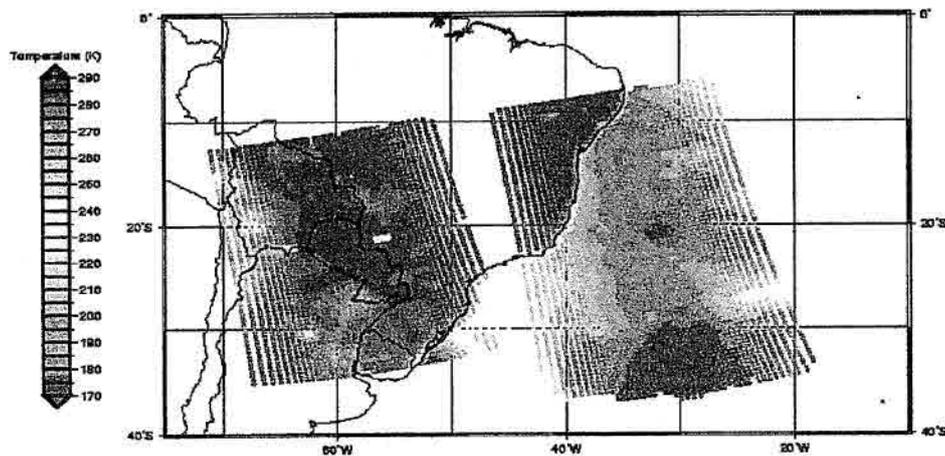


Fig. 4.3 –Mesmo que a Figura 4.1, mas para o canal 1 do AMSU-A (23.8 GHz).

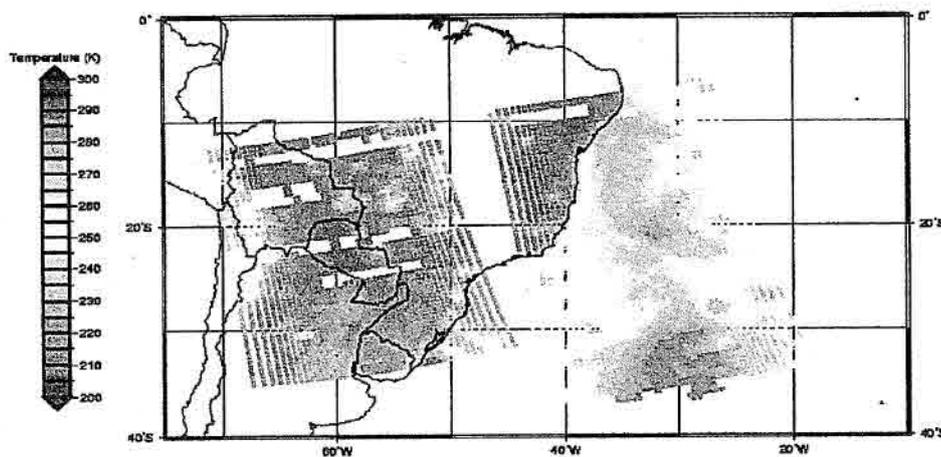


Fig. 4.4 –Mesmo que a Figura 4.1, mas para o canal 1 do AMSU-B (89.0 GHz).

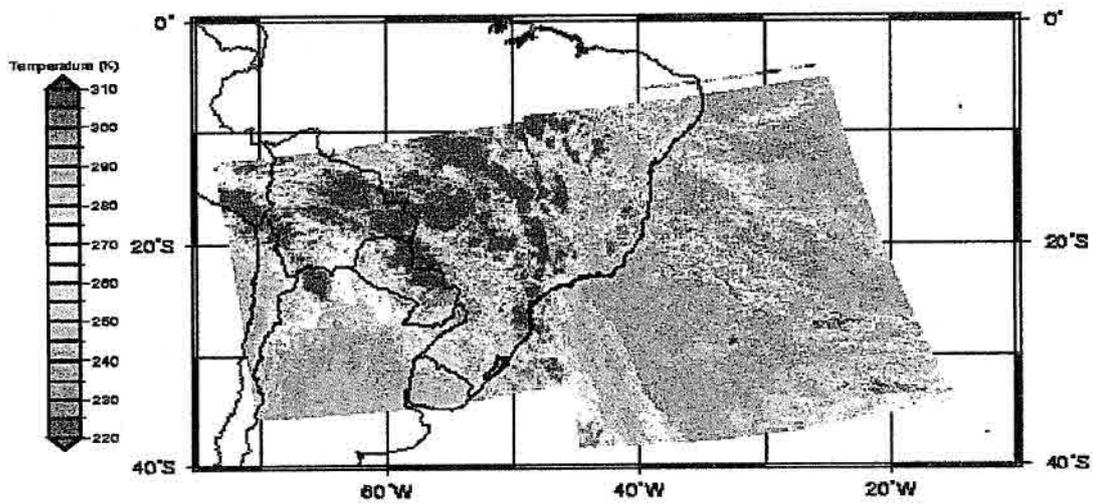


Fig. 4.5 –Mesmo que a Figura 4.1, mas para o canal 5 do imageador AVHRR (12 μ m).

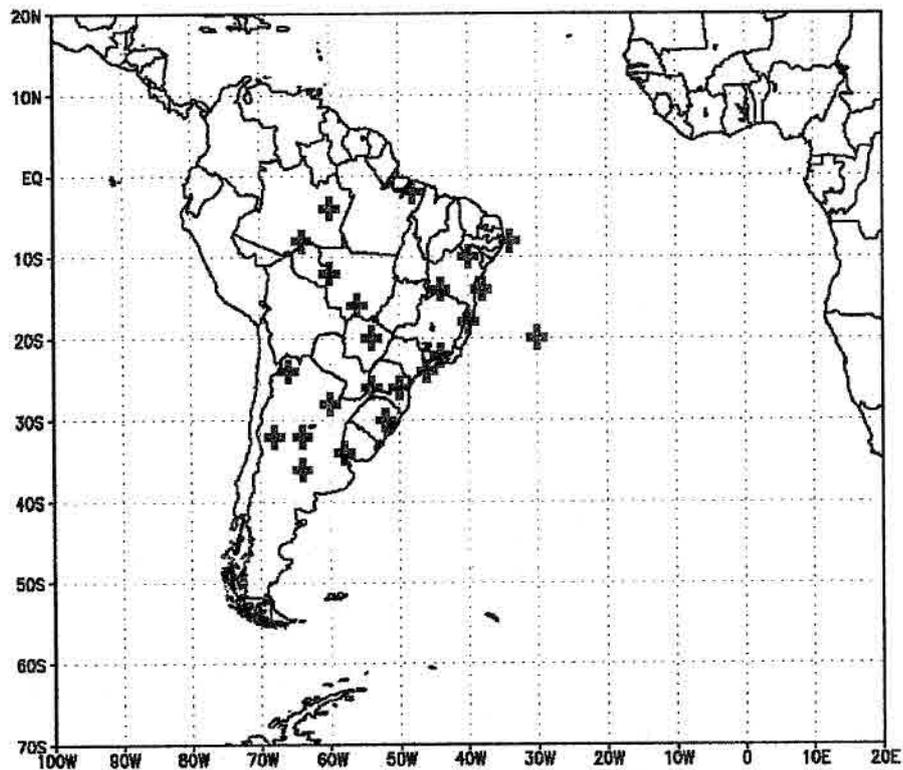


Fig. 4.6 – Localização das estações de radiossondagens utilizadas para validação dos perfis inferidos de temperatura e umidade. Os limites da figura mostram a área utilizada pelo modelo ICI para geração da “biblioteca” de perfis iniciais.

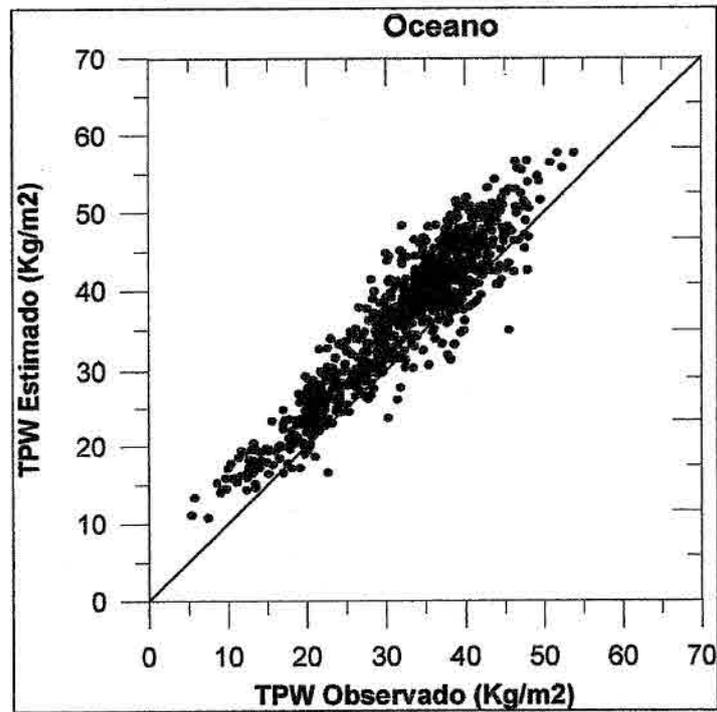


Fig. 4.7 – Gráfico de espalhamento da água precipitável sobre o oceano, estimada utilizando o algoritmo de Grody e a observada (análise do CPTEC).

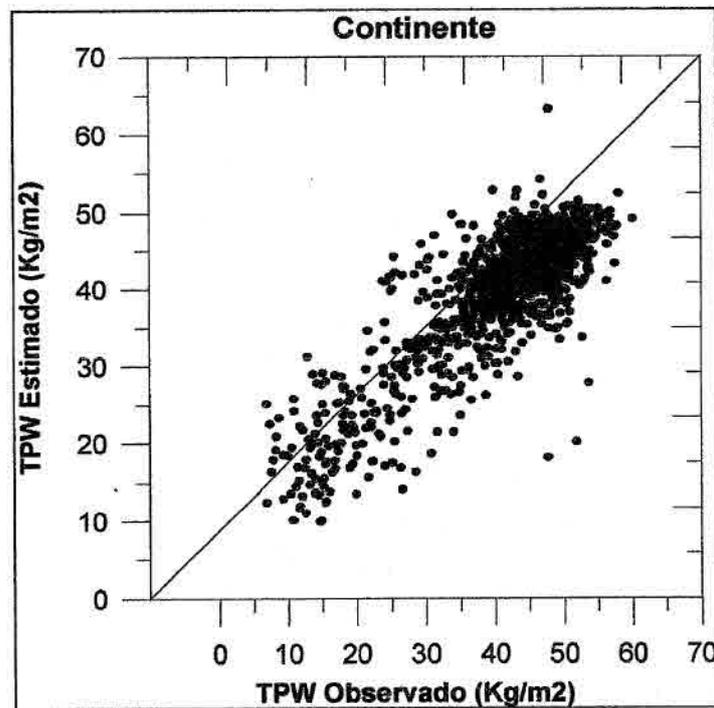


Fig. 4.8 – Gráfico de espalhamento da água precipitável sobre o continente, estimada utilizando o algoritmo de regressão e a observada (análise do CPTEC).

CAPITULO 5

RESULTADOS

Este capítulo se divide em seis seções que podem ser agrupadas em cinco classes de resultados. Na Seção 5.1 são apresentados resultados relacionados à detecção dos pixels contaminados por nuvens e espalhamento. Nas Seções 5.2 e 5.3 são analisados os perfis verticais de temperatura e umidade atmosférica inferidos pelo modelo ICI. Na Seção 5.4 são mostrados alguns testes realizados com o ICI para diferentes condições de emissividade, canais espectrais, temperatura de superfície, etc. Na Seção 5.5 é feita a análise dos resultados obtidos com o modelo direto. Na Seção 5.6 são apresentados os resultados da assimilação dos perfis termodinâmicos obtidos nas seções 5.2 e 5.3 num modelo regional de PNT.

5.1 – Máscara de Nuvens

5.1.1 – Detecção de Pixels com Nuvens para os Canais Infravermelhos

Nesta seção são apresentados alguns resultados obtidos durante o processo de validação do algoritmo de identificação de pixels nublados sobre o Brasil. São apresentados também os resultados decorrentes de algumas adaptações propostas para melhor ajustar este algoritmo às condições atmosféricas regionais. Basicamente foi analisada a performance de duas diferentes versões do algoritmo de máscara de nuvens: climatológica (C) e previsão (P) (ver Seção 4.2 para maiores detalhes). Este estudo abrangeu a análise de várias imagens e os resultados de duas delas foram escolhidos para serem apresentados aqui.

As Figuras 5.1.1-a e 5.1.1-b mostram a fração de cobertura de nuvens para a imagem do dia 02 de Março de 2000 (período noturno), para as versões C e P do algoritmo de nuvens, respectivamente. Os pixels associados à condição de céu completamente limpo (100% limpo) estão representados em vermelho e os associados à condição de céu

totalmente nublado estão representados em azul. A comparação entre a máscara de nuvens (Figuras 5.1.1(a-b)) e a correspondente imagem em 11 μ m obtida pelo AVHRR (Figura 5.1.2), mostra que existe uma boa concordância entre as mesmas. As áreas identificadas como sendo de céu limpo pela máscara de nuvens correspondem às áreas com altos valores de temperatura de brilho na imagem em 11 μ m. Por outro lado as áreas consideradas nubladas correspondem às áreas com baixos valores de temperatura de brilho.

As Figuras 5.1.3(a-b) mostram a máscara de nuvem calculada para a imagem do dia 22 de Fevereiro de 2000 (período diurno), e a Figura 5.1.4-a a correspondente imagem em 11 μ m. Sendo esta uma órbita diurna, a imagem no espectro visível também pode ser utilizada para auxiliar o processo de validação da máscara de nuvens. A Figura 5.1.4-b mostra os valores de albedo que estão associados aos diferentes tipos de alvos espectrais. Normalmente as nuvens possuem altos índices de refletividade, que correspondem a valores de albedo elevados se comparado ao albedo típico da superfície terrestre. Assim, as áreas com altos valores de albedo podem ser interpretadas como sendo associadas a pixels total ou parcialmente contaminados pela presença de nuvens. Por outro lado, as áreas com baixos valores de albedo correspondem a pixels relacionados com radiação proveniente da superfície, ou seja, regiões onde não existe a presença de nuvens. Vale ressaltar que em algumas condições particulares como neve e areia (deserto), os albedos também são altos, e portanto, deve-se tomar cuidado para que estas áreas não sejam confundidas com nuvens. Em geral, pôde ser notada uma grande concordância entre a máscara de nuvens e as imagens no infravermelho e visível.

Para os dois casos analisados a comparação entre os resultados fornecidos pelas duas diferentes versões do modelo MAIA mostra que as regiões identificadas como sendo claras (sem nuvens) são praticamente as mesmas em ambas versões, e as diferenças entre ambas as configurações são pequenas, sendo a versão P ligeiramente mais rígida (maior número de pixels considerados nublados) sobre o continente. Isto pode ser visto nas Figuras 5.5.1-c 5.1.3-c, que mostram as diferenças entre as versões P e C para os dias 22 de Fevereiro e 02 de Março, respectivamente. Sobre o oceano, ambas versões

mostram resultados praticamente idênticos. De um modo geral, as duas versões aparentam uma superestimativa dos pixels nublados, ou seja, alguns pixels limpos podem estar sendo classificados como nublados.

As Tabelas 5.1.1 e 5.1.2 mostram a fração de pixels (em relação ao número total de pixels da imagem) que foram considerados nublados em cada um dos diferentes tipos de testes aplicados pelo algoritmo de identificação de nuvens, para os dois casos abordados anteriormente. Para a realização dos cálculos foram levados em conta apenas os pixels AVHRR localizados dentro dos limites da elipse formada pelo FOV do pixel HIRS. Sobre o continente, observou-se uma sensível diferença na percentagem de pixels considerados nublados entre as duas versões.

A utilização dos campos de previsão da temperatura da superfície permite que se possa estabelecer um limiar mais realista para a temperatura de brilho em $11\mu\text{m}$ acima do qual um pixel seja considerado nublado. O valor deste limiar deve ser o mais baixo possível, porém, o suficiente para levar em conta fatores como erro nos campos de previsão, a diferença entre a temperatura do ar próximo da superfície terrestre e a temperatura radiométrica da superfície, resfriamento radiativo durante a noite ou aquecimento radiativo durante o dia, emissividade da superfície, a diferença de horário entre a observação AVHRR e o horário da previsão, etc. Neste estudo, para efeito de comparação, tanto para o caso da versão P quanto da versão C, utilizou-se um limiar de 11 K para as passagens noturnas e 9 K para as diurnas.

Notou-se que quando se usa a previsão da temperatura da superfície (versão P) um maior número de pixels é considerado nublado sobre o continente segundo o teste T1. Isto pode ser verificado a partir da comparação entre as Figuras 5.1.5-a e 5.1.5-b, que representa a percentagem dos pixels classificados como nublados dentro do FOV HIRS para as versões P e C, segundo o teste T1. Sobre o oceano, a utilização da previsão de temperatura da superfície praticamente não alterou a percentagem dos pixels considerados nublados, ou seja, neste caso tanto faz usar o atlas de SST ou campos de

previsão. Isto provavelmente ocorre devido a menor variabilidade que a temperatura da superfície do mar sofre em relação a temperatura da superfície continental.

TABELA 5.1.1 - FRAÇÃO DOS PIXELS IDENTIFICADOS COMO SENDO NUBLADOS POR CADA UM DOS TESTES APLICADOS PELO ALGORITMO DE MÁSCARA DE NUVENS NAS DIFERENTES VERSÕES ANALISADAS PARA A ÓRBITA 9375 DO DIA 02/03/2000 ÀS 22:26 UTC.

	Versão Climatológica (C)			Versão da Previsão (P)			Versão STDEV		
	Oceano	Contin.	Costa	Oceano	Contin	Costa	Oceano	Contin	Costa
Teste 1	0.585	0.530	0.290	0.583	0.639	0.426	0.583	0.639	0.426
Teste 2	0.399	0.669	0.367	0.399	0.619	0.343	0.399	0.619	0.343
Teste 3	0.024	0.000	0.000	0.024	0.000	0.000	0.024	0.000	0.000
Teste 4	0.798	0.000	0.000	0.798	0.000	0.000	0.713	0.000	0.000
Teste 5	0.118	0.409	0.144	0.118	0.238	0.144	0.118	0.238	0.144
N. Pixel	1340582	989214	54183						

TABELA 5.1.2 - MESMO QUE A TABELA 5.1.1, MAS PARA A ÓRBITA 9240 DO DIA 23/02/2000 ÀS 10:02 UTC.

	Versão Climatológica (C)			Versão da Previsão (P)			Versão STDEV		
	Oceano	Contin.	Costa	Oceano	Contin.	Costa	Oceano	Contin.	Costa
Teste 1	0.331	0.170	0.468	0.336	0.188	0.492	0.336	0.188	0.492
Teste 2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Teste 3	0.003	0.001	0.004	0.003	0.001	0.004	0.003	0.001	0.004
Teste 4	0.591	0.000	0.000	0.591	0.000	0.000	0.473	0.000	0.000
Teste 5	0.048	0.009	0.003	0.048	0.003	0.002	0.048	0.003	0.002
Teste 6	0.312	0.000	0.295	0.312	0.000	0.313	0.312	0.000	0.295
Teste 7	0.000	0.432	0.205	0.000	0.435	0.205	0.000	0.432	0.205
Teste 8	0.079	0.000	0.021	0.079	0.000	0.021	0.079	0.000	0.021
N. Pixel	2024700	228311	39796						

Para os demais testes a única diferença entre as versões P e C está na quantidade de TPW que, sobre o continente, é fornecido através de campos de previsão numérica na versão P e através de um atlas climatológico na versão C. O uso de dados climatológicos de TPW pode acarretar grandes erros, sobretudo em regiões onde a

umidade é bastante variável, como é o caso dos trópicos. Contudo, notou-se que os testes foram poucos sensíveis com relação à origem do campo de TPW, exceto para o teste T5 que apresentou uma grande redução na percentagem de pixels nublados para a versão P em relação a versão C, ver Figuras 5.1.6-a e 5.1.6-b. Sobre o oceano, os resultados não se alteram, porque a variável TPW foi obtida da mesma maneira em ambas as versões. A quantidade de TPW foi calculada através de um algoritmo que leva em conta os canais AMSU (Grody et al. 1998), que fornece valores melhores de TPW sobre o oceano comparando-se com campos de previsão.

TABELA 5.1.3 - FRAÇÃO DOS PIXELS IDENTIFICADOS COMO SENDO NUBLADOS POR CADA UM DOS TESTES APLICADOS PELO ALGORITMO DE MÁSCARA DE NUVENS, RESPEITANDO A SEQUÊNCIA DE TESTES DA TABELA 5.1.1 ÓRBITA 9375 DO DIA 02/03/2000 ÀS 22:26 UTC.

	Versão Climatológica (C)			Versão da Previsão (P)			Versão STDEV		
	Oceano	Contin.	Costa	Oceano	Contin.	Costa	Oceano	Contin.	Costa
Teste 1	0.585	0.530	0.290	0.583	0.639	0.426	0.583	0.639	0.426
Teste 2	0.052	0.256	0.115	0.054	0.144	0.025	0.054	0.144	0.025
Teste 3	0.008	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000
Teste 4	0.175	0.000	0.000	0.176	0.000	0.000	0.124	0.000	0.000
Teste 5	0.000	0.010	0.002	0.000	0.003	0.001	0.000	0.003	0.001
Limpo	0.180	0.205	0.593	0.179	0.214	0.549	0.231	0.214	0.549

TABELA 5.1.4 – MESMO QUE A TABELA 5.1.3, MAS PARA A ÓRBITA 9240 DO DIA 23/02/2000 ÀS 10:02 UTC.

	Versão Climatológica (C)			Versão da Previsão (P)			Versão STDEV		
	Oceano	Contin.	Costa	Oceano	Contin.	Costa	Oceano	Contin.	Costa
Teste 1	0.331	0.170	0.446	0.336	0.188	0.470	0.336	0.188	0.470
Teste 2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Teste 3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Teste 4	0.242	0.000	0.000	0.244	0.000	0.000	0.154	0.000	0.000
Teste 5	0.007	0.001	0.000	0.006	0.001	0.000	0.006	0.001	0.000
Teste 6	0.046	0.000	0.017	0.039	0.000	0.036	0.039	0.000	0.036
Teste 7	0.000	0.312	0.000	0.000	0.266	0.000	0.000	0.266	0.000
Teste 8	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Limpo	0.374	0.517	0.537	0.374	0.545	0.493	0.463	0.545	0.493

As Tabelas 5.1.3 e 5.1.4 também mostram a percentagem dos pixels considerados nublados, porém neste caso foi levado em consideração a sequência de aplicação de cada teste (ver Tabelas 3.5 e 3.6 para maiores detalhes), ou seja, se um pixel for classificado como nublado segundo um teste, todos os testes subsequentes não são contabilizados. Verificou-se que o teste clássico do limiar da temperatura (teste T1) é o principal responsável pela identificação dos pixels que foram considerados nublados segundo o algoritmo MAIA, contudo, uma fração considerável destes pixels veio a ser identificada pelos demais testes. Para as órbitas noturnas, além do teste do limiar T1, outros testes importantes (que classificam um grande número de pixels) foram o T4 (técnica da coerência espacial) e o T2 ($T_{b3.7\mu m} - T_{b12\mu m}$) sobre o oceano e continente/costa, respectivamente. Estes testes são mostrados nas Figuras 5.1.7 e 5.1.8, respectivamente. Para as órbitas diurnas, os teste mais importante foram os T4 e T7, que são mostrados nas Figuras 5.1.9 e 5.1.10, respectivamente. Note que o teste T5 que individualmente classificou uma grande quantidade de pixels como senso nublado, praticamente não influencia o resultado final da máscara e nuvens, ou seja, foi praticamente redundante pra os casos analisados.

Conforme mencionado na Seção 3.3, o teste T4 é baseado no cálculo do desvio padrão (STDEV) da temperatura de brilho nos pixels contidos dentro de um “box” de 3x3 pixels. Um limite de 0.2 K é usado como o valor máximo de STDEV permitido para que um pixel seja considerado limpo. Porém, uma análise mais detalhada dos resultados obtidos sobre áreas oceânicas, mostrou que este valor não é adequado para a região em estudo, e um valor mais alto (em torno de 0.5 K) poderia ser utilizado sem comprometer a confiabilidade do algoritmo, ou seja, sem que pixels nublados venham a ser classificados como limpos. As Figuras 5.1.11 e 5.1.12 mostram os valores de STDEV médio para cada pixel HIRS. França and Cracknell (1995), em um estudo realizado sobre o nordeste brasileiro, obtiveram um valor de 0.4 K para o teste de STDEV, abaixo deste valor o pixel foi considerado limpo. Este valor foi testado para os casos apresentados acima e os resultados são mostrados nas Figuras 5.1.13-a e 5.1.14-a. Ao se comparar esta versão da máscara de nuvens “STDEV” com a versão da Previsão “P” (Figuras 5.1.1-a e 5.1.3-a), verifica-se que o número de pixels classificados como sendo

nublados diminuiu. Isto pode ser notado no gráfico que mostra a diferença entre as duas versões (Figura 5.1.13-b e 5.1.14-b). A redução na percentagem de pixels considerados nublados sobre o oceano ocorre em praticamente toda a imagem, com valores variando entre 0 a 40%. A Tabela 5.1.5 mostra (para os dois casos apresentados anteriormente) a percentagem de pixels (em relação ao total de pixels da imagem) que são considerados limpos segundo o teste T4, e a percentagem final de pixels limpos (após a aplicação da sequência de testes) para a versão P e também para a versão que utiliza o valor limite de 0.4 K para o STDEV. Pode-se observar que para ambos os casos houve uma redução considerável no número de pixels considerados nublados segundo o teste T4, que acabou influenciando também no resultado final da máscara de nuvens.

TABELA 5.1.5 - PERCENTAGEM DE PIXELS CONSIDERADOS LIMPOS SEGUNDO O TESTE T4, E APÓS A APLICAÇÃO DA SEQUÊNCIA DE TESTES: PARA A VERSÃO P, E UTILIZANDO O LIMITE DE 0.4 K PARA O STDEV.

<i>Caso Analisado</i>	Versão (P)		Versão STDEV	
	<i>Pixels Limpos (Teste T4)</i>	<i>Pixels Limpos (Total)</i>	<i>Pixels Limpos (Teste T4)</i>	<i>Pixels Limpos (Total)</i>
02/03/2000	20.2%	17.9%	28.7%	23.1%
23/02/2000	40.9%	37.4%	52.7%	46.3%

No esquema original de inversão utilizado pelo ICI, um pixel HIRS é considerado como sendo nublado se mais que 10% dos pixels AVHRR contidos dentro de sua elipse sejam rejeitados (classificados como nublados). A Figura 5.1.15 mostra, para o dia 02 de Março de 2000, os pixels HIRS classificados com limpo (em vermelho) e nublado (em azul) para as diferentes situações discutidas anteriormente: versão climatológica (C), versão de previsão (P), e com o novo valor para o limite do desvio padrão (STDEV), respectivamente. A Figura 5.1.16 mostra a mesma informação que a Figura 5.1.15, mas para o dia 23 de Fevereiro de 2000. Foi realizada uma rodada com o modelo ICI, onde se considerou um limite máximo de 1% de pixels AVHRR nublados dentro do FOV HIRS, porém não houve alteração significativa nos resultados.

A análise dos casos apresentados acima e também de outros não mostrados aqui indica que o algoritmo de máscara de nuvens do modelo MAIA forneceu bons resultados sobre a região em estudo, mostrando uma grande coerência entre as áreas classificadas como nubladas e as áreas indicadas como sendo nubladas, segundo um critério de comparação visual das imagens de satélites. Verificou-se também que o modelo aparenta uma tendência de superestimativa da cobertura de nuvens, ou seja, o modelo reduz a área livre de nuvens. Contudo, este problema não é tão grave quanto seria se pixels identificados com sendo livres de nuvens não o fossem. Para efeito de utilização em métodos de inversão, é melhor que alguns pixels livres de nuvens sejam classificados como nublados, do que o método falhar em eliminar alguns pixels nublados.

De um modo geral, pode-se dizer que as duas versões analisadas do algoritmo de nuvens produziram resultados semelhantes para a região em estudo, sobretudo sobre o oceano onde os resultados foram praticamente idênticos. Sobre o continente verificou-se um aumento, embora pequeno, na área de cobertura classificada como limpo quando se usa a versão "P", e este resultado aparentemente se aproxima mais do observado em imagens de satélites. No entanto, como as diferenças entre as duas versões são pequenas, constatou-se que a utilização de dados de previsão não é imprescindível para uma boa classificação da máscara de nuvens. Por outro lado, verificou-se que o resultado final da máscara de nuvens sofre bastante influência de alterações no valor do limite do teste T4, que é aplicado sobre o oceano. Neste caso, um limite de 0.4 K aparenta ser mais adequado para a região em estudo do que o valor de 0.2 K que é utilizado pelo algoritmo original. Vale a pena salientar que foram analisadas apenas algumas situações durante o período de verão. Portanto, as conclusões obtidas aqui não são definitivas e exaustivas.

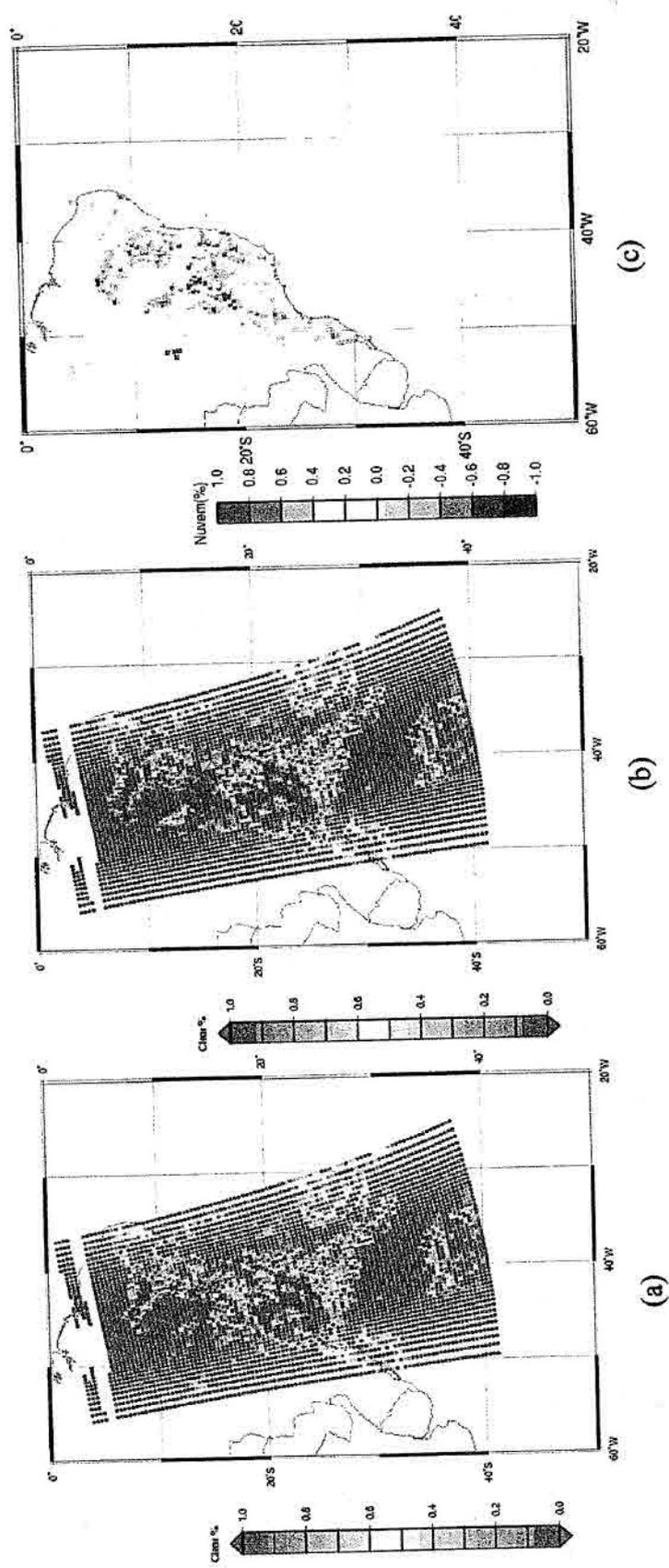


Fig. 5.1.1 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS, processada a partir da imagem NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC; (a) Utilizando dados de Previsão "P", (b) Utilizando dados climatológicos "C", (c) diferença entre as versões P e C.

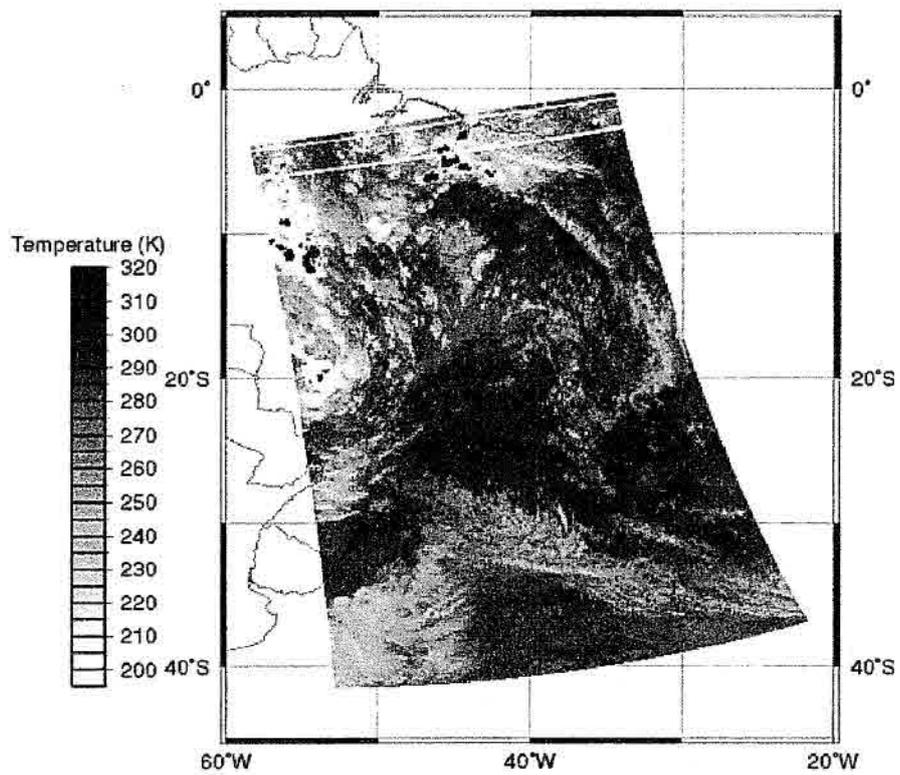


Fig. 5.1.2 – Temperatura de brilho observada no canal 5 do AVHRR (12 μ m). Imagem obtida pelo NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC.

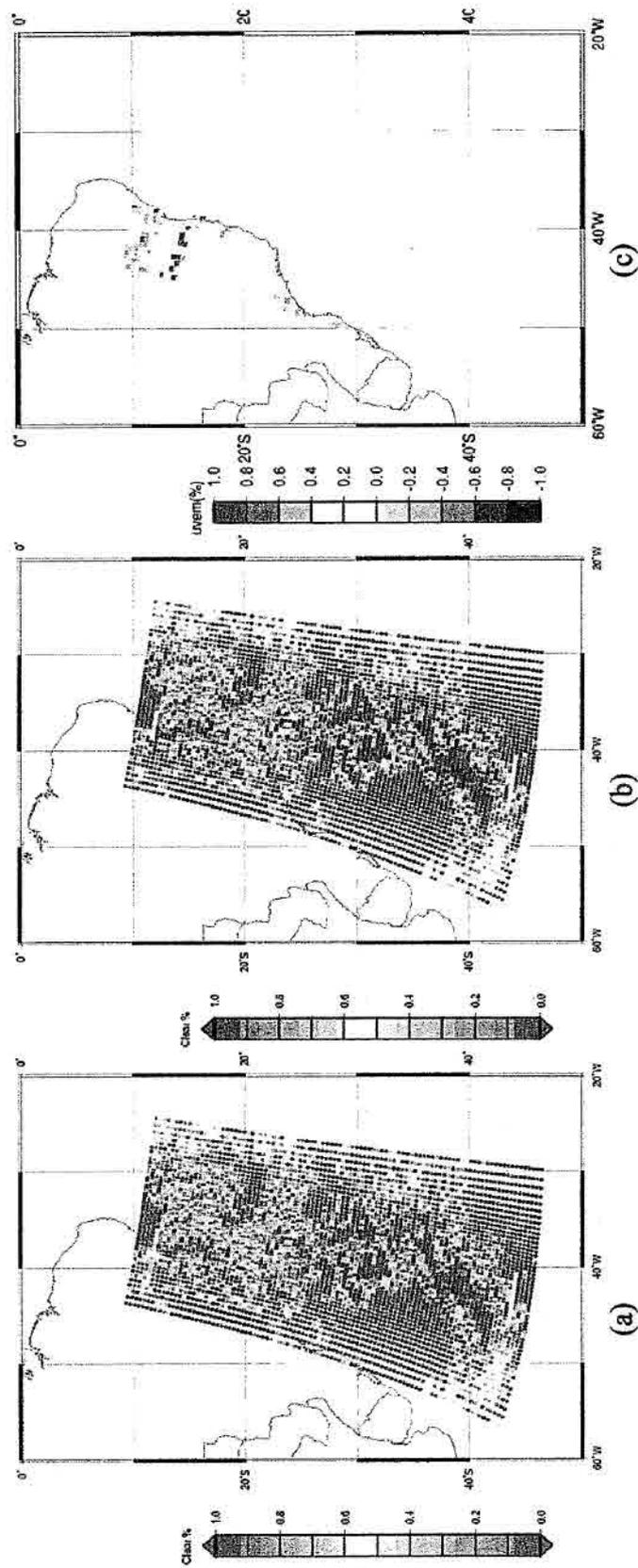


Fig. 5.1.3 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS, processado a partir da imagem do NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC: (a) Utilizando dados de Previsão "P", (b) Utilizando dados climatológicos "C", (c) diferença entre as versões P e C.

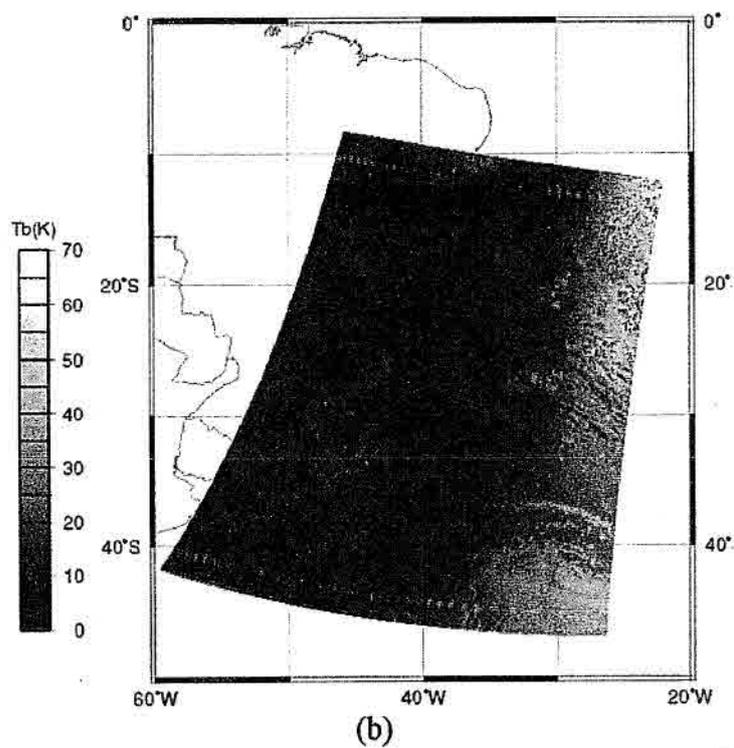
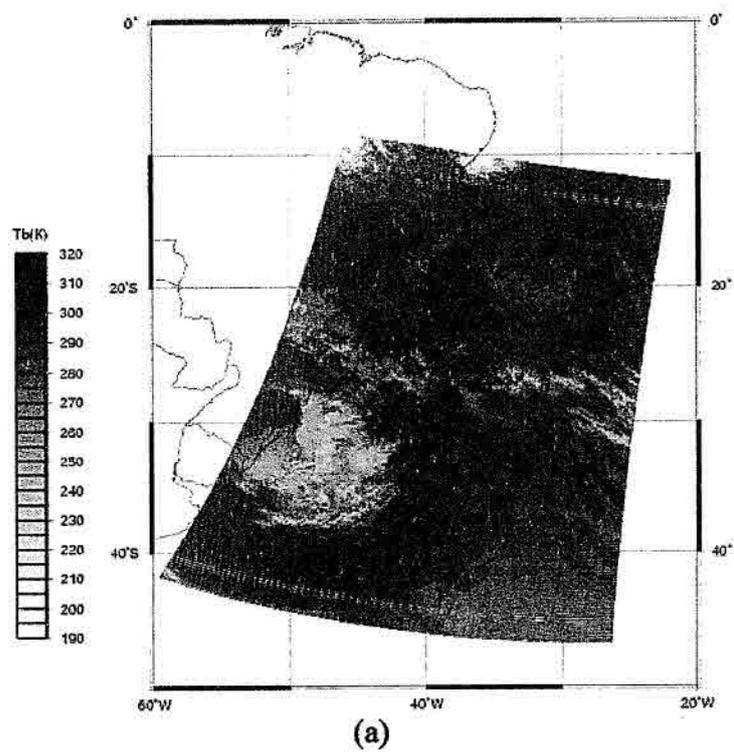
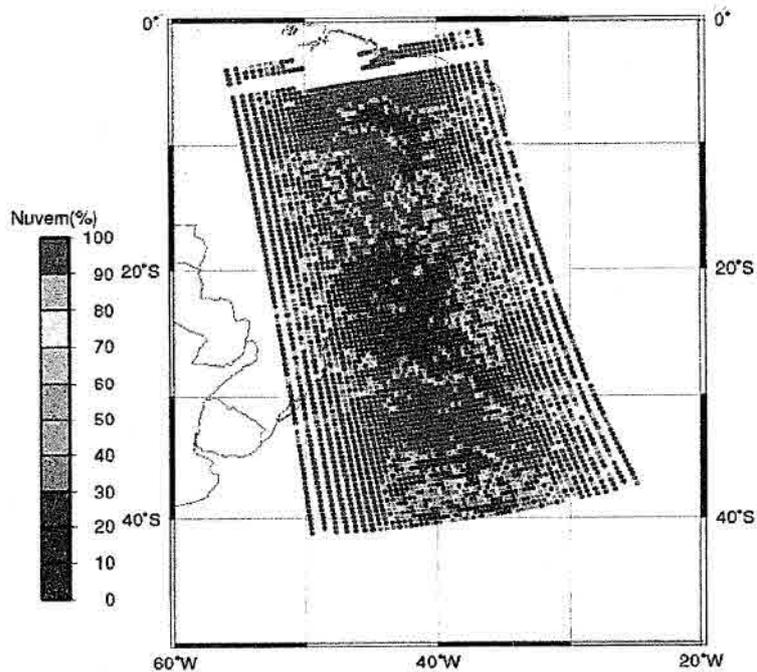
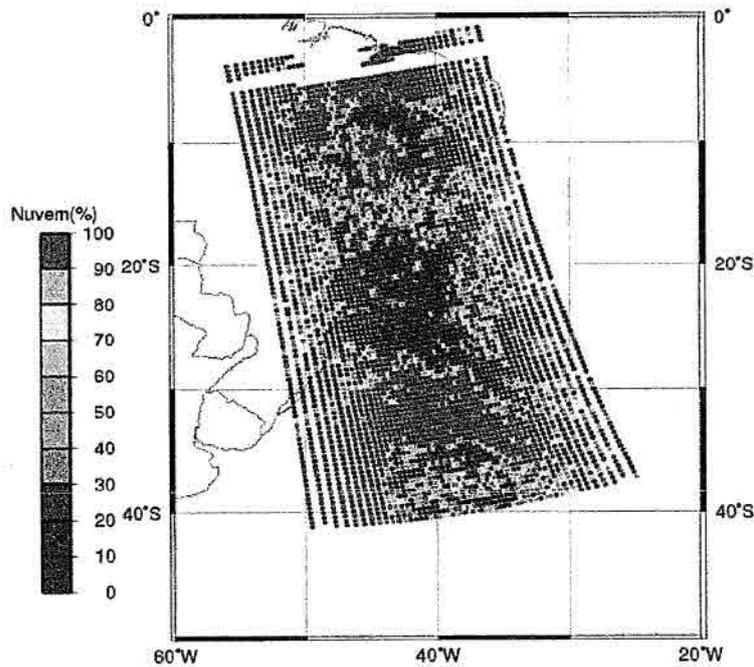


Fig. 5.1.4 – Imagens AVHRR obtidas pelo NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC:
 (a) Temperatura de brilho do canal 5 ($12 \mu\text{m}$), (b) Albedo do canal 1 ($0.6 \mu\text{m}$).

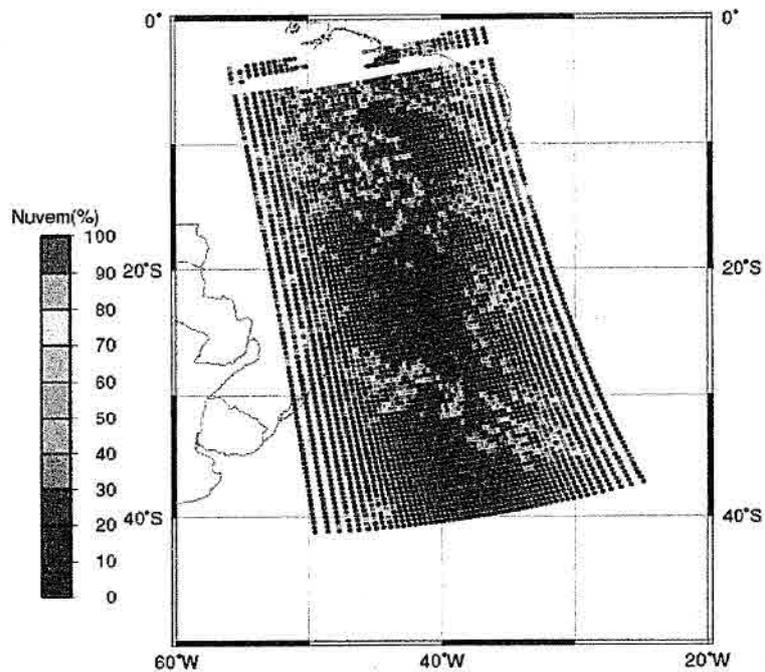


(a)

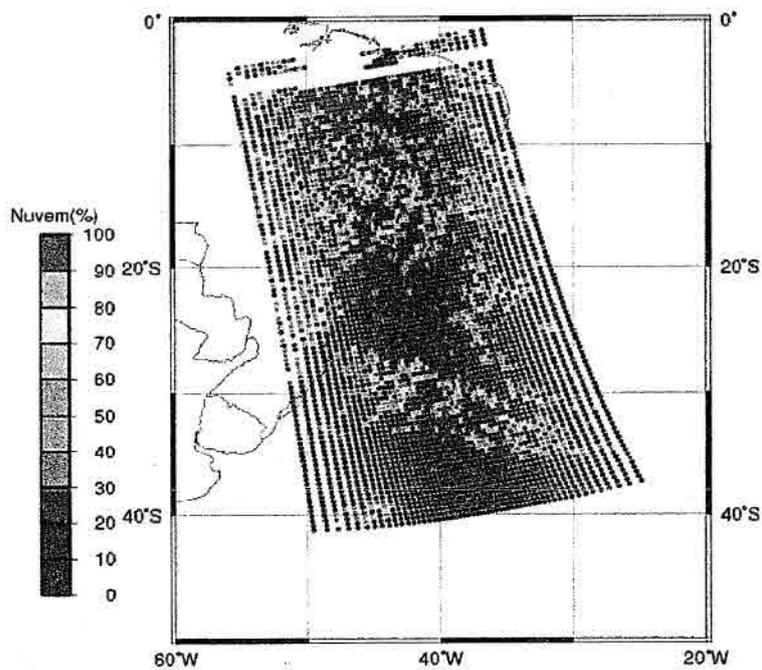


(b)

Fig. 5.1.5 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS resultante da aplicação do teste T1, processada a partir da imagem NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Utilizando dados de Previsão, (b) Utilizando dados climatológicos.

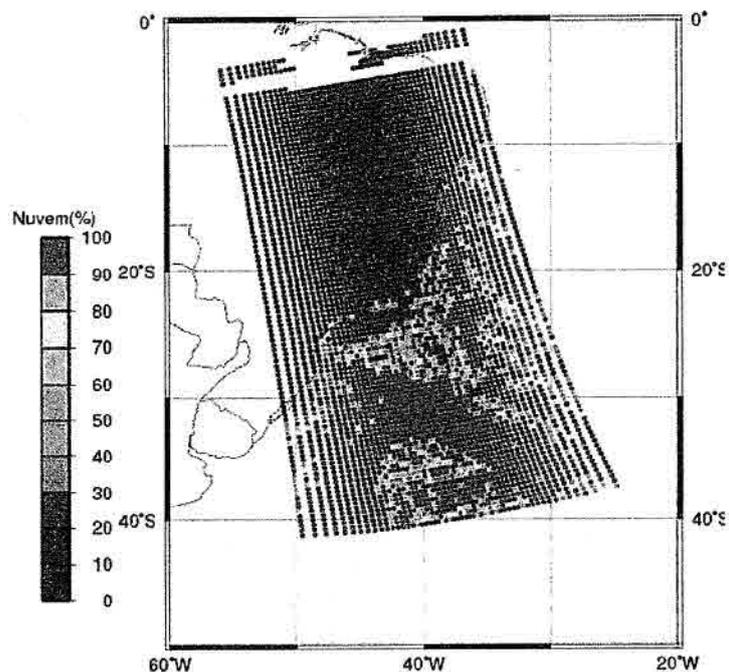


(a)



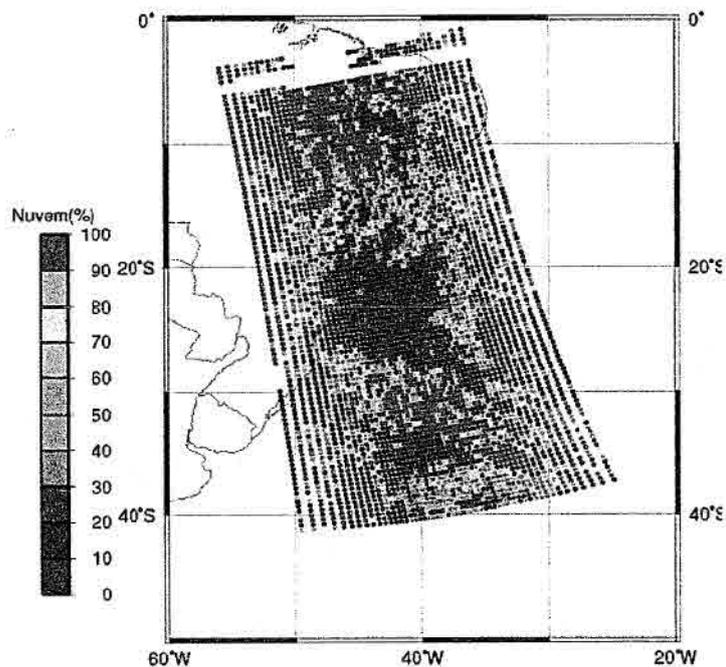
(b)

Fig. 5.1.6 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS resultante da aplicação do teste T5, processada a partir da imagem NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Utilizando dados de Previsão, (b) Utilizando dados climatológicos.



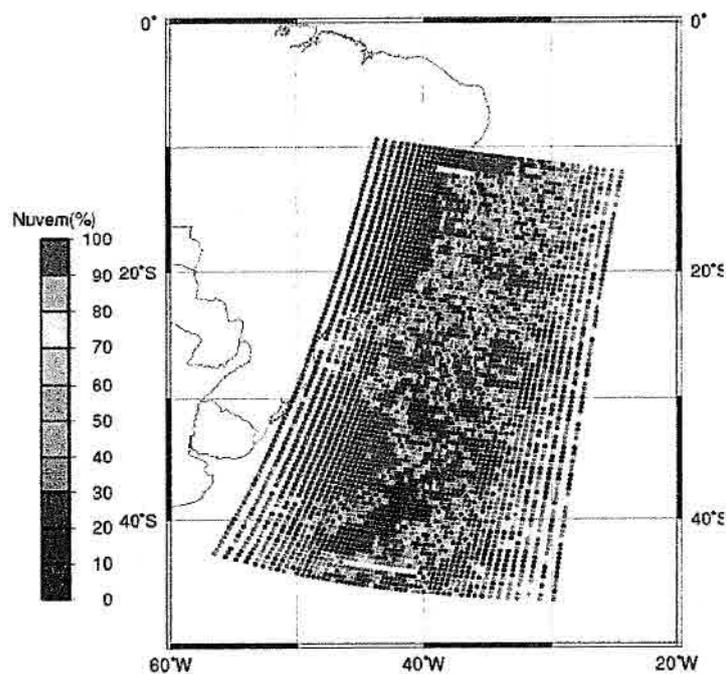
(a)

Fig. 5.1.7 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS resultante da aplicação do teste T4, processada a partir da imagem recebida do NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC. Utilizando a versão da Previsão "P".



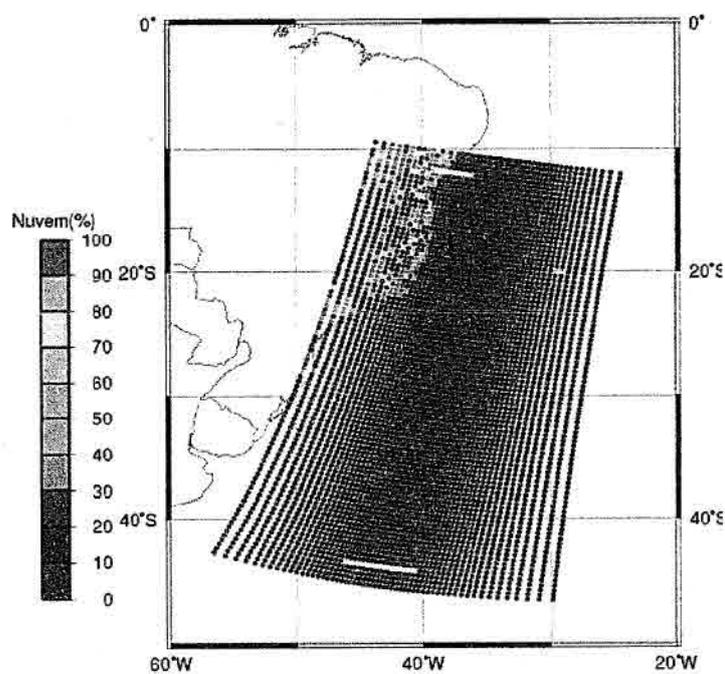
(a)

Fig. 5.1.8 - Mesmo que a Figura 5.1.7, mas para o teste T2.



(a)

Fig. 5.1.9 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS resultante da aplicação do teste T4, processada a partir da imagem NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC. Utilizando a versão da Previsão "P".



(a)

Fig. 5.1.10 - Mesmo que a Figura 5.1.9, mas para o teste T7.

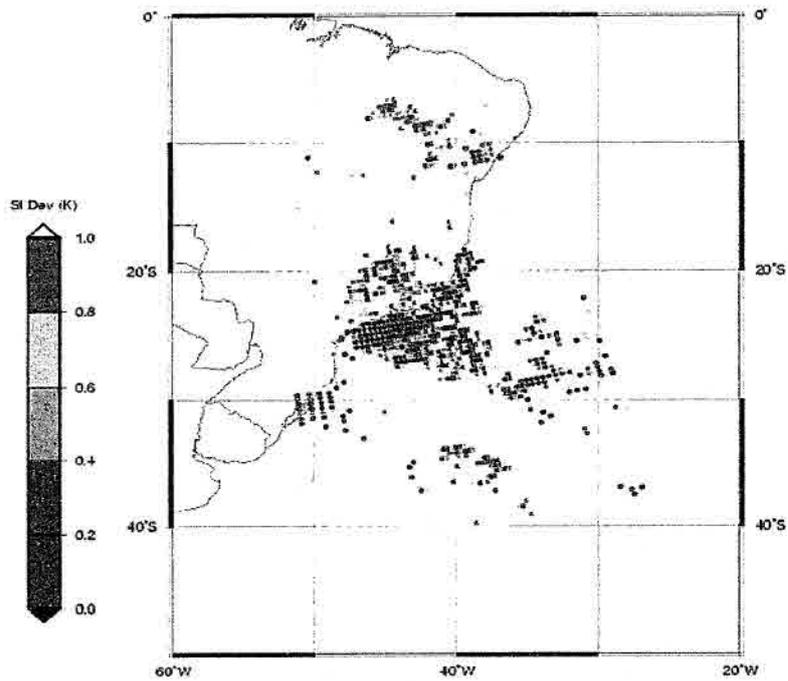


Fig. 5.1.11 - Desvio padrão calculado para cada área dentro de uma caixa contendo 3 x 3 pixels, processado a partir da imagem NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC.

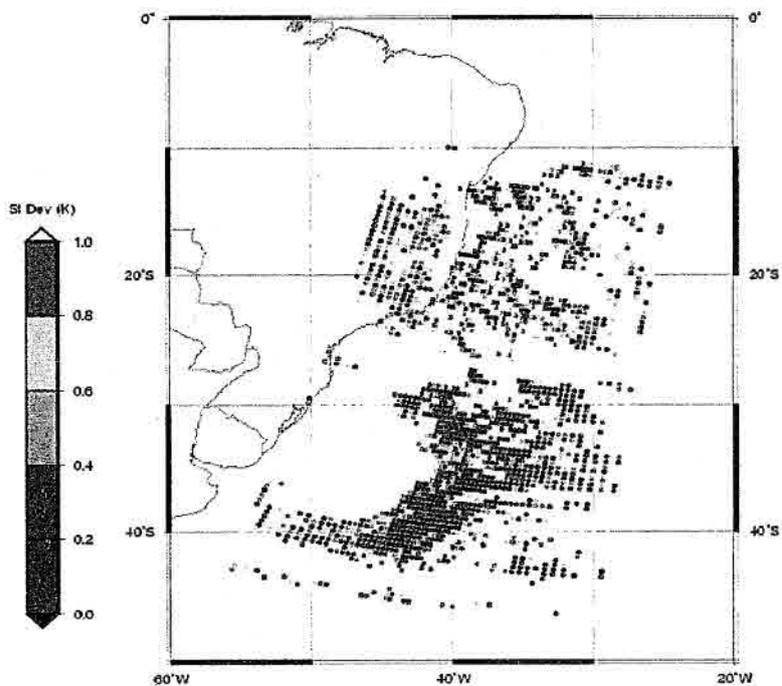


Fig. 5.1.12 - Desvio padrão calculado para cada área dentro de uma caixa contendo 3 x 3 pixels, processado a partir da imagem NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC.

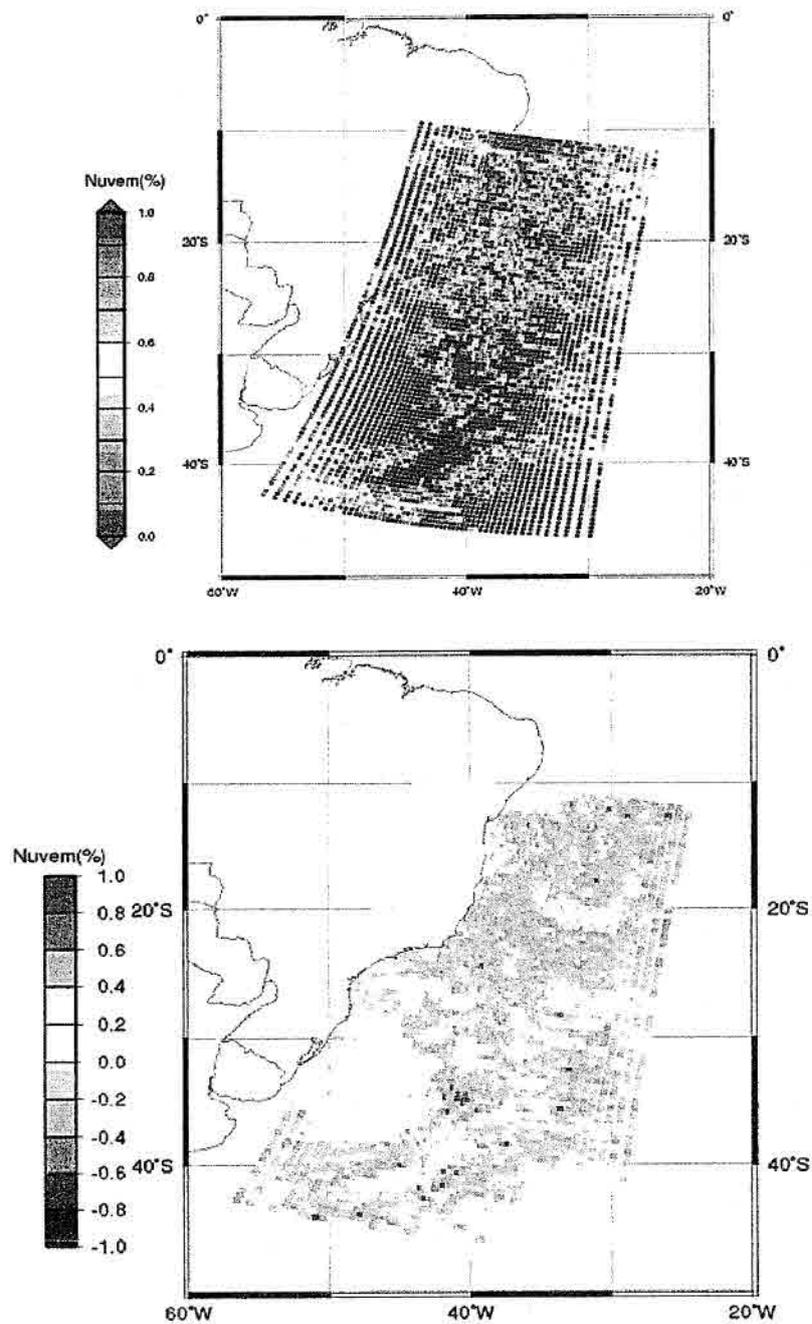


Fig. 5.1.13 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS. Processada a partir da imagem recebida do NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC: (a) utilizando dados de Previsão com o novo limite para o teste T4 (STDEV de 0.4 K); (b) diferença entre as versões Previsão e STDEV.

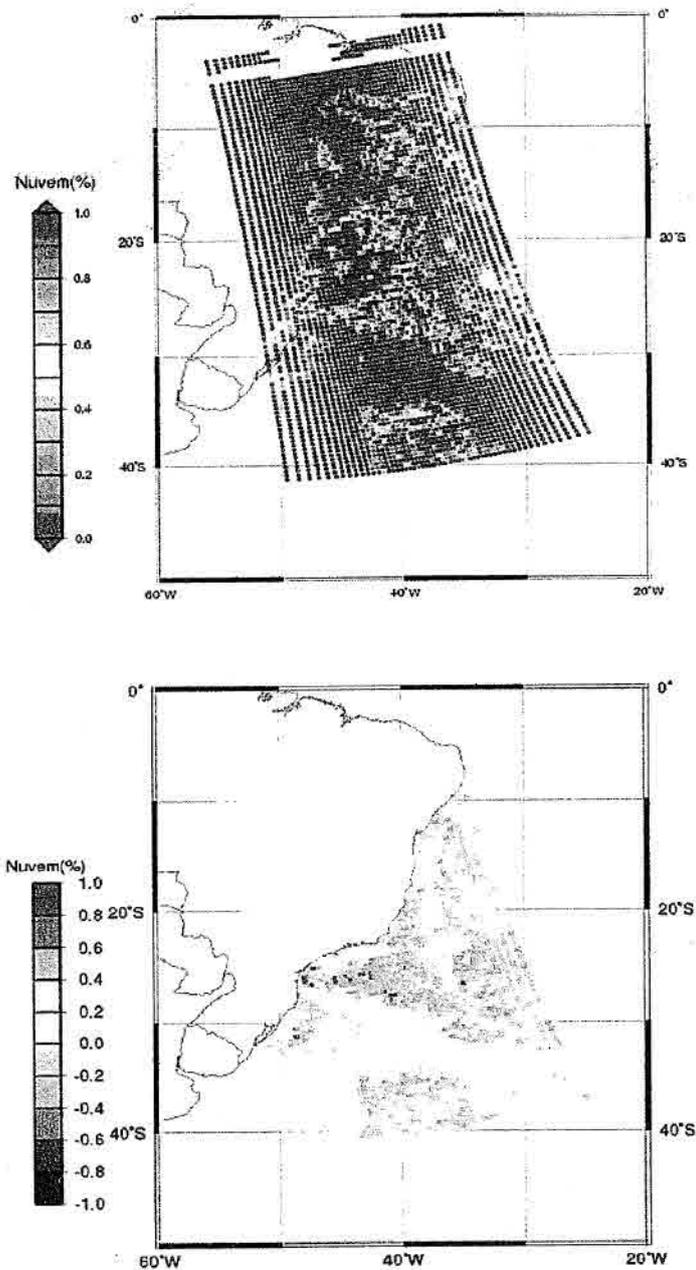


Fig. 5.1.14 - Fração da cobertura de nuvens dentro do campo de visada do sensor HIRS. Processada a partir da imagem recebida do NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) utilizando dados de Previsão com o novo limite para o teste T4 (STDEV de 0.4 K); (b) diferença entre as versões Previsão e STDEV.

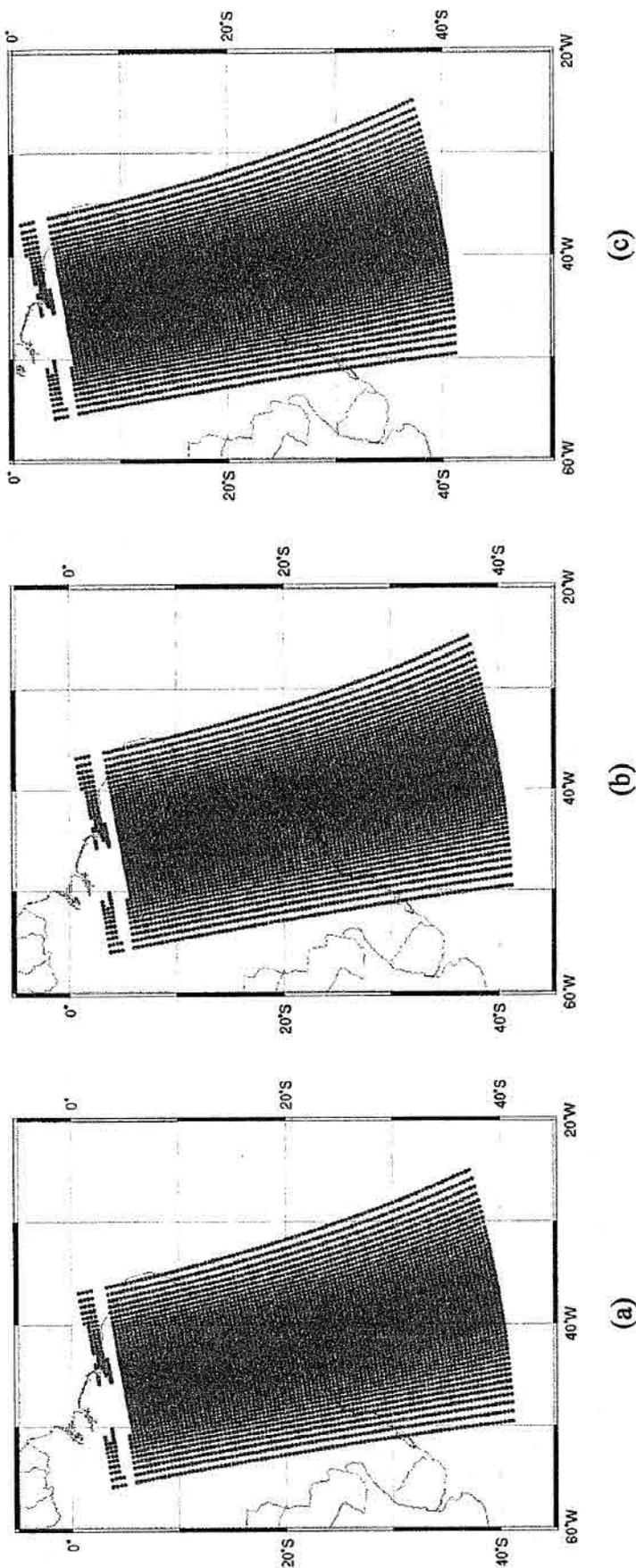


Fig. 5.1.15 – Classificação realizada pelo algoritmo de máscara de nuvens MAIA (em azul estão representado os pixels limpos e em vermelho os pixels nublados), processada a partir da imagem do NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Utilizando dados de PNT, (b) Utilizando dados climatológicos, e (c) Utilizando o novo limite para STDEV.

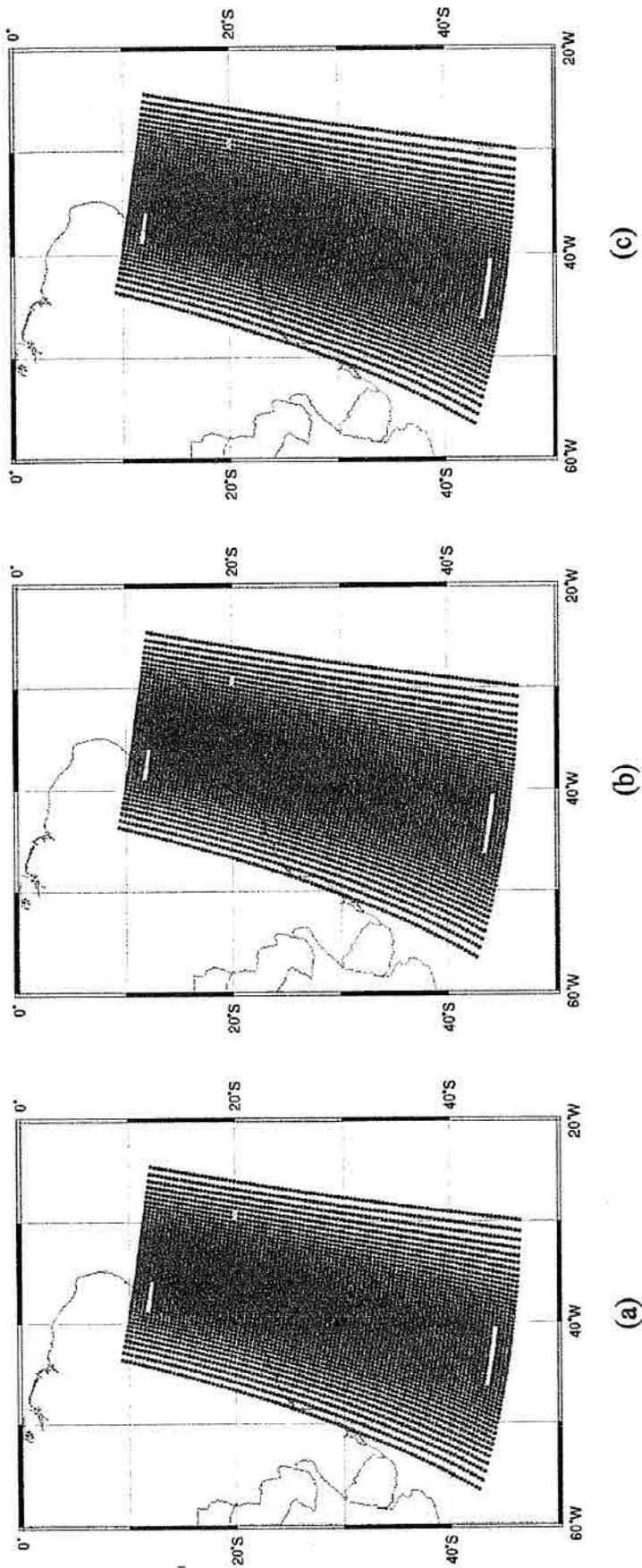


Fig. 5.1.16 – Classificação realizada pelo algoritmo de máscara de nuvens MAIA (em azul estão representado os pixels limpos e em vermelho os pixels nublados), processada a partir da imagem do NOAA-15, dia 23/02/2000 às 10:02 UTC: (a) Utilizando dados de PNT, (b) Utilizando dados climatológicos, e (c) Utilizando o novo limite para STDEV.

5.1.2 – Identificação de Pixels Contaminados por Espalhamento e Precipitação para os Canais AMSU

Nesta seção é analisada a performance do algoritmo de identificação de pixels contaminados por espalhamento e/ou precipitação nos canais AMSU (microondas), que foi implementado no modelo de inversão ICI. Neste trabalho foram analisadas diversas imagens e os resultados de duas delas foram escolhidas para serem apresentadas: a primeira localiza-se principalmente sobre o oceano e a segunda sobre o continente. Ambos os casos apresentam várias situações onde foram verificados efeitos de espalhamento.

A Figura 5.1.17(a) mostra o índice de espalhamento (SI) calculado a partir dos canais 21, 22 e 36 (Equações 3.1 e 3.2); e a Figura 5.1.17(b) mostra o índice de espalhamento calculado a partir dos canais 36 e 37 (89 e 150 GHz) na resolução espacial do instrumento AMSU-B (Equação 3.4). A quantidade total de água líquida na nuvem (CLW), obtida a partir da Equação (3.3), é mostrada na Figura 5.1.17-c, e a Figura 5.1.17-d mostra o resultado da máscara de precipitação/espalhamento calculada com base nos limites descritos na Seção 4.2.2. Os pixels (na grade do sensor HIRS) que são identificados como sendo contaminados por precipitação/espalhamento ou cujo valor de CLW ultrapassa o limite estabelecido, estão representados em vermelho na imagem.

Comparando a máscara de nuvens (Figura 5.1.17-d) com a imagem do canal 2 do AMSU-B (Figura 5.1.18-a) nota-se que existe uma forte correspondência entre as áreas com temperatura de brilho relativamente mais baixas, que geralmente estão associadas ao efeito de espalhamento por partículas de chuva e gelo nas nuvens, e as áreas identificadas como sendo contaminadas por espalhamento segundo a metodologia utilizada (em vermelho). A mesma relação pode ser verificada quando a máscara de nuvens é comparada com o canal 5 do AMSU-B (Figura 5.2.18-b), que é menos sensível aos parâmetros de superfície. Se a comparação for feita com a imagem no espectro do infravermelho (Figura 5.1.2) também se nota uma grande correspondência entre áreas mais claras (temperatura de brilho muito baixas), indicando a presença de

nuvens com topo elevados, que está normalmente associada a regiões com precipitação (não se aplica para nuvens tipo cirros) e as áreas classificadas como sendo sujeitas a espalhamento segundo o algoritmo.

As Figuras 5.1.19(a-d) mostram o resultado do outro caso analisado (passagem diurna), onde foi aplicado o algoritmo de máscara de precipitação/espalhamento. As Figuras 5.1.20-a e 5.1.20-b mostram as imagens dos canais 2 e 5 do AMSU-B, respectivamente, e a Figura 5.1.21-a mostra a imagem no espectro do infravermelho (canal 5 do AVHRR). Foi utilizada também na comparação a imagem no espectro visível (Figura 5.1.21-b). Nesta órbita o efeito de espalhamento ocorreu de forma concentrada em algumas regiões, como é o caso da região oceânica adjacente ao litoral Sul do Brasil, onde havia a presença de um sistema frontal. Nesta imagem, todas as regiões correspondentes a áreas relativamente mais frias de temperatura de brilho foram identificadas pelo algoritmo. Um interessante resultado pode ser visto na área mais escura (temperatura de brilho mais baixa) na parte inferior da Figura 5.1.20-a que não está associada a efeitos de espalhamento, pois não se verifica a presença de nuvens nesta região (veja Figura 5.1.21-a). Neste caso, o algoritmo identificou corretamente a região com sendo livre de espalhamento.

A partir de uma análise geral dos dois casos apresentados, e também de outros não mostrados, pode-se concluir que o algoritmo de identificação de pixels sujeitos a precipitação e/ou espalhamento mostrou um bom desempenho sobre a região em estudo, identificando praticamente todas as regiões contaminadas. Em geral, o algoritmo se mostrou bastante rígido e classificou um grande número de pixels limpos (sem a presença de precipitação/espalhamento) como sendo contaminados, sobretudo sobre o oceano. Contudo, para o propósito a que estas informações são destinadas (inferência de perfis verticais de temperatura e umidade), é melhor que alguns pixels limpos sejam classificados erroneamente como contaminados do que o contrário. Caso isto ocorra, o resultado pode ser um aumento considerável do erro no processo de inversão, conforme pôde ser constatado neste estudo, usando dados reais através de experimentos usando o

modelo ICI, e também em experimentos com dados simulados, como os realizados por English (1998) e Burns et al. (1997).

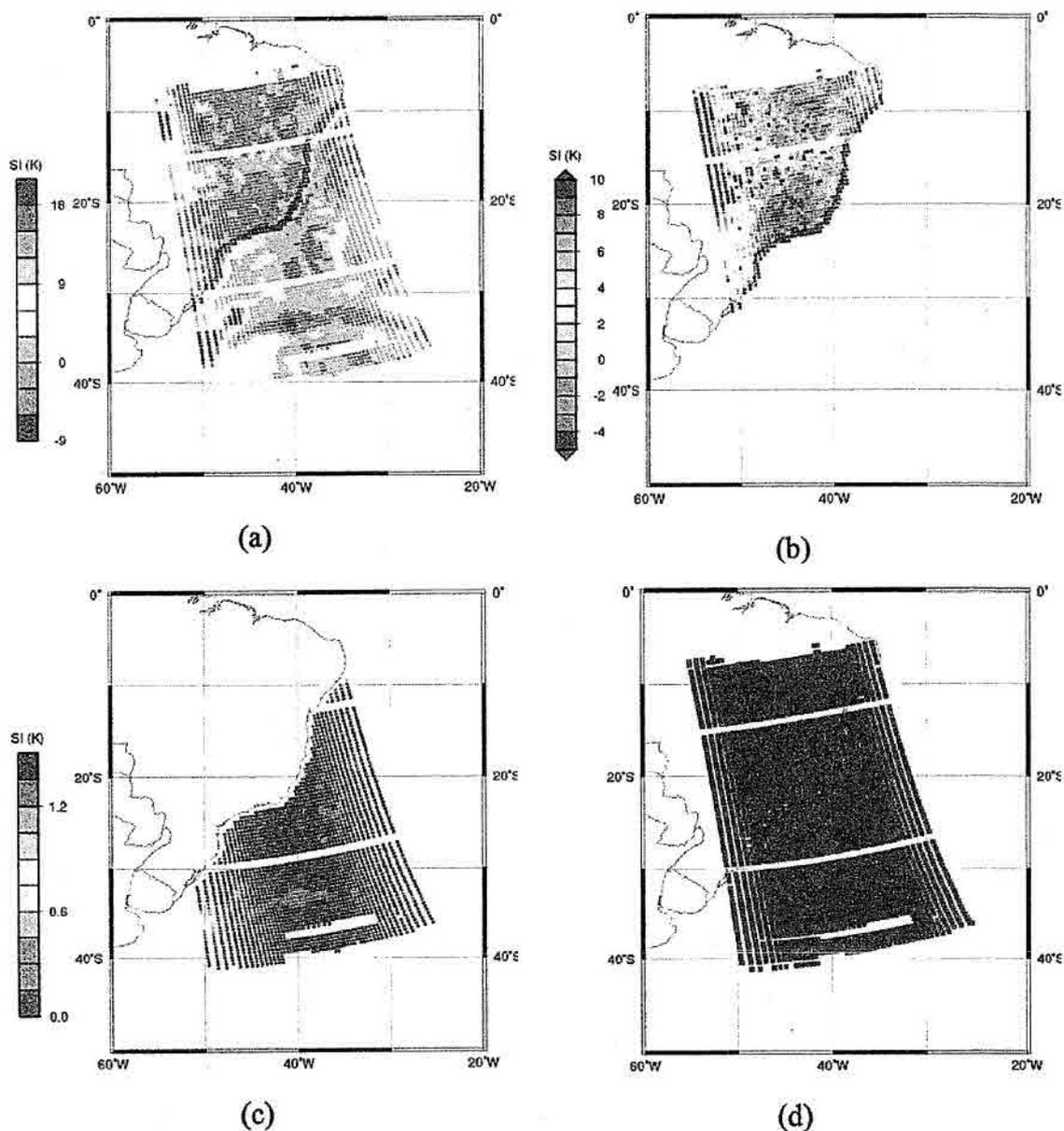
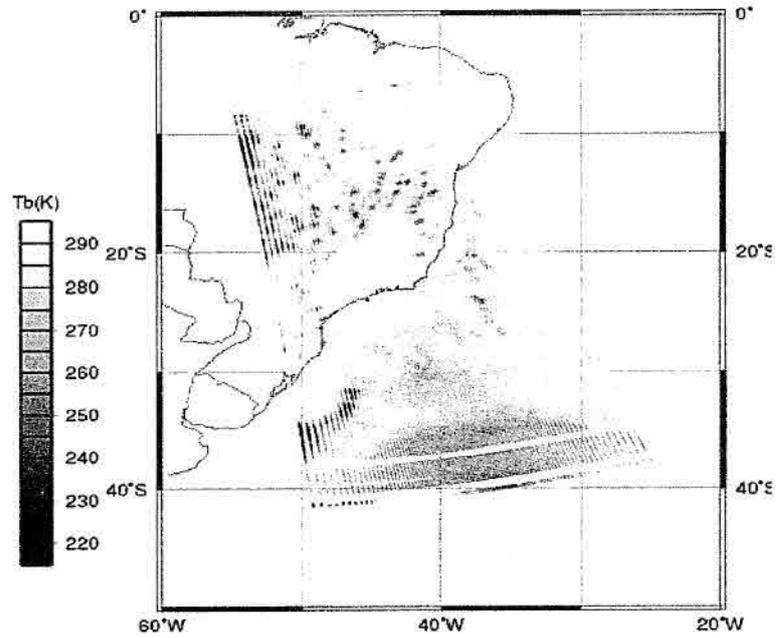
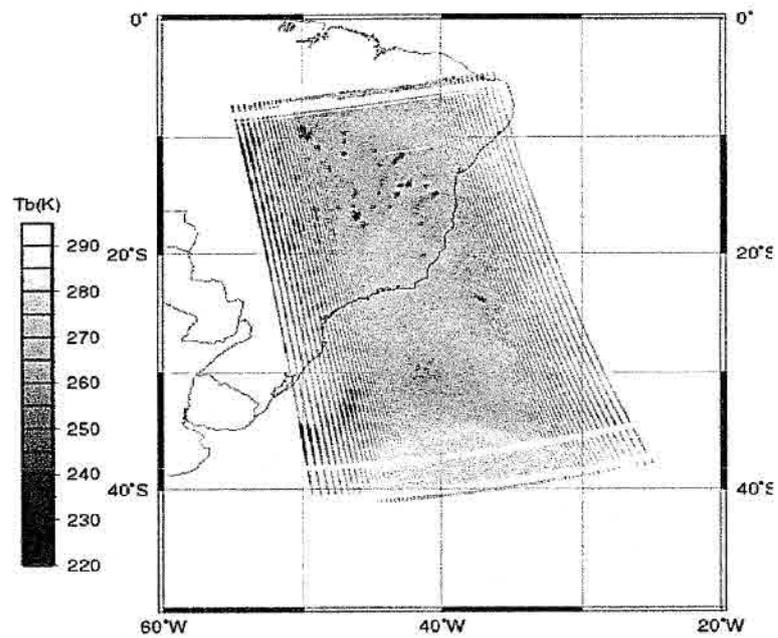


Fig. 5.1.17 – Processamento da imagem do satélite NOAA-15 do dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Índice de espalhamento usando os canais em 23.8, 31.4 e 89.0 GHz, (b) Índice de espalhamento usando os canais em 89.0 e 150.0 GHz, (c) Quantidade total de água líquida nas nuvens, e (d) Máscara de nuvens (os pixels contaminados por espalhamento e/ou precipitação estão representados em vermelho).



(a)



(b)

Fig. 5.1.18 - Imagens obtidas pelo NOAA-15, dia 02/03/2000 às 22:26 UTC: (a) Temperatura de brilho do canal 2 (150 GHz) do AMSU-B, e (b) Temperatura de brilho do canal 5 (183±7 GHz) do AMSU-B.

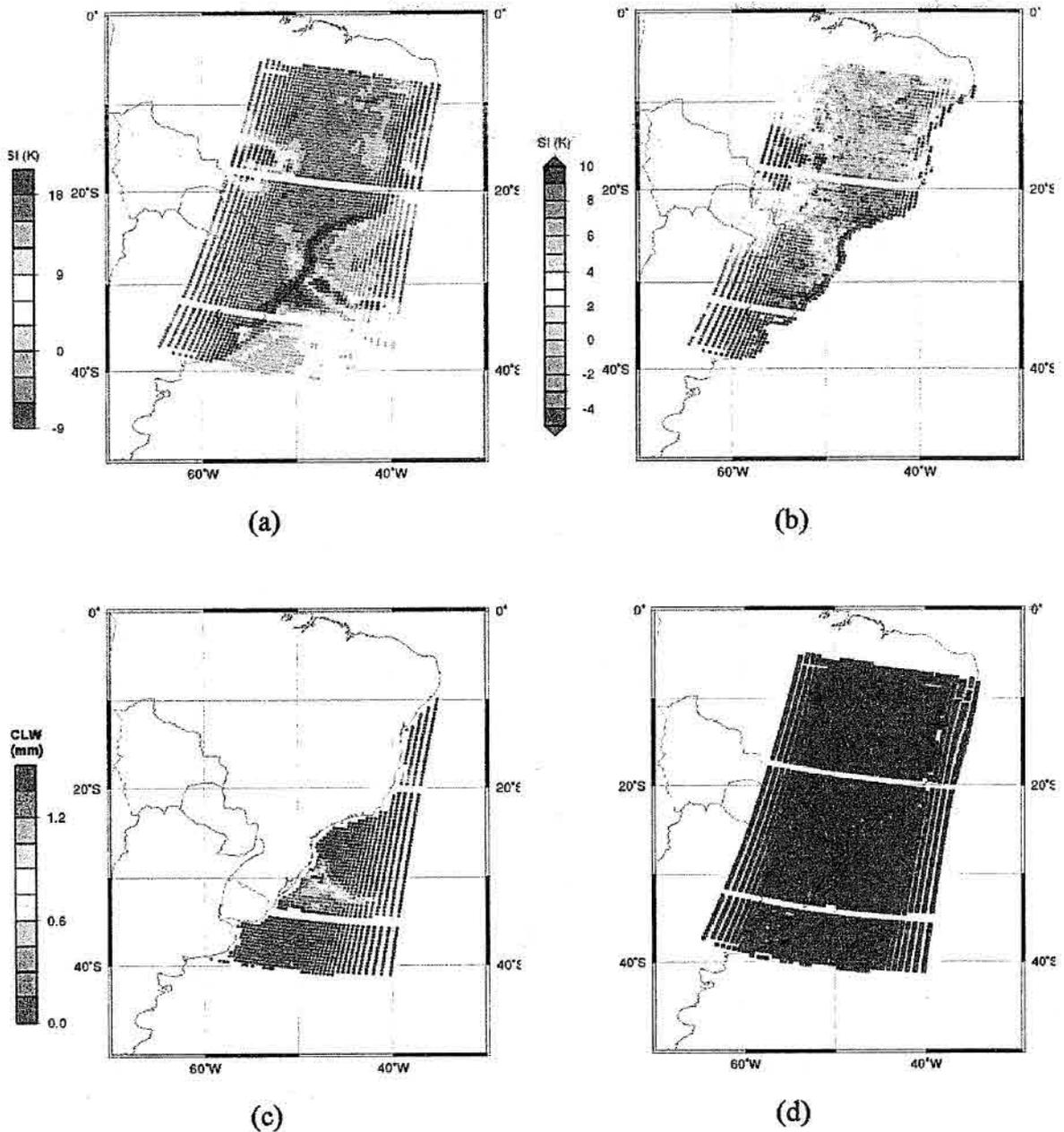
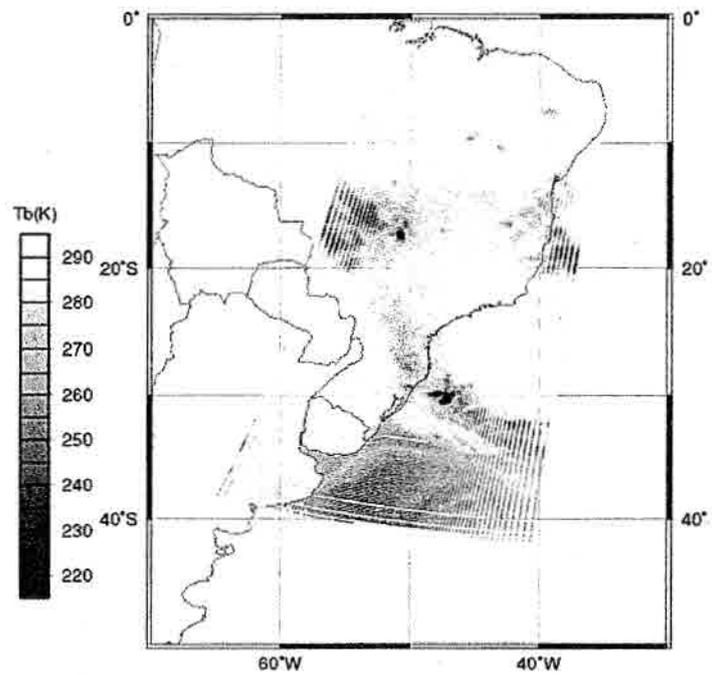
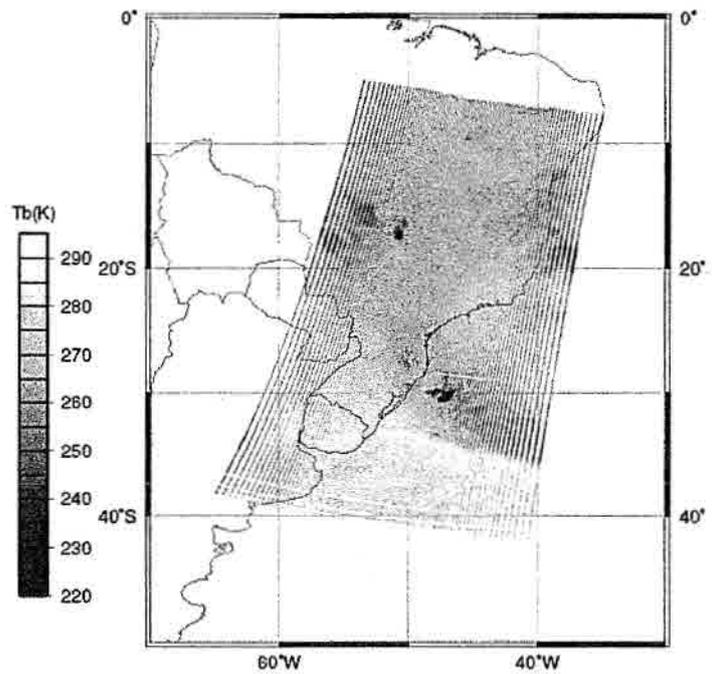


Fig. 5.1.19 – Processamento da imagem do satélite NOAA-15 do dia 01/03/2000 às 10:23 UTC: (a) Índice de espalhamento usando os canais em 23.8, 31.4 e 89.0 GHz, (b) Índice de espalhamento usando os canais em 89.0 e 150.0 GHz, (c) Quantidade total de água líquida nas nuvens, e (d) Máscara de nuvens (os pixels contaminados por espalhamento e/ou precipitação estão representados em vermelho).

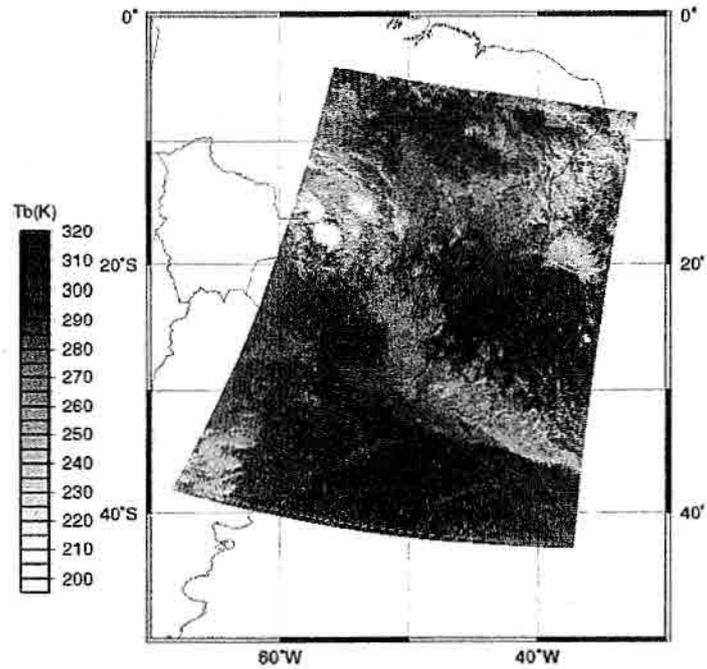


(a)

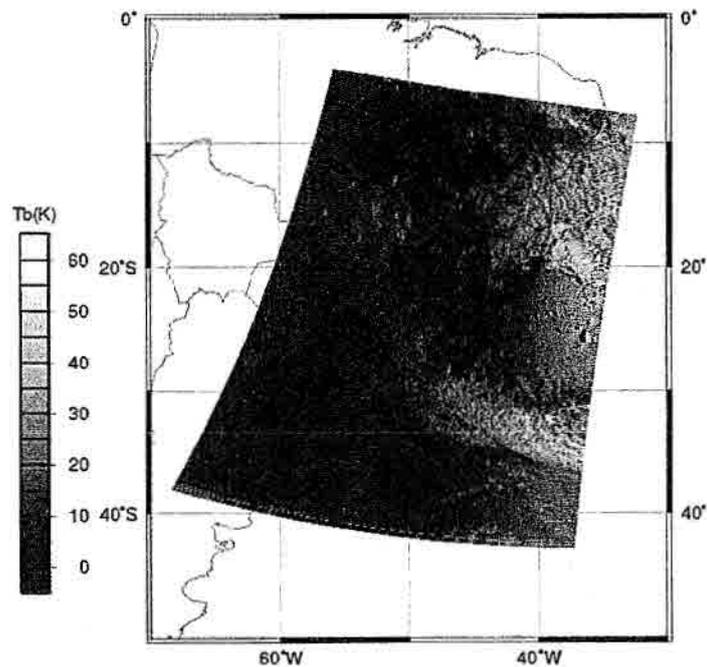


(b)

Fig. 5.1.20 - Imagens obtidas pelo NOAA-15, dia 01/03/2000 às 10:23 UTC: (a) Temperatura de brilho do canal 2 (150 GHz) do AMSU-B, e (b) Temperatura de brilho do canal 5 (183+7 GHz) do AMSU-B.



(a)



(b)

Fig. 5.1.21 - Imagens obtidas pelo NOAA-15, dia 01/03/2000 às 10:23 UTC: (a) Temperatura de brilho do canal 5 do AVHRR ($12 \mu\text{m}$), e (b) Albedo do canal 1 do AVHRR ($0.6 \mu\text{m}$).

5.2 – Inferência de Perfis Verticais de Temperatura

Nesta seção são apresentados os perfis verticais de temperatura obtidos a partir da versão adaptada do ICI. Este modelo foi rodado com as configurações mostradas na Seção 4.3. Os resultados obtidos fornecem uma noção geral acerca do comportamento dos campos de temperatura inferidos a partir do ICI, tanto do ponto de vista quantitativo (através da apresentação de índices estatísticos), quanto qualitativo (através da análise dos campos horizontais), buscando, do ponto de vista meteorológico, mostrar a consistência dos campo de temperatura.

5.2.1 – Estatística da Comparação com Dados de Análise

A Figura 5.2.1 mostra a estatística das sondagens de temperatura efetuadas com o esquema de inversão ICI, relativa a média e desvio padrão do erro entre os perfis inferidos e dados de análises (CPTEC) e radiossondagens. O número total de perfis incluídos na estatística é mostrado na própria figura para cada situação. O gráfico da esquerda corresponde à estatística dos perfis inferidos sobre o continente e o da direita sobre oceano. A estatística foi realizada para um período de 15 dias, para condições de céu limpo e nublado. O valor do erro quadrático médio (RMS) (calculado entre os níveis de 1000 e 0.1 hPa) para situação de céu limpo é de 0.89 K sobre o continente e 0.75 K sobre o oceano. Para situações de céu nublado o RMS é de 0.88 K sobre o continente e 0.81 K sobre o oceano. Os níveis de erros mais altos são observados sobre o continente próximo a superfície e também em torno de 100 hPa (região da tropopausa), mas em geral os níveis de erros são similares para todas as situações analisadas. Esta mesma característica também é encontrada quando se compara o perfil inferido com os dados do modelo do ECMWF, conforme mostrado na Figura 5.2.3.

A Figura 5.2.2 mostra o mesmo tipo de informação que a Figura 5.2.1, mas neste caso a estatística do erro é estimada em relação ao perfil inicial, ou seja, com relação ao perfil de temperatura antes da aplicação do esquema de inversão. Pode-se notar que em termos absoluto, os perfis selecionados pelo algoritmo de seleção são bastante razoáveis. Uma

simples comparação visual entre as Figuras 5.2.1 e 5.2.2 já é suficiente para mostrar o melhoramento nas estatísticas do erro do perfil inferido em relação ao perfil inicial. Isto acontece em decorrência do processo de inversão física da ETR aplicada ao conjunto de observações. Pode-se notar que o “BIAS” sofreu uma diminuição considerável. Com relação ao desvio padrão, apesar de haver uma diminuição do erro, as regiões com maiores ou menores valores de STDEV são as mesmas tanto para o perfil inicial quanto para a inversão, ou seja, a forma do perfil de erro observada na seleção do perfil inicial é mantida após a inversão. De certa forma este resultado já era esperado, pois uma das limitações do processo de inferência é que a forma do perfil inicial geralmente é mantida durante o processo de inversão e somente uma variação com relação aos valores dos perfis é observada. Isto foi apontado por McMillin e Uddstrom (1993), que analisam o impacto que o perfil inicial tem na acurácia dos perfis inferidos. A Tabela 5.2.1 mostra a estatística do erro calculado entre o perfil inferido e o perfil inicial.

TABELA 5.2.1 - VALORES DO RMS, MÉDIA E DESVIO PADRÃO (DA SUPERFÍCIE ATÉ 10 HPA) DOS PERFIS DE TEMPERATURA INICIAL E INFERIDO SOBRE O OCEANO E CONTINENTE. A ESTATÍSTICA FOI REALIZADA PARA OS PERFIS DE ANÁLISE DO PERÍODO DE 23 DE FEVEREIRO A 08 DE MARÇO DE 2000.

Estatística	CONTINENTE				OCEANO			
	Perfil Inicial		Inversão		Perfil Inicial		Inversão	
	Limpo	Nublado	Limpo	Nublado	Limpo	Nublado	Limpo	Nublado
N. Pontos	1323	1865	1323	1865	1003	1865	1003	1865
Média (K)	-0.134	-0.228	-0.006	0.015	-0.017	0.088	0.019	0.136
StDev (K)	1.484	1.353	1.174	1.147	1.207	1.323	1.013	1.124
RMS (K)	1.154	1.132	0.871	0.874	0.983	1.059	0.786	0.878

As estatísticas apresentadas anteriormente fornecem uma idéia geral dos erros obtidos com o esquema de inversão ICI, porém não permitem uma análise mais detalhada acerca da distribuição temporal e espacial destes erros. As Figuras 5.2.4 e 5.2.5 mostram a evolução temporal do RMS da inversão comparado com dados de análise para o

período de 04 de Fevereiro a 08 de Março de 2000, para o oceano e continente, respectivamente. Para sondagens sobre o oceano, tanto para condições de céu limpo quanto de céu nublado, os erros em sua grande maioria estão abaixo de 1.4 K, e somente para algumas regiões isoladas ou com poucas observações ultrapassa 2.0 K. Sobre o continente a situação é similar, porém, nota-se algumas situações com erros maiores que 2.0 K nos níveis próximos à superfície. A análise destes gráficos mostra também que existe uma clara diferença entre os valores RMS na fase inicial (04 a 24 de Fevereiro), que corresponde ao período de ajuste do modelo ICI (somente a seleção do perfil inicial é realizada), e a fase final (24 de Fevereiro a 08 de Março), onde o processo de inversão física da ETR é normalmente aplicado. No último caso, o RMS é reduzido consideravelmente, indicando que o processo de inversão física consegue extrair com sucesso a informação das medidas de temperatura de brilho dos diferentes canais espectrais.

5.2.2 – Estrutura Horizontal do Campo de Temperatura

A Figura 5.2.6 mostra o campo de temperatura para os níveis de 500 hPa e 850 hPa, derivado a partir da aquisição NOAA-15 para o dia 29 de Fevereiro de 2000 às 00 UTC. São mostrados os campos de análise do CPTEC (à esquerda); perfis inferidos com o ICI (centro); e a diferença entre os campos inferidos e análise do CPTEC (direita). Os campos de temperatura inferidos se mostraram consistentes com as estatísticas apresentadas anteriormente. As diferenças encontradas para os diferentes níveis são em sua grande maioria menores que 2.0 K, sendo as maiores diferenças encontradas no nível de 850 hPa. Outra característica que pode ser observada a partir destes campos é a homogeneidade na distribuição horizontal do erro, ou seja, o baixo desvio padrão apresentado na Figura 5.2.1 é refletido também na uniformidade da distribuição espacial dos erros. A análise dos campos apresentados também mostra que o ICI consegue recuperar as diferentes estruturas existentes entre as massas de ar (fria e quente). Esta tendência também é encontrada na análise de outros campos (não mostrados).

A Figura 5.2.7 mostra o campo médio de temperatura em 500 hPa e 850 hPa (23 de Fevereiro a 08 de Março). Em 500 hPa as maiores diferenças foram verificadas sobre o continente na região englobando o Rio Grande do Sul, Uruguai e parte da Argentina, com um desvio médio atingindo os 1.5 K. Sobre o oceano, praticamente toda a imagem é dominada por um desvio médio menor que 0.5 K. Em 850 hPa os maiores erros (acima de 2 K) foram encontrados sobre o continente, no canto inferior esquerdo do gráfico (Argentina), e também na regiões dos Andes. Nas demais regiões os desvios foram menores que 2.0 K.

Com o intuito de melhorar o processo de validação buscou-se também utilizar além dos dados de análises do modelo do CPTEC, uma outra fonte de dados para proceder a validação dos perfis inferidos pelo modelo ICI. A Figura 5.2.8 mostra o mesmo campo que a Figura 5.2.7, mas para dados de ECMWF. Comparando os gráficos que mostram o campo da diferença entre a sondagem e análise (gráfico da direita) em 850 hPa, os dois casos (CPTEC e ECMWF) se mostram semelhantes, tanto no aspecto espacial quanto nos valores do desvio médio, exceto para a região dos Andes onde os campos possuem sinais contrários. A maior discordância entre os dois gráficos foi verificada em 500 hPa, onde o erro calculado com relação aos dados do ECMWF foi cerca de 0.5 K maior que àquele calculado em relação aos dados do CPTEC. Esta diferença ocorre provavelmente devido ao fato do modelo ICI ter sido calibrado com os dados do modelo do CPTEC, que são usados tanto na construção da “biblioteca” de perfis inicial quanto para o cálculo dos “coeficientes de ajustamento” interno do modelo ICI.

5.2.3 - Comparação com Dados de Radiossondagens

Para o processo de validação das sondagens ICI, foi realizado também uma comparação usando os dados de radiossondagens existentes para o período e área estudada. A Figura 5.2.9 mostra os valores de RMSE para o perfil inicial (linha pontilhada) e perfis inferidos (linha sólida) sobre o continente (a) e sobre o oceano (b), respectivamente. Os valores médios (da superfície até 10 hPa) do RMS, média e desvio padrão do perfil inicial e perfil inferido, são apresentados na Tabela 5.2.2. Ao se analisar estes

resultados, deve-se levar em consideração o número muito menor de observações de radiossondagem comparado ao número de perfis provenientes dos campos de análise, sobretudo sobre o oceano, onde o número de observações diminui drasticamente sobre a zona de estudo. Apesar da baixa quantidade de co-localizações, a comparação com perfis de radiossondagem mostra uma tendência similar à encontrada quando se comparada com dados de análise, ou seja, os erros maiores são encontrados sobre o continente, e próximos a superfície. Acima de 100 hPa os perfis de radiossondas são extrapolados com base em um modelo de extrapolação climatológica, isto explica os erros maiores encontrados nesta região.

TABELA 5.2.2 - VALORES DO RMS, MÉDIA E DESVIO PADRÃO (DA SUPERFÍCIE ATE 10 HPA) DOS PERFIS DE TEMPERATURA INICIAL E INFERIDO, SOBRE O OCEANO E CONTINENTE. A ESTATÍSTICA FOI REALIZADA PARA AS RADIOSSONDAGENS DISPONÍVEIS NA REGIÃO PARA O PERÍODO DE 23 DE FEVEREIRO A 08 DE MARÇO DE 2000.

Estatística	CONTINENTE		OCEANO	
	Perfil Inicial	Inversão	Perfil Inicial	Inversão
N. Pontos	140	140	22	22
Média (K)	-0.40	-0.25	-0.34	-0.20
StDev (K)	2.04	1.86	1.56	1.35
RMS (K)	1.70	1.51	1.61	1.44

Os campos de análises, apesar da evolução dos modelos de previsão e esquemas de assimilação de dados, podem apresentar em algumas situações erros significativos na representação do estado atmosférico, e que os perfis de radiossondagens ainda são a melhor fonte de validação para as sondagens atmosféricas. Infelizmente, o baixo número de radiossondagens não permite fazer o mesmo tipo de comparação para os campos de temperatura como apresentado na Figura 5.2.6, o que possibilitaria uma validação mais realista dos resultados. Neste caso, uma comparação de perfis verticais em diferentes pontos se torna mais adequada, como é discutida a seguir.

A Figura 5.2.10 mostra a estatística do erro entre os perfis inferidos e os perfis de radiossondagem (em azul) e entre os perfis inferidos e a análise (em vermelho), sobre diferentes regiões do Brasil. São mostrados o desvio médio (linha tracejada) e o RMS (linha contínua). Pode-se observar que individualmente o erro se aproxima da estatística média para todas as sondagens, com valores abaixo de 1.5 K, exceto em alguns locais como é o caso dos pontos localizados acima de 100 hPa para os perfis de radiossondagem. Neste caso, o aumento do erro está provavelmente associado à extrapolação dos perfis de radiossondagem. Outro fato que chama a atenção neste gráfico é o viés (BIAS) que existe próximo à superfície dos perfis sobre Pernambuco e São Paulo. O mesmo não acontece com outros pontos, como em Porto Alegre e Rondônia. No caso de São Paulo o viés ocorre tanto para a radiossondagem quanto para a análise, enquanto sobre Pernambuco o aumento próximo a superfície pode estar relacionado a um problema de extrapolação do perfil de radiossondagem para a temperatura da superfície. Contudo, de um modo geral, o baixo nível de erro verificado em diferentes regiões do país mostra que o modelo de inversão ICI está bem ajustado para os diferentes padrões de temperatura encontrados. Pode-se notar também que a diferença entre o erro calculado com relação à análise e radiossondagem é pequena.

Na Figura 5.2.11 apresenta-se uma comparação entre os perfis inferidos, iniciais e de radiossondagens. Foram selecionados somente aqueles em que havia uma diferença entre o horário da radiossondagem e a passagem do satélite menor que 1 h. A Figura 5.2.11-a corresponde a uma situação de céu limpo e a 5.2.11-b de céu nublado. Nas duas situações, o perfil inicial selecionado pelo modelo e o inferido no processo de inversão apresentam valores bastante próximos dos medidos pela radiossonda. O RMS calculado para os perfis inferidos (entre 1000 hPa e 100 hPa) foi de 0.82 K e 1.12 K para a primeira e segunda situação, respectivamente.

5.2.4 – Considerações e Conclusões Parciais

Ao se analisar os resultados apresentados anteriormente, deve-se levar em conta que existe uma diferença significativa entre o horário da observação, composto por análises

e radiossondagens e o horário médio da passagem do satélite NOAA-15. A grande parte das aquisições HRPT são recebidas entre 09:30-11:30 UTC e 21:30-23:30 UTC, e os campos de análises e perfis de radiossondagens utilizados na validação são para 00 e 12 UTC, resultando em uma intercalagem média de aproximadamente 1:30 h entre os conjuntos de dados. Contudo, no caso da temperatura esta diferença não é suficiente para acarretar erros significativos, exceto nas camadas próximas da superfície terrestre, cuja temperatura costuma variar mais rapidamente com o tempo. Este fator somado aos problemas de extrapolação em superfície contribui para o aumento do erro nesta região. No caso dos perfis de radiossondagem, existe também o problema de extrapolação acima de 100 hPa, já mencionado anteriormente.

Com base nos resultados apresentados, pode-se concluir que a inferência dos perfis de temperatura utilizando o modelo ICI atingiu os níveis de qualidade desejados pela especificação dos sensores, que prevê erros até 1.5 K (ATOVS Technical Specification). Entretanto, apesar dos bons resultados obtidos, nota-se que ainda existem alguns pontos onde o esquema de sondagem apresenta problemas e podem ser aprimorados, como é o caso das inversões próximo à superfície (sobre o continente), onde a influência de alguns parâmetros que estão sujeitos a grandes erros é forte. Entre estes parâmetros destaca-se a temperatura da superfície terrestre e a emissividade da superfície, que representam uma fonte significativa de erro no processo de inferência de perfis de temperatura. Esta incerteza também está presente nos campos usados para validação, o que complica ainda mais a análise e validação dos resultados. Outro ponto a ser melhor investigado é a estimativa da altura da tropopausa, responsável pela maior parte dos erros encontrados nesta região.

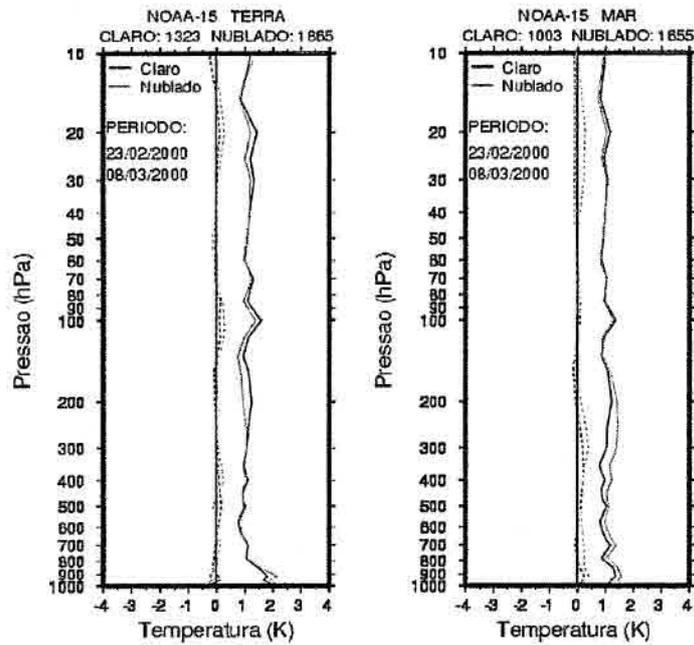


Fig. 5.2.1 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de temperatura entre os perfis inferidos pelo ICI e os observados (análise do CPTEC): sobre continente (esquerda) e oceano (direita).

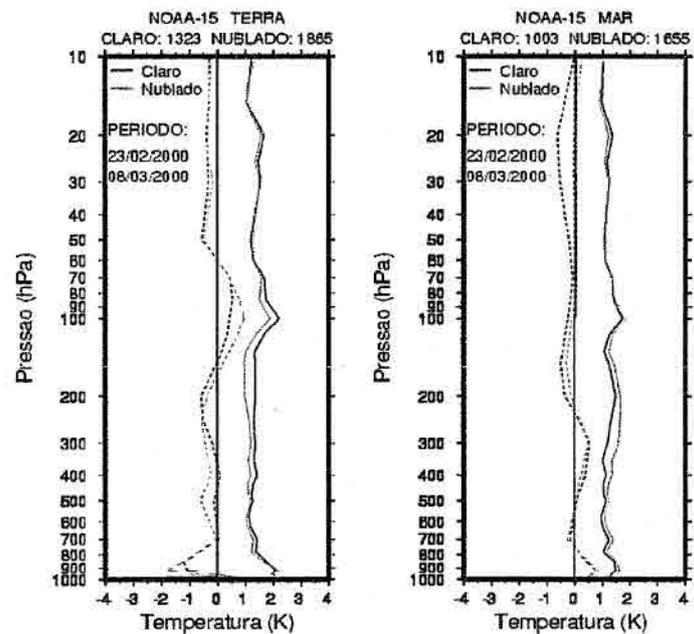


Fig. 5.2.2 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de temperatura entre os perfis iniciais e observados (análise do CPTEC): sobre continente (esquerda) e oceano (direita).

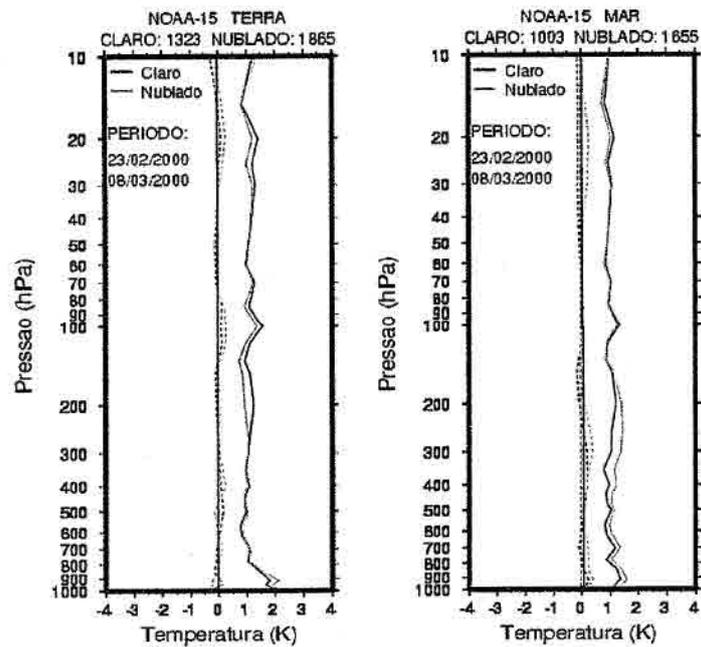


Fig. 5.2.3 Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) padrão da diferença de temperatura entre os perfis inferidos pelo ICI e os observados (análise do ECMWF): sobre continente (esquerda) e oceano (direita).

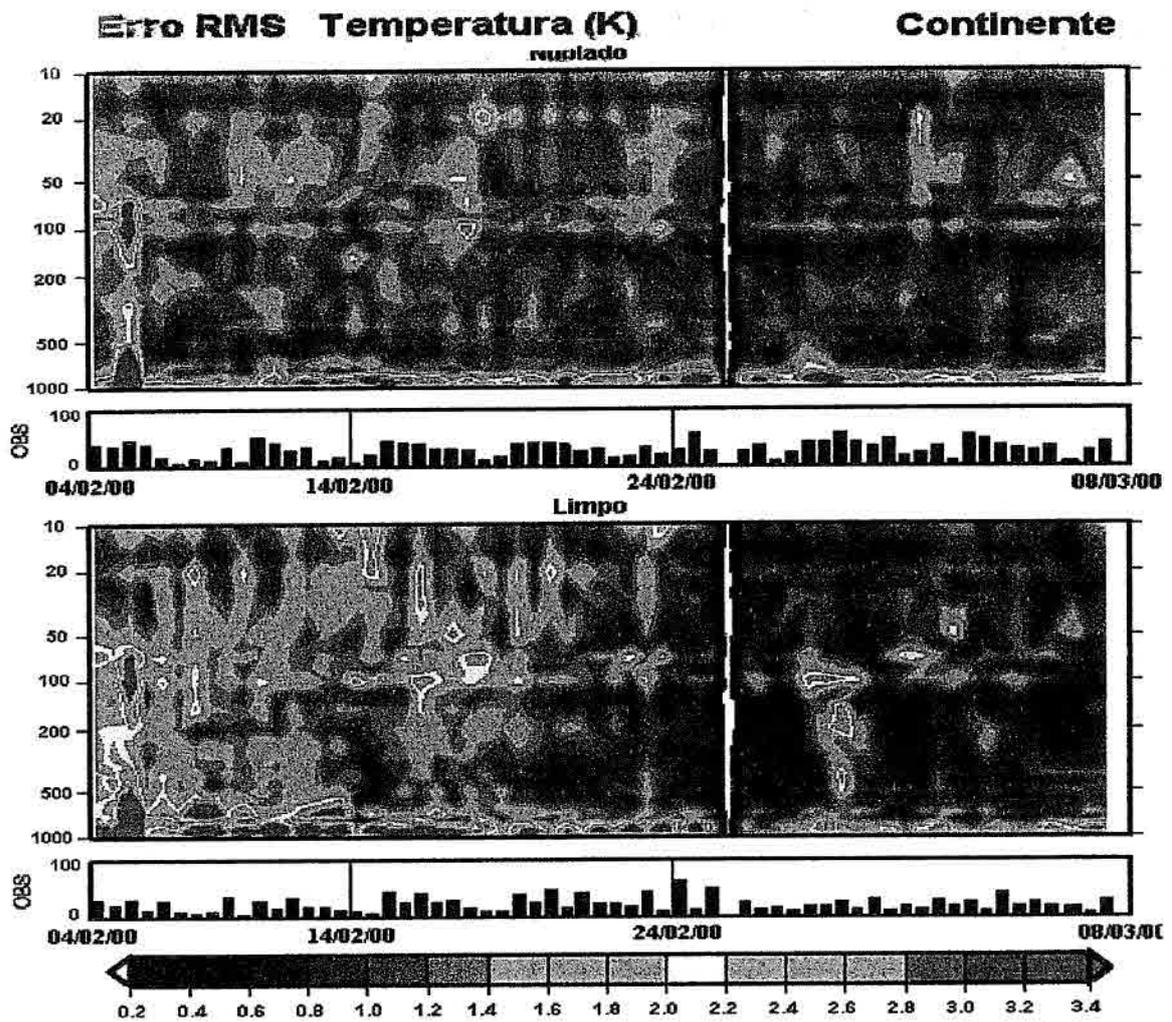


Fig. 5.2.4 – Evolução temporal do erro RMS calculado a partir da diferença entre os perfis de temperatura inferidos (inversão) e os observados (análise e radiossondagem) sobre o oceano. O gráfico localizado na parte inferior mostra o número de observações usadas no cálculo desta estatística.

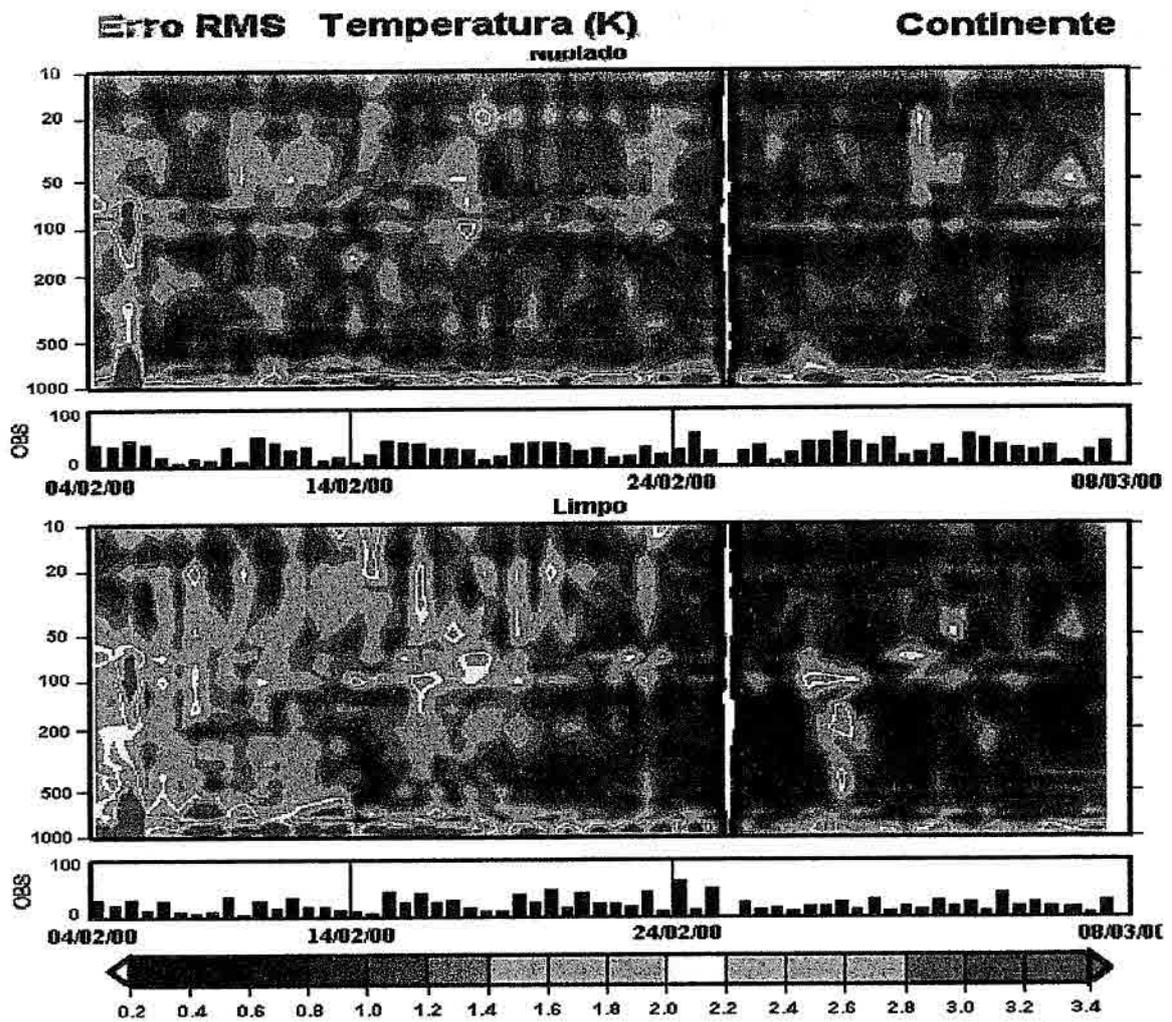


Fig. 5.2.4 – Evolução temporal do erro RMS calculado a partir da diferença entre os perfis de temperatura inferidos (inversão) e os observados (análise e radiossondagem) sobre o oceano. O gráfico localizado na parte inferior mostra o número de observações usadas no cálculo desta estatística.

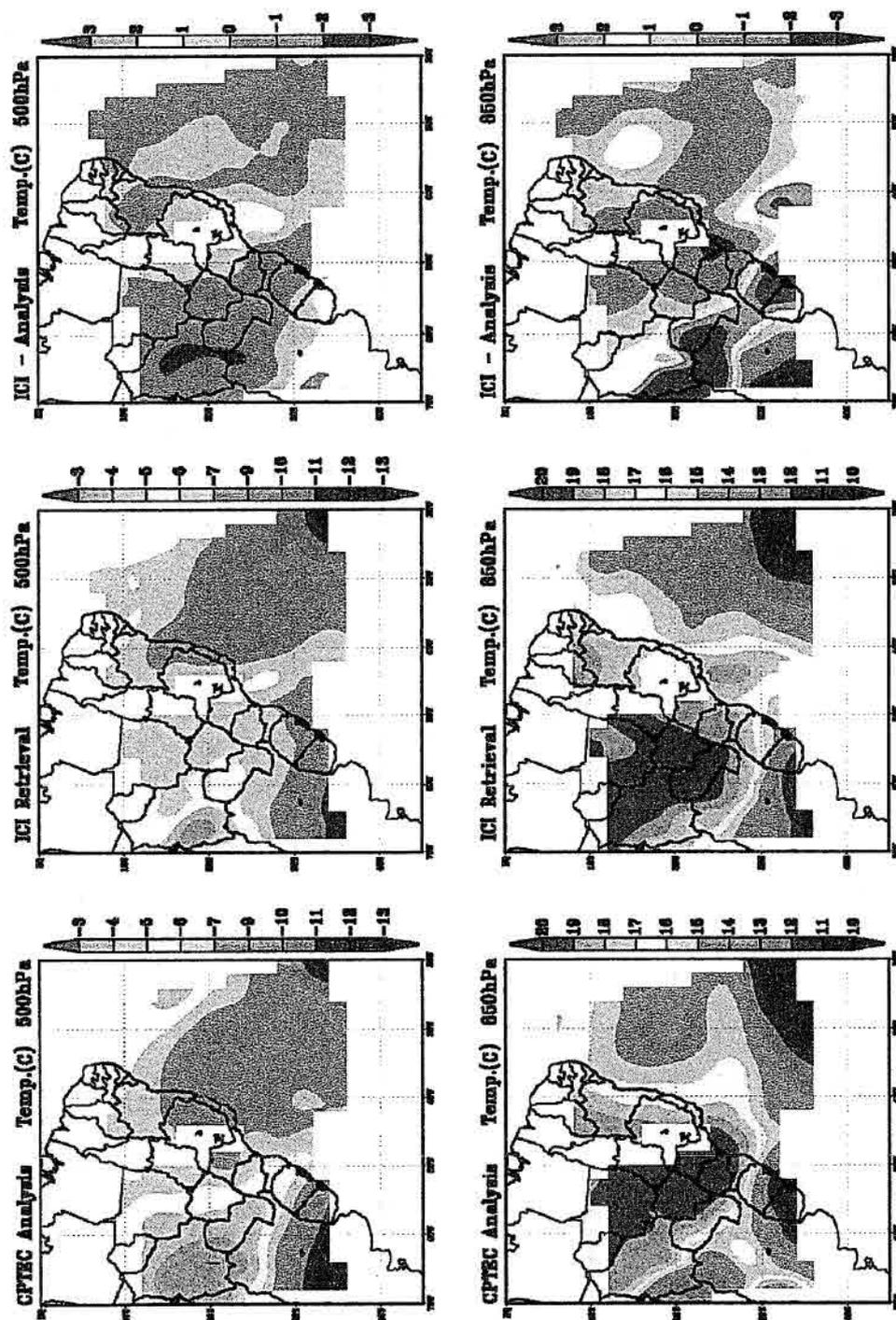
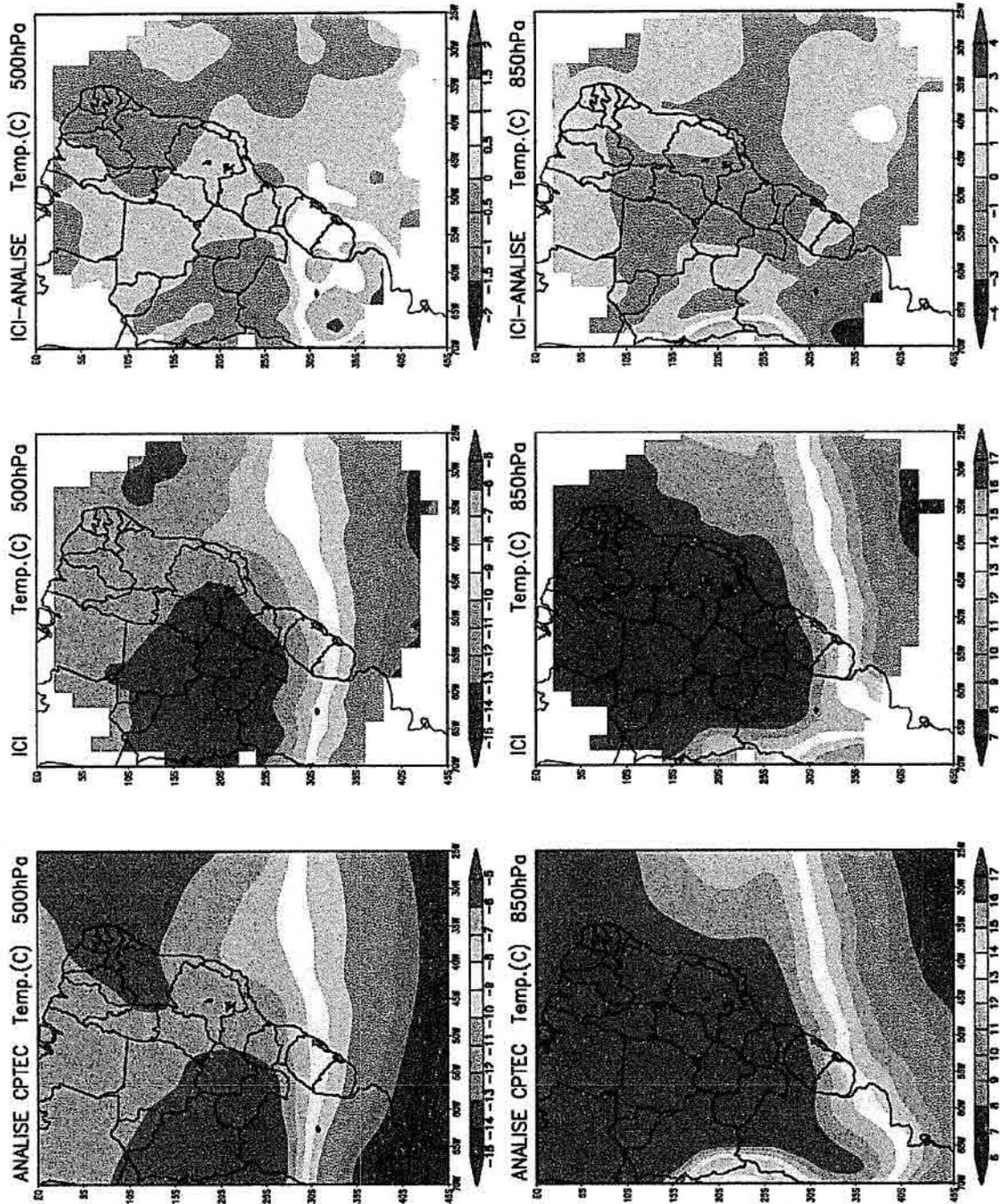


Fig. 5.2.6 - Campos de temperatura para os níveis de 500 hPa e 850 hPa derivados a partir do NOAA-15, para o dia 29 de Fevereiro de 2000 às 00:00 UTC: análise do CPTEC (esquerda); modelo ICI (centro); diferença entre ICI e análise do CPTEC (direita).



5.2.7 - Campos médios de temperatura para os níveis de 500 hPa e 850 hPa, calculados entre os dias 23 de Fevereiro a 08 de Março para os horários das 00 e 12 UTC: análise do CPTEC (esquerda); modelo ICI (centro); diferença entre ICI e análise do CPTEC (direita).

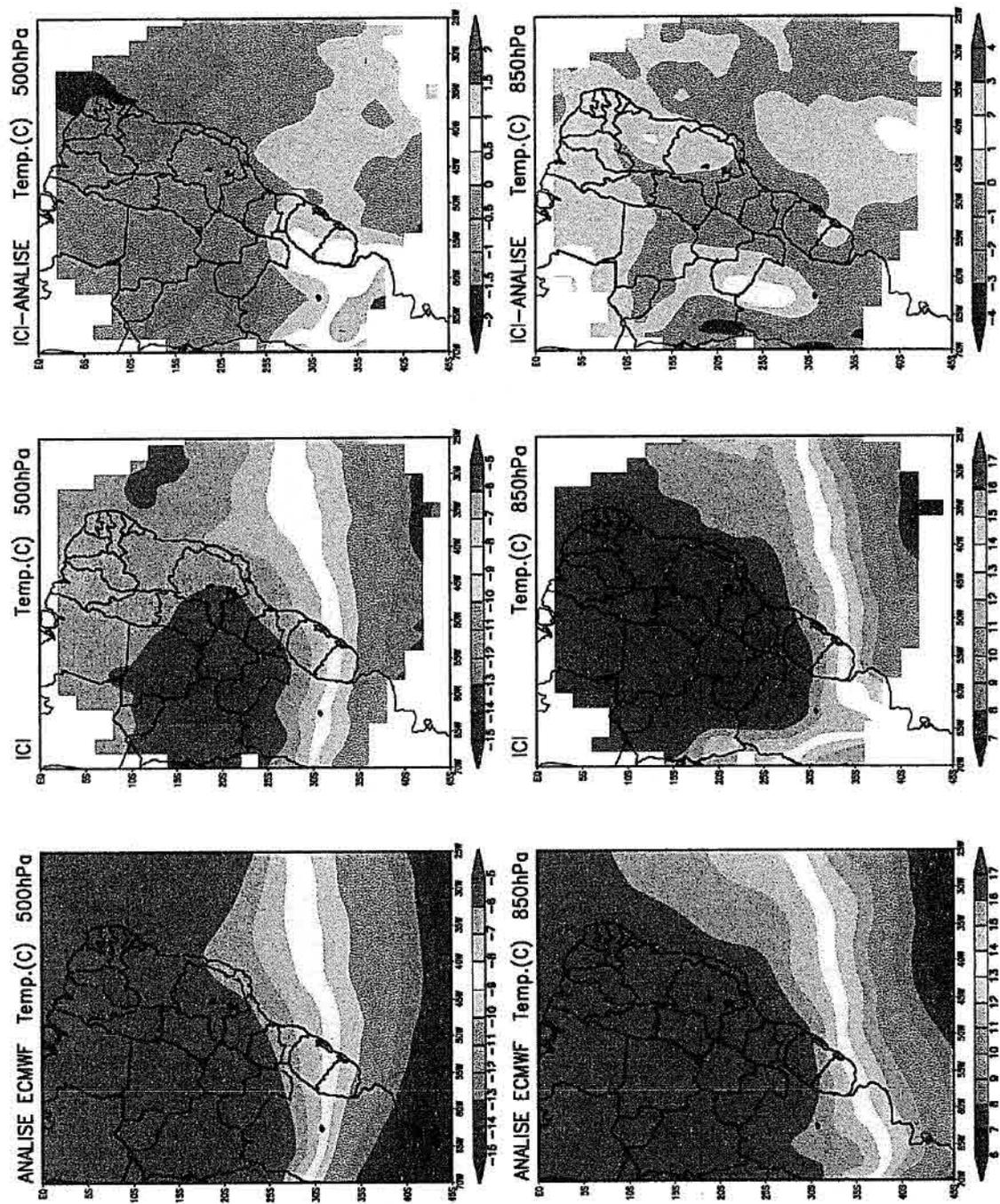
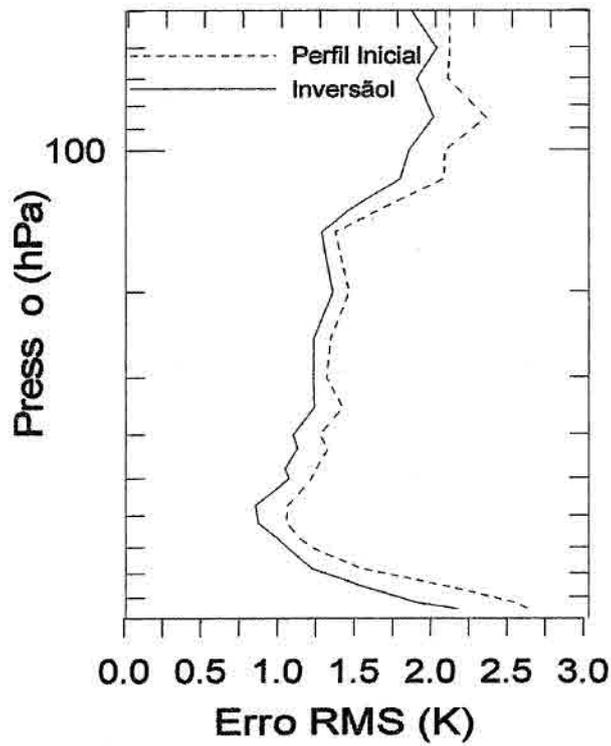
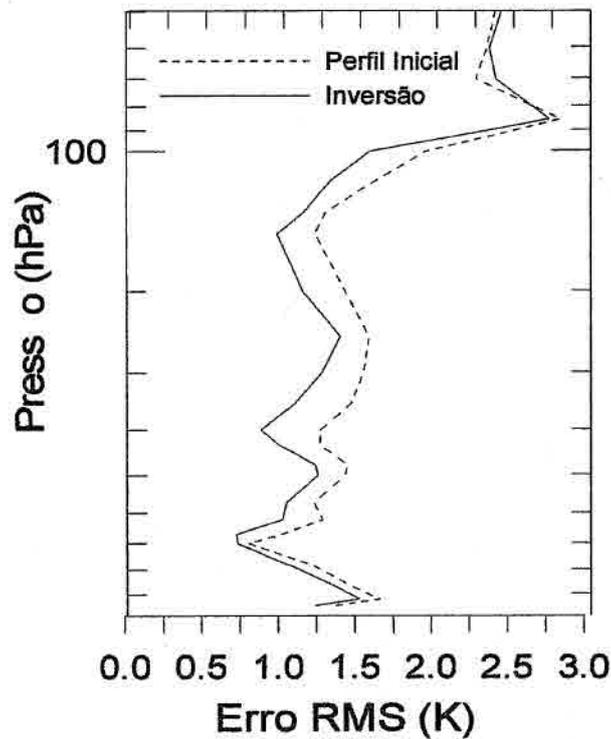


Fig. 5.2.8 - Mesmo que a Figura 5.2.7, mas para campos de análise do ECMWF.



(a)



(b)

Fig. 5.2.9 – Erro RMS dos perfis de temperatura (ICI - radiossonda) para diferentes tipos de superfície: a) continente (140 perfis), e b) oceano (22 perfis).

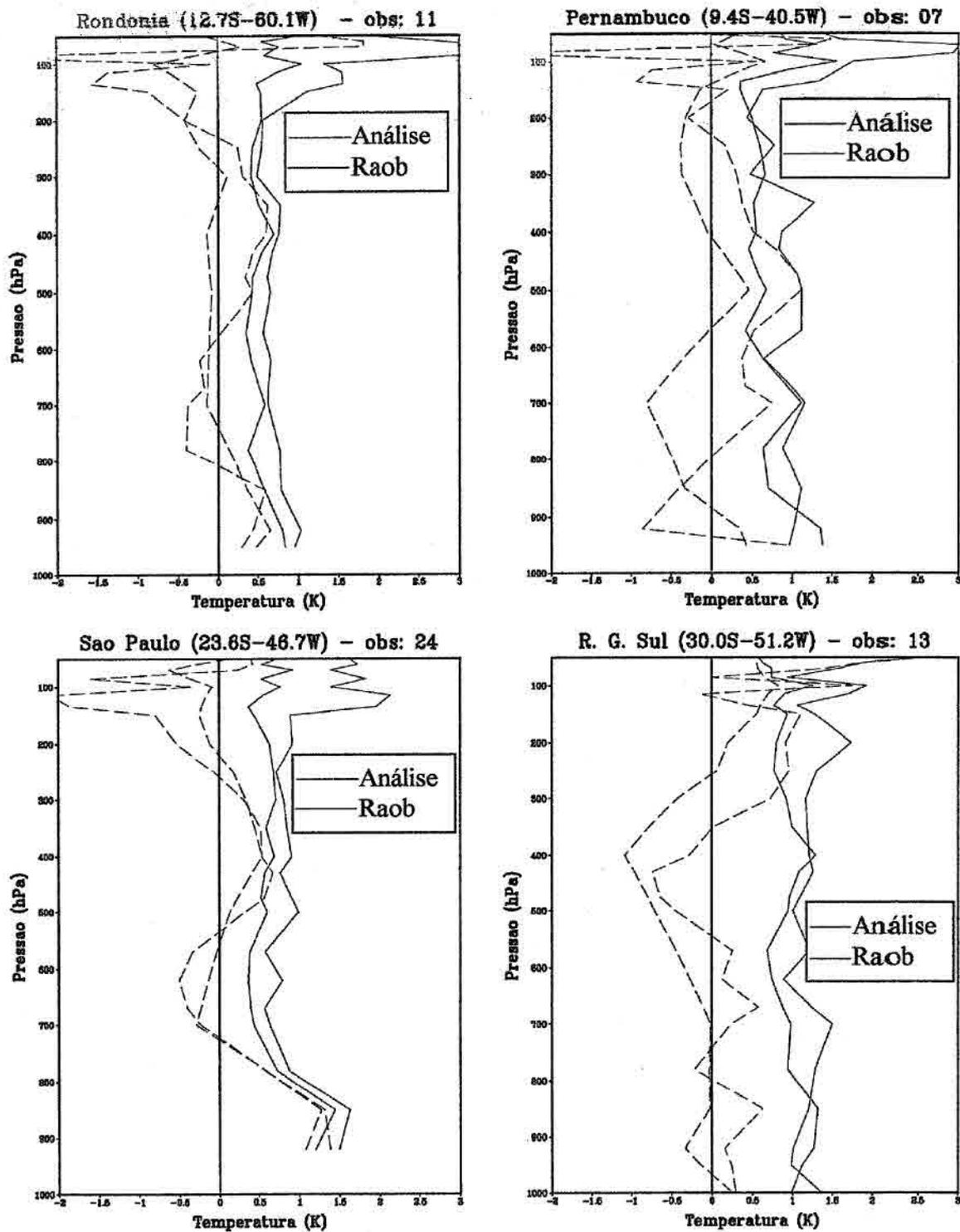
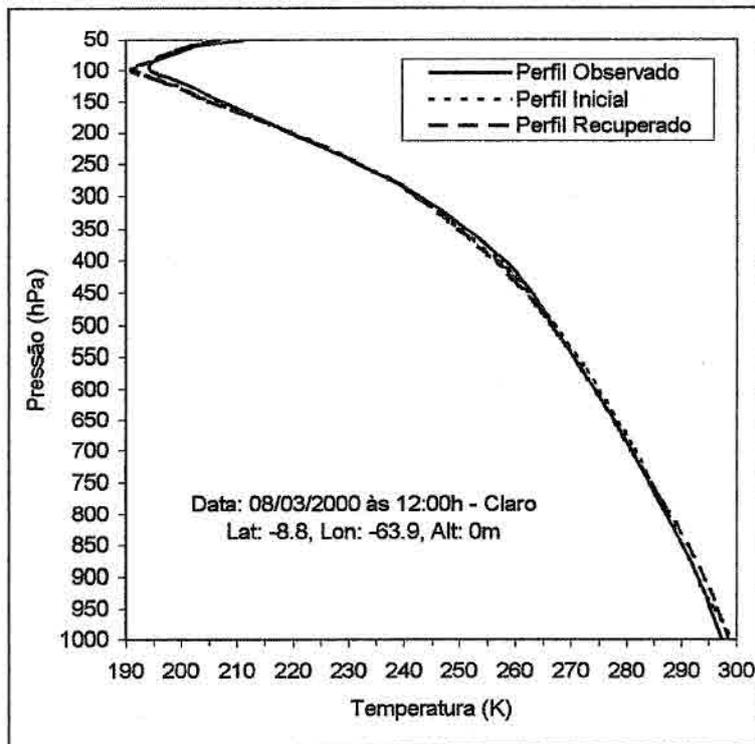
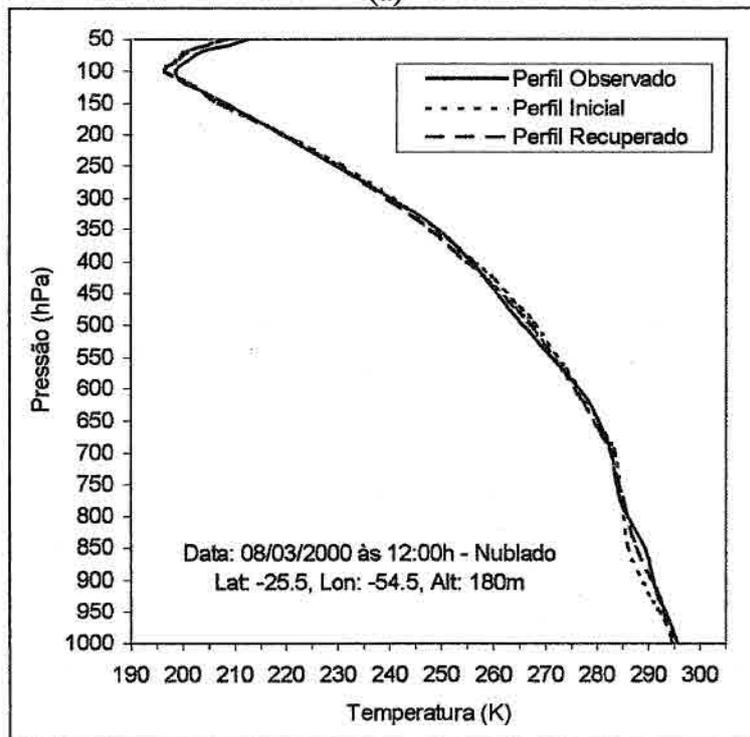


Fig. 5.2.10 - Estatística do erro entre os perfis inferidos e de radiossondagem (em azul) e entre os perfis inferidos e análise (em vermelho), sobre diferentes regiões do Brasil. São mostrados o desvio médio (linha tracejada) e RMS (linha contínua).



(a)



(b)

Fig. 5.2.11 – Comparação entre perfis de temperatura inferidos e de radiossomdagem para: a) condição de céu limpo (08/03/2000 às 12:00 UTC; 8.8°S, 63.9°W); b) condição de céu nublado (08/03/2000 às 12:00 UTC; 25.5°S, 54.6°W).

5.3 – Inferência de Perfis Verticais de Umidade

Esta seção tem por objetivo principal avaliar a habilidade do sistema ATOVS, e em particular do instrumento AMSU-B, em reconstruir a quantidade e distribuição da umidade presente na atmosfera. Foram utilizadas as configurações apresentadas na Seção 4.3. Os resultados foram analisados da mesma forma que os de temperatura, ou seja, procurou-se analisar tanto os índices estatísticos dos perfis quanto seus aspectos meteorológicos através da análise da estrutura espacial dos campos de umidade.

Além das dificuldades normalmente encontradas no processo de inferência de perfis verticais de temperatura, já mencionadas na seção anterior, na sondagem vertical de umidade existem outras dificuldades que são intrínsecas aos campos de umidade na atmosfera. Dentre estas dificuldades pode-se destacar a grande variabilidade espacial e temporal dos campos de umidade, sobretudo, quando se refere a regiões tropicais. Esta variabilidade dificulta a comparação com dados observacionais, necessária ao processo de validação. Além dos fatores de ordem meteorológica, existem também problemas relacionados ao nível de sensibilidade dos sensores a bordo do satélite. Os canais sensíveis a umidade atmosférica apresentam um nível de ruído bem maior quando comparados aos canais utilizados para sondagem de temperatura, e, como consequência, tem-se um aumento do erro no produto final (perfis verticais de umidade).

5.3.1 – Estatística da Comparação com Dados de Análise

A Figura 5.3.1 apresenta a estatística do erro referente à média e desvio padrão para as sondagens verticais de umidade comparadas aos dados de análise para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000. Ao contrário do que foi observado ao se analisar os perfis de temperatura, no caso da umidade observou-se uma grande diferença entre os erros encontrados sobre o oceano e o continente. Como pode ser visto na Figura 5.3.1, sobre o continente (à esquerda), o desvio padrão do erro é da ordem de 2 g/kg, já para o oceano (à direita) o desvio fica em torno de 1 g/kg, ou seja, a metade do encontrado sobre o continente. O erro RMS computado entre os níveis de 1000 hPa a 500 hPa para

situações de céu limpo é de 1.25 g/kg sobre o continente e 0.82 g/kg sobre o oceano. Para situações de céu nublado, o erro RMS é de 1.22 g/kg sobre o continente e 0.81 g/kg sobre o oceano.

Com o intuito de dar maior credibilidade ao processo de validação, buscou-se também utilizar além dos dados de análises do modelo do CPTEC, uma outra fonte de dados para proceder a validação dos perfis inferidos pelo modelo ICI. Neste sentido foram utilizados dados de análise do ECMWF. A Figura 5.3.2 mostra a média e o desvio padrão do erro entre os perfis de umidade inferidos e a análise do ECMWF. De um modo geral, os erros encontrados foram similares aos encontrados quando comparados com a análise do CPTEC (Figura 5.3.1). As maiores diferenças foram observadas para as sondagens realizadas sobre o oceano próximo a superfície (em torno de 900 hPa), onde tanto o BIAS quanto o STDEV apresentam-se maiores na comparação com dados do ECMWF. Esta proximidade na estatística do erro a partir de duas fontes diferentes, sugere que as sondagens obtidas a partir do ICI não dependem significativamente do modelo de PNT, como também foi observado para os perfis de temperatura.

A Figura 5.3.3 mostra o mesmo tipo de informação que a Figura 5.3.1, mas neste caso a estatística do erro é estimada com relação ao perfil inicial, ou seja, com relação ao perfil de umidade antes da aplicação do esquema de inversão. Pode-se notar que existe uma redução significativa do BIAS, mas para o desvio padrão a redução é pouco significativa, sendo que em algumas situações o desvio padrão chega a ser ligeiramente menor para o perfil inicial, como pode ser verificado com uma comparação visual entre as Figuras 5.3.1 e 5.3.3. Isto também pode ser confirmado através dos valores mostrados na Tabela 5.3.1, que mostra a estatística do erro calculado entre o perfil inferido e o perfil inicial. Verifica-se um pequeno aumento nos valores do desvio padrão para condições de céu nublado sobre o continente e de céu claro sobre o oceano, embora haja uma pequena redução do erro RMS para todas as situações analisadas. A pequena melhora sofrida pelo perfil inicial após a aplicação do processo de inversão física da ETR é decorrente da menor quantidade de informação disponível para a inferência de umidade. Isto ocorre em função do baixo número de canais destinados a este fim e

também ao alto nível do ruído associado. Esta limitação dos sensores que compõem o sistema ATOVS para inferência de perfis de umidade mostra que apesar do progresso devido o aumento de canais, ainda não foi atingido o nível de precisão requerido pelos modelos físicos de inversão. Vale lembrar que o modelo de seleção do perfil inicial também é um modelo de inversão (modelo estatístico), mas menos sofisticado. Este assunto é abordado em outras seções neste trabalho.

TABELA 5.3.1 - VALORES DE RMS, MÉDIA E DESVIO PADRÃO (DA SUPERFÍCIE ATÉ 10 hPa) DO PERFIL INICIAL E PERFIL INFERIDO DE UMIDADE ESPECÍFICA (g/kg) SOBRE OCEANO E CONTINENTE, COMPARADO COM OS PERFIS DE ANÁLISE DO CPTEC PARA O PERÍODO DE 23 DE FEVEREIRO A 08 DE MARÇO DE 2000.

Estatística	CONTINENTE				OCEANO			
	Perfil Inicial		Inversão		Perfil Inicial		Inversão	
	Limpo	Nublado	Limpo	Nublado	Limpo	Nublado	Limpo	Nublado
N. Pontos	1323	1865	1323	1865	1003	1865	1003	1865
Média	-0.404	-1.183	-0.149	-0.331	0.583	0.407	0.130	0.102
StDev	1.804	1.640	1.764	1.656	1.019	1.040	1.026	1.036
RMSE	1.324	1.578	1.248	1.219	0.955	0.885	0.815	0.811

Como a umidade atmosférica diminui exponencialmente com a altura, fica difícil avaliar os erros que ocorrem em altos níveis. Uma forma de melhor representar os perfis verticais de umidade, é escrever os campos de umidade em função da umidade relativa (%). A Figura 5.3.4 mostra a mesma informação que a Figura 5.3.1, porém em umidade relativa (%), que foi calculada a partir da razão de mistura e temperatura, ambos inferidos pelo modelo ICI. Observa-se que os maiores erros estão localizados em torno de 700 hPa, tanto sobre oceano quanto sobre continente. O erro RMS calculado entre os níveis de 1000 hPa a 500 hPa para situação de céu limpo foi de 18,1% sobre continente, e 12,2% sobre o oceano. De acordo com a especificação do sensor, a acurácia esperada

para o instrumento AMSU-B para os perfis de umidade é de aproximadamente 20% ou 1,5 g/kg (ATOVS Technical Specification).

Existem diferentes fatores que podem explicar as grandes diferenças entre a estatística computada sobre continente e oceano. Sobre o continente, fatores como topografia e a dificuldade de se estimar alguns parâmetros de superfície (temperatura de superfície, emissividade em microondas, etc.) são desafios a mais a serem vencidos. Além destes fatores, notou-se que o uso da estimativa de TPW como fonte adicional de informação, pode trazer melhoras significativas na qualidade das sondagens sobre o oceano (ver Secção 5.4). Possivelmente, ainda não existe um algoritmo capaz de estimar a TPW sobre o continente com o mesmo nível de qualidade da obtida sobre o oceano.

As Figuras 5.3.5 e 5.3.6 mostram a evolução temporal do erro RMS da inversão comparada com dados de análise. As estatísticas foram computadas para o período de 04 de Fevereiro a 08 de Março de 2000, nos níveis padrões do modelo direto RTTOV. A Figura 5.3.5 corresponde a situações de céu nubladas e a Figura 5.3.6 a situações de céu limpo. Sobre o oceano, o gráfico mostra uma predominância de valores de erro RMS até 1.4 g/kg, tanto para situações de céu limpo, quanto para situações de céu nublado. Somente para algumas regiões isoladas, foi observado erro maior que 2.0 g/kg. Sobre continente, os valores do erro RMS variam de 1.5g/kg a 2.5g/kg para os níveis entre 1000 e 300 hPa, os erros maiores foram encontrados próximos da superfície terrestre. Ao contrário do observado para o caso da temperatura, neste caso não existe uma diferença clara entre o período de ajuste do modelo, onde somente a escolha do perfil inicial é realizada, e o período onde a inversão da ETR também é aplicada (24 de Fevereiro a 08 de Março). Isto mostra que no caso da umidade, praticamente toda informação contida nos canais é utilizada durante o processo de seleção do perfil inicial, e a inversão física da ETR não consegue melhorar significativamente este perfil.

5.3.2 - Estrutura Horizontal do Campo de Umidade

Devido ao baixo número de canais que podem ser usados na banda de absorção do vapor d'água, sobretudo em situações com nebulosidade presente, torna-se mais adequado fazer uma comparação da umidade total contida em diferentes camadas da atmosfera. A Figura 5.3.7 mostra o campo médio de água precipitável total (acima) e o integrado para a camada compreendida entre a superfície e o nível de 750 hPa (em baixo) durante o período de 23 de Fevereiro à 08 de Março de 2000. A Figura 5.3.8 mostra o mesmo que a Figura 5.3.7, mas para o conteúdo de vapor d'água integrado para a camada compreendida entre 750 e 500 hPa (acima) e 500 e 250 hPa (em baixo). De um modo geral, a melhor concordância entre os campos de análise e sondagens ocorreu para o campo de TPW e a camada mais próxima a superfície (P_{sup} -780 hPa), principalmente sobre o oceano. Na camada superior (500-250 hPa), devido ao baixo valor de umidade presente e a falta de canais sensíveis a umidade, o processo de seleção do perfil inicial e também de inversão se torna mais difícil. Deve-se destacar que os campos de análise também costumam ser menos precisos nesta região. Ao se analisar a estrutura horizontal do campo de umidade recuperado, também se observa que em áreas com maior umidade os erros relativos encontrados são menores do que os em áreas com pouca umidade.

As Figuras 5.3.9 e 5.3.10 mostram os mesmos campos que as Figuras 5.3.7 e 5.3.8, mas para dados do ECMWF. Comparando os gráficos dos campos de sondagem e análise (gráfico da direita) para os casos CPTEC e ECMWF, observa-se que existe uma semelhança entre ambos no que diz respeito aos valores. De um modo geral, os campos de sondagem se aproximam mais dos campos de análise do ECMWF sobre o oceano, ocorrendo o contrário sobre o continente. Além disso, a divergência entre os campos aumenta com o decréscimo da quantidade de vapor d'água, ou seja, aumenta com a altura. Isto pode ser observado comparando-se os campos de conteúdo de vapor d'água integrada em diferentes camadas.

5.3.3 - Comparação com Dados de Radiossondagem

Para se avaliar a representatividade do processo de inferência dos perfis verticais de umidade do modelo ICI, os perfis de satélite/radiossondas foram intercomparados. O erro RMS para o perfil inicial (linha pontilhada) e perfis inferidos (linha sólida) sobre o continente (a) e sobre o oceano (b), são apresentados na Figura 5.3.11. Em geral, o erro RMS é menor que 2.5 g/kg e decresce com a altura. Contudo, sobre o oceano o perfil inferido apresentou um erro máximo em torno de 700 hPa, acompanhando a tendência do perfil inicial. Obviamente, estas intercomparações são limitadas pelo número relativamente pequeno de observações de radiossondagens disponíveis, especialmente sobre o oceano. Na comparação com dados de análise também foi verificado um pico de erro em torno de 700 hPa sobre o oceano, porém com menor intensidade. A estatística do erro médio (da superfície até 500 hPa) para os perfis inicial e inferido de umidade específica é apresentada na Tabela 5.3.2. Ao contrário do observado quando os perfis foram comparados com dados de análise (Tabela 5.3.1), o desvio padrão é maior sobre o oceano do que sobre o continente, mas o erro RMS é praticamente o mesmo em ambas situações. Contudo, aparentemente, o baixo número de pontos de comparações sobre o oceano influenciou consideravelmente estes resultados.

A Figura 5.3.12 mostra a estatística do erro na umidade específica entre os perfis inferidos e os de radiossondagem (em azul) e entre os inferidos e a análise (em vermelho), sobre diferentes regiões do Brasil. São mostrados o desvio médio (linha tracejada) e o RMS (linha contínua). Nota-se que para cada caso observado, a estatística do erro apresenta comportamento diferente, ou seja, cada região tem uma característica particular. Isto difere do observado para os perfis de temperatura. O melhor resultado (com relação a radiossondagem) foi observado para Rondônia e São Paulo. Verificou-se também grande diferença entre o erro calculado com relação a radiossondagem e a análise, sendo o segundo significativamente menor. Os resultados com relação à sondagem de umidade, sugerem que ainda existem melhorias a serem realizadas no sentido de se obter um perfil de sondagem cuja qualidade seja mantida em todas as condições. Contudo, os erros observados estão dentro do esperado pela especificação do

sensor (1.5 g/kg), exceto para a sondagem sobre Porto Alegre, cujo erro RMS chega a 2.0 g/kg.

A Figura 5.3.13 apresenta a comparação para duas situações entre radiossondagem e o perfil inferido. Foram selecionados perfis em que a diferença entre o horário da radiossondagem e a passagem do satélite era menor que 1:00 h. A Figura 5.3.15-a corresponde a uma situação de céu limpo e a Figura 5.3.15-b a uma situação de céu nublado. No primeiro caso, o perfil localiza-se numa região mais úmida, nesta situação o erro não ultrapassa 2 g/kg. Na segunda situação, (perfil com menos umidade) os erros chegam a 3 g/kg.

TABELA 5.3.2 - VALORES DE RMS, MÉDIA E DESVIO PADRÃO (DA SUPERFÍCIE ATÉ 500 hPa) DO PERFIL INICIAL E INFERIDO DE UMIDADE ESPECÍFICA (g/kg) SOBRE O OCEANO E CONTINENTE, PARA O PERÍODO DE 23 DE FEVEREIRO A 08 DE MARÇO DE 2000.

Estatística	CONTINENTE		OCEANO	
	Perfil Inicial	Inversão	Perfil Inicial	Inversão
N. Pontos	140	140	22	22
Média	-0.86	-0.20	0.93	0.51
StDev	2.28	2.25	1.57	1.58
RMSE	1.92	1.75	1.85	1.75

5.3.4 – Considerações e Conclusões Parciais

Do ponto de vista qualitativo, os campos apresentados anteriormente mostram que o modelo de inversão consegue identificar bem a estrutura do campo de umidade. As regiões com maior e menor valores dessa variável, associadas a diferentes massas de ar, são bem representadas principalmente nas sondagens realizadas sobre o oceano. Por outro lado, ao se fazer uma análise quantitativa, verifica-se que existem algumas áreas onde o erro é bastante expressivo, sobretudo nas sondagens sobre o continente.

Em geral, o modelo tem apresentado baixo desempenho em regiões de grande altitude, como é o caso dos Andes, e também nas regiões de fronteiras entre duas massas de ar distintas. O primeiro caso está provavelmente ligado à dificuldade em se obter parâmetros de superfície confiáveis, e também a erros de extrapolação do perfil em superfície, que é realizado durante o processo de validação. A explicação para o segundo problema é mais complexa, porém, conforme foi mencionado no início desta seção, nas regiões que são afetadas por espalhamento não são utilizados os canais AMSU-B que são sensíveis à umidade. Isto aumenta consideravelmente os erros nas regiões associadas a sistemas frontais, por exemplo.

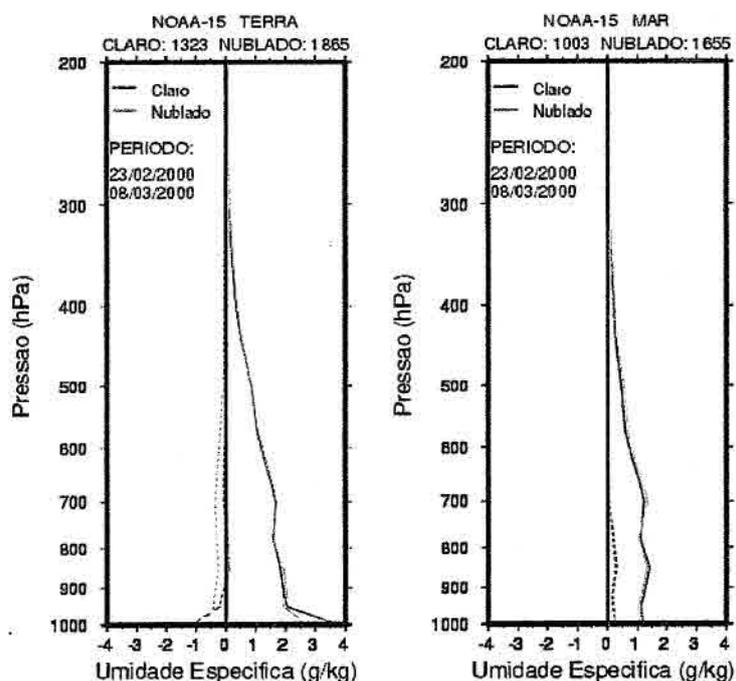


Fig. 5.3.1 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de umidade específica entre os perfis inferidos pelo modelo de inversão ICI e os observados (análise do CPTEC): sobre continente (esquerda), e oceano (direita).

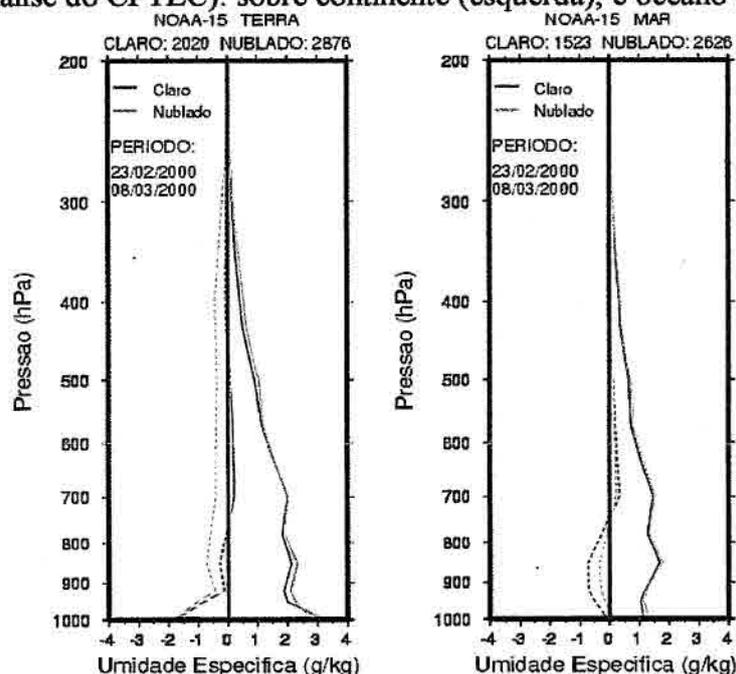


Fig. 5.3.2 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de umidade específica entre os perfis inferidos pelo modelo de inversão ICI e os observados (análise do ECMWF): sobre continente (esquerda), e oceano (direita).

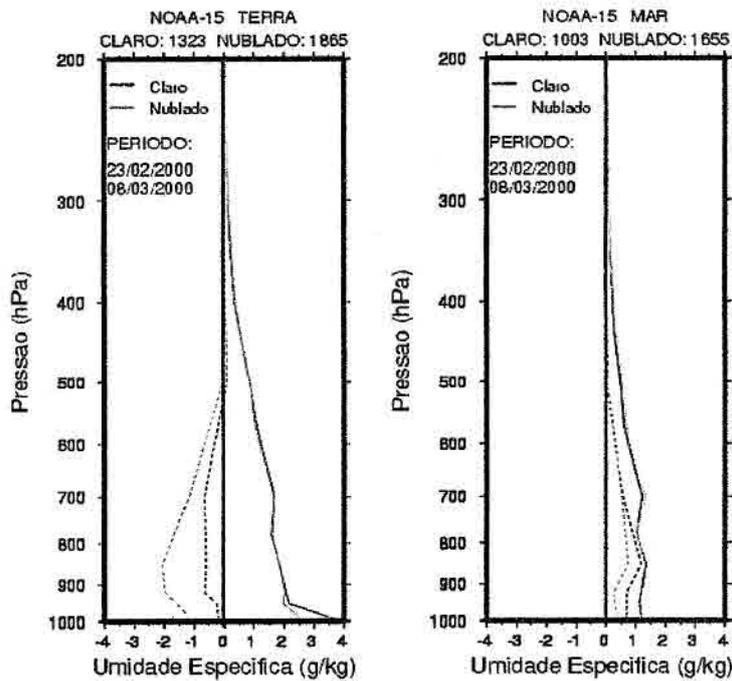


Fig. 5.3.3 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de umidade específica entre os perfis iniciais e os observados (análise do CPTEC): sobre continente (esquerda), e oceano (direita).

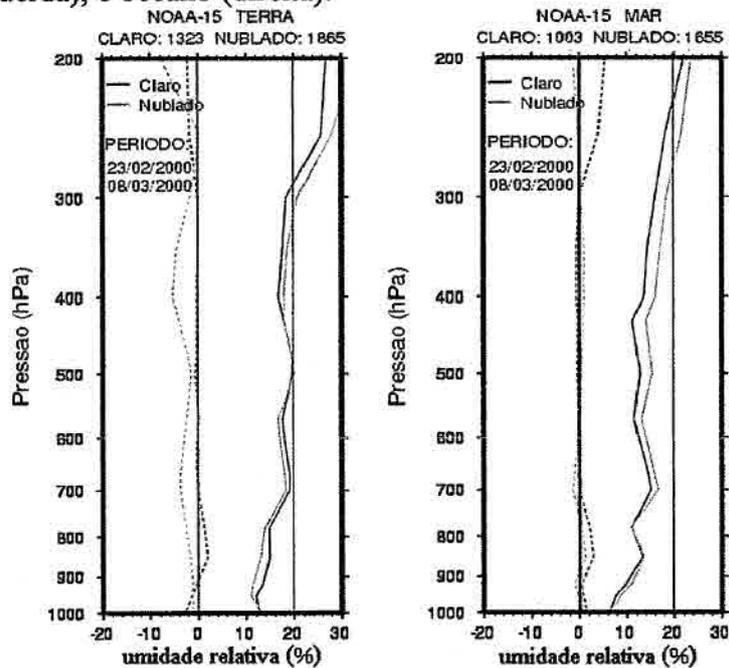


Fig. 5.3.4 - Média (linha tracejada) e desvio padrão (linha contínua) da diferença de umidade relativa entre os perfis inferidos pelo modelo de inversão ICI e os observados (análise do CPTEC): sobre continente (esquerda), e oceano (direita).

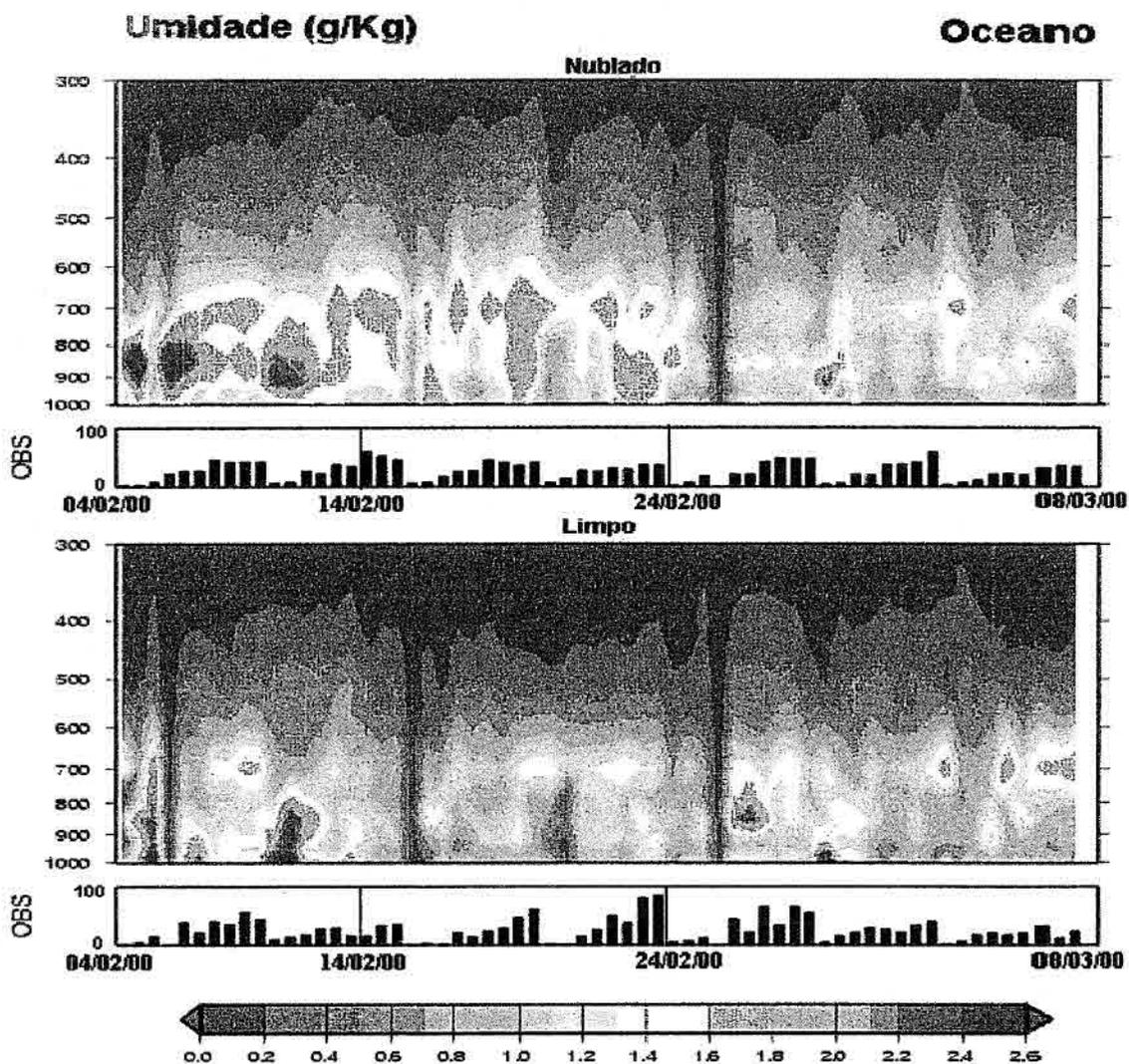


Fig. 5.3.5 – Evolução temporal do erro RMS calculado a partir da diferença entre os perfis de umidade específica inferidos (inversão) e observados (análise e radiossondagem) sobre o oceano. O gráfico localizado na parte inferior mostra o número de observações usadas no cálculo desta estatística.

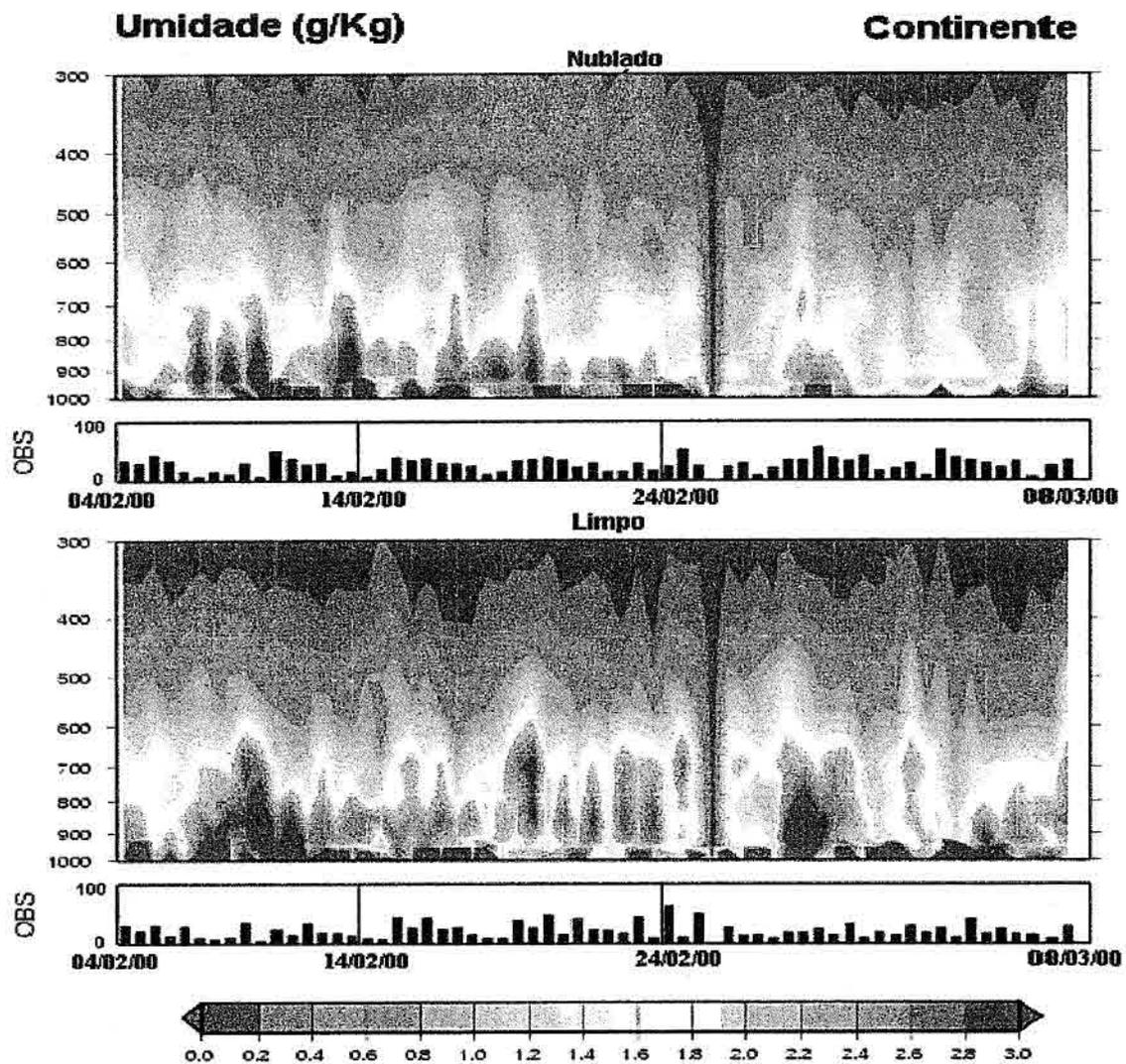


Fig. 5.3.6 - Evolução temporal do erro RMS calculado a partir da diferença entre os perfis de temperatura inferidos (inversão) e observados (análise e radiossondagem) sobre o continente. O gráfico localizado na parte inferior mostra o número de observações usadas no cálculo desta estatística.

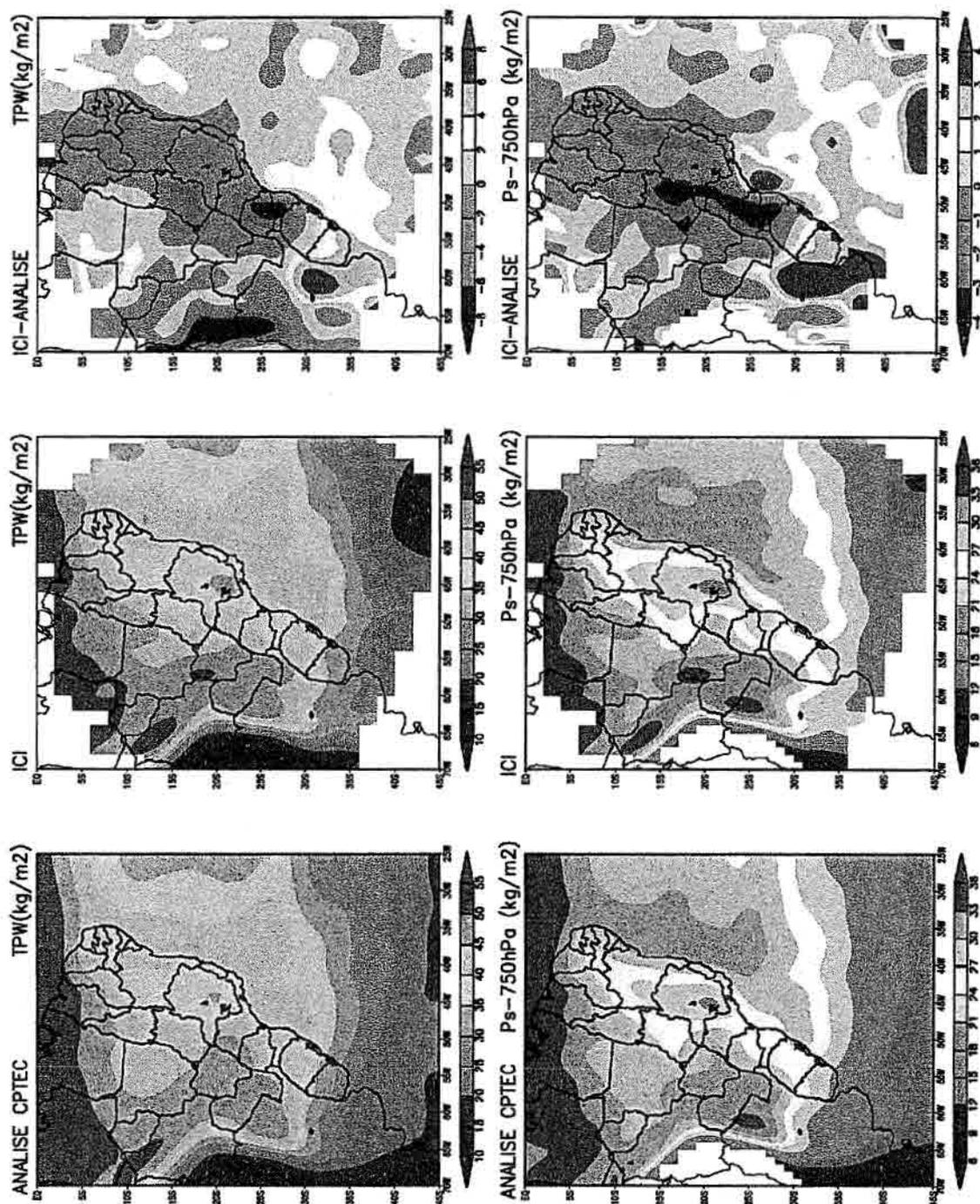


Fig. 5.3.7 - Campos médios da TPW e conteúdo de vapor d'água integrado (kg/m²) na camada (P_{sup} -750 hPa), para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000, horários das 00 e 12 UTC. São mostrados os campos de análise do CPTEC (esquerda); modelo ICI (centro); diferença entre ICI e análise do CPTEC (direita).

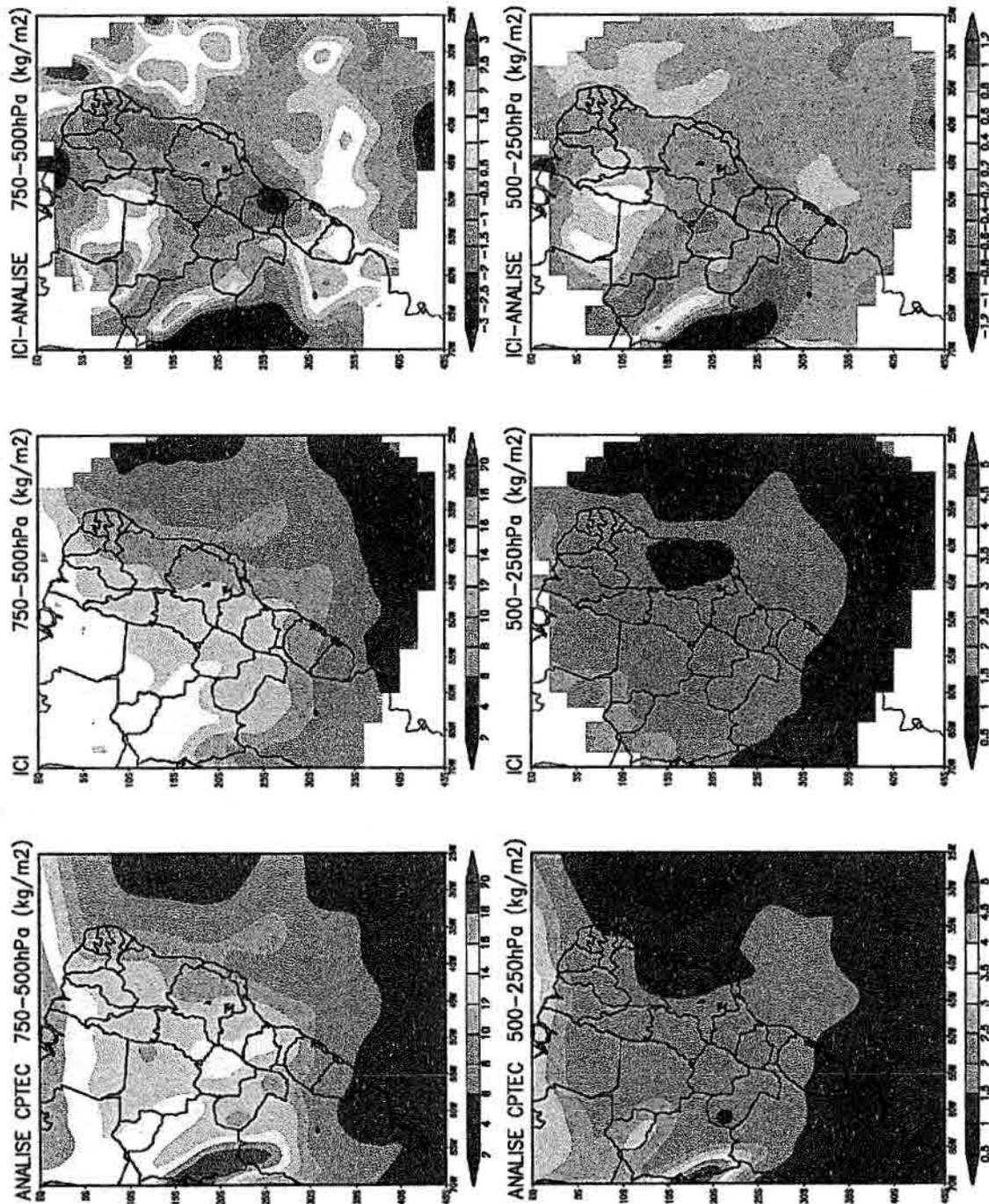


Fig. 5.3.8 - Campos médios do conteúdo de vapor d'água integrado (kg/m^2) para as camadas (750-500 hPa) e (500-250 hPa), para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000, horários das 00 e 12 UTC. São mostrados os campos de análise do CPTEC (esquerda); modelo ICI (centro); diferença entre ICI e análise do CPTEC (direita).

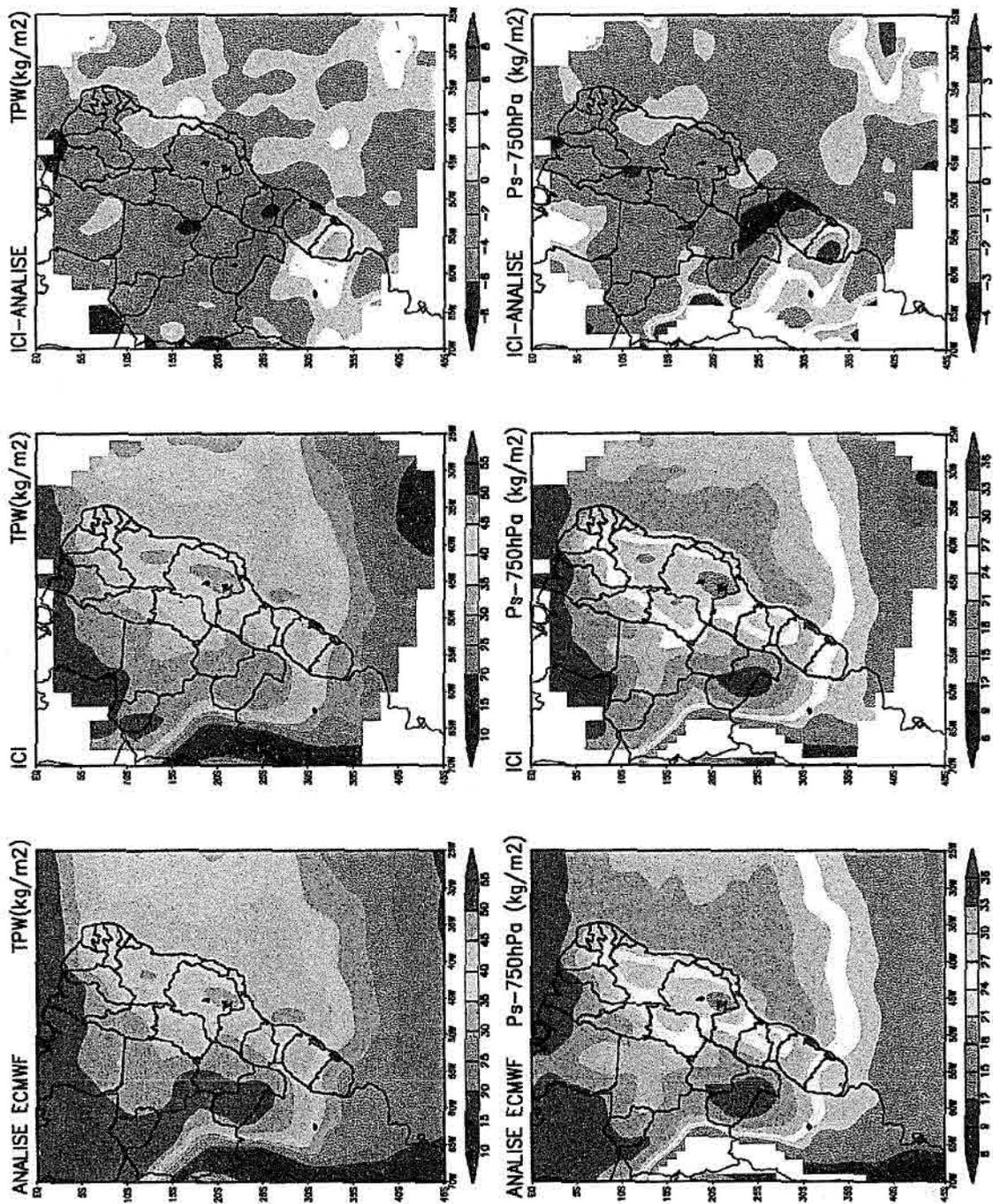


Fig. 5.3.9 - Mesmo que a Figura 5.3.7, mas para campos de análise do ECMWF.

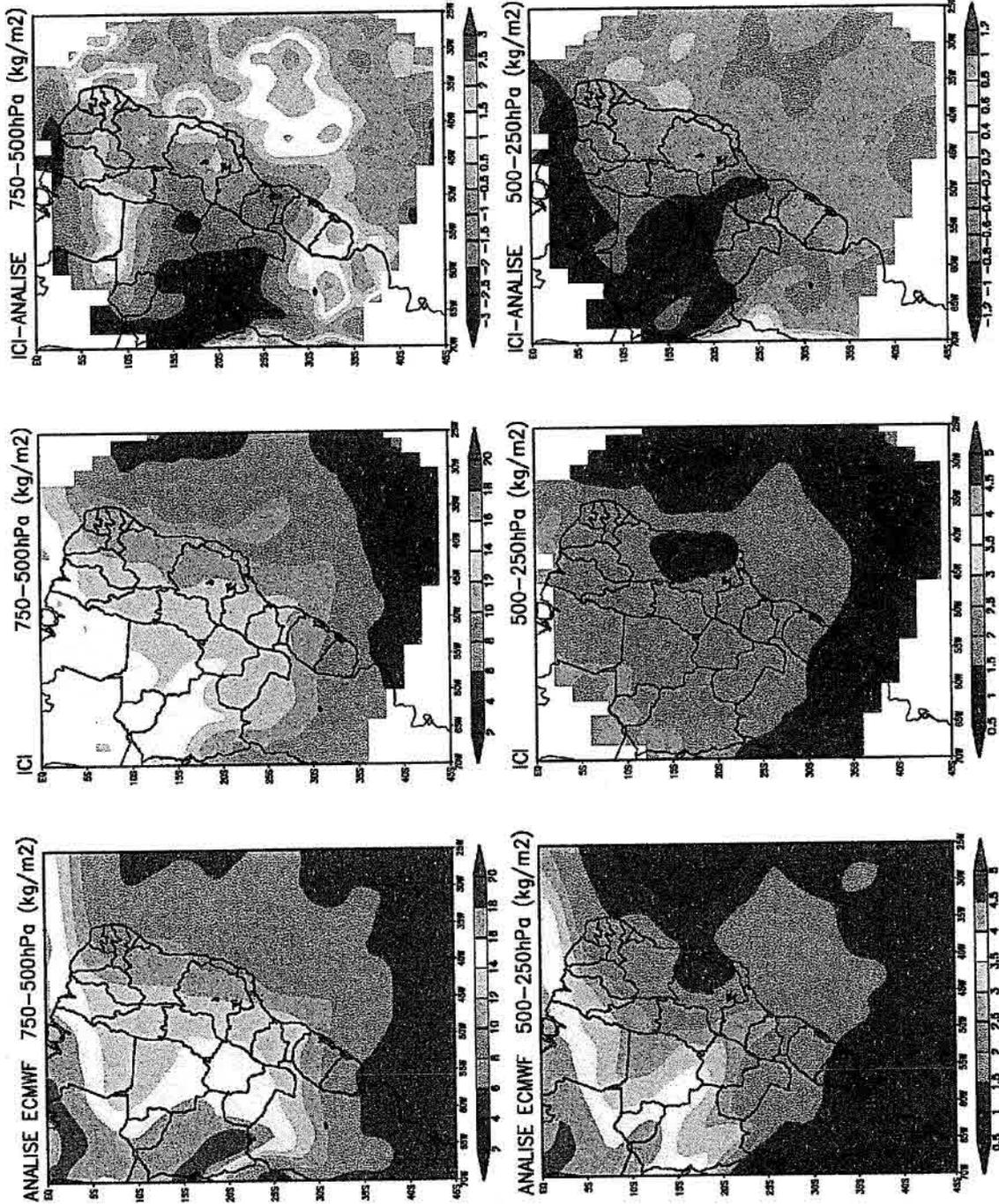
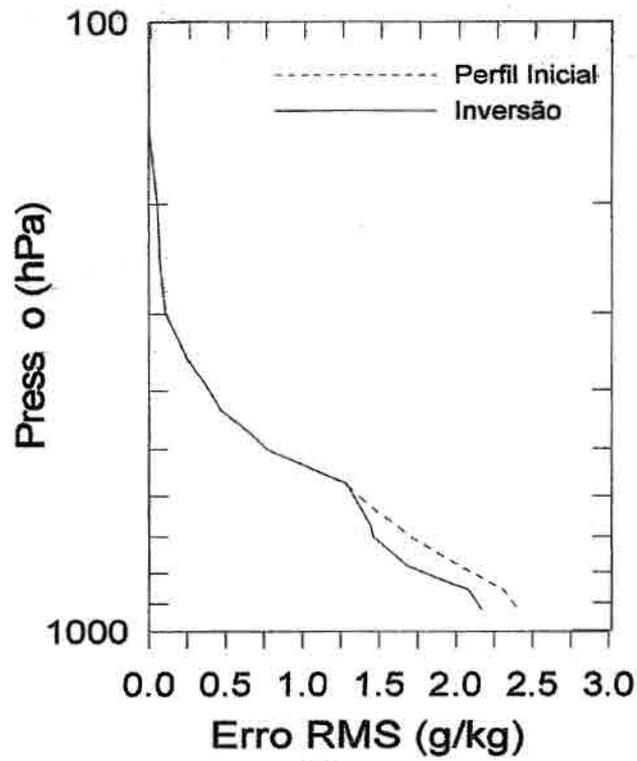
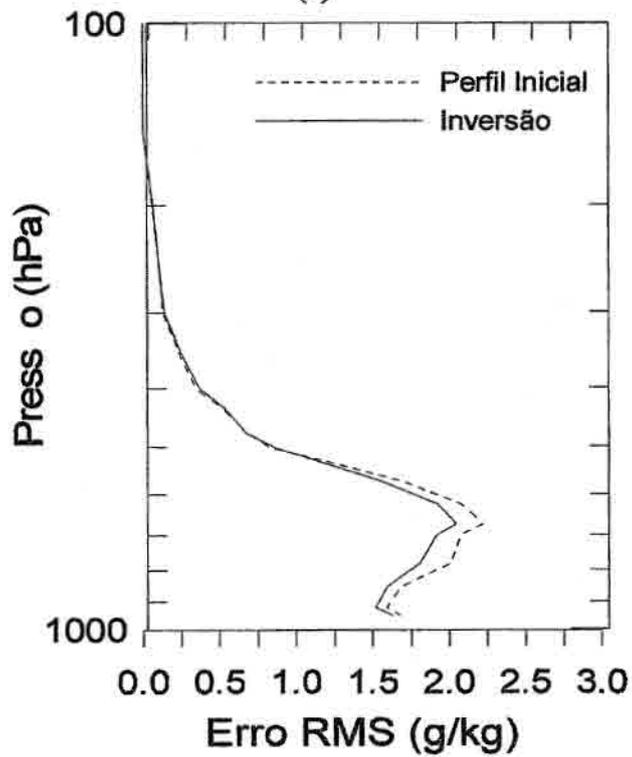


Fig. 5.3.10 - Mesmo que a Figura 5.3.8, mas para campos de análise do ECMWF.



(a)



(b)

Fig. 5.3.11 – Erro RMS dos perfis de umidade específico (ICI - radiossonda) para diferentes tipos de superfície: a) continente (140 perfis) e b) oceano (22 perfis).

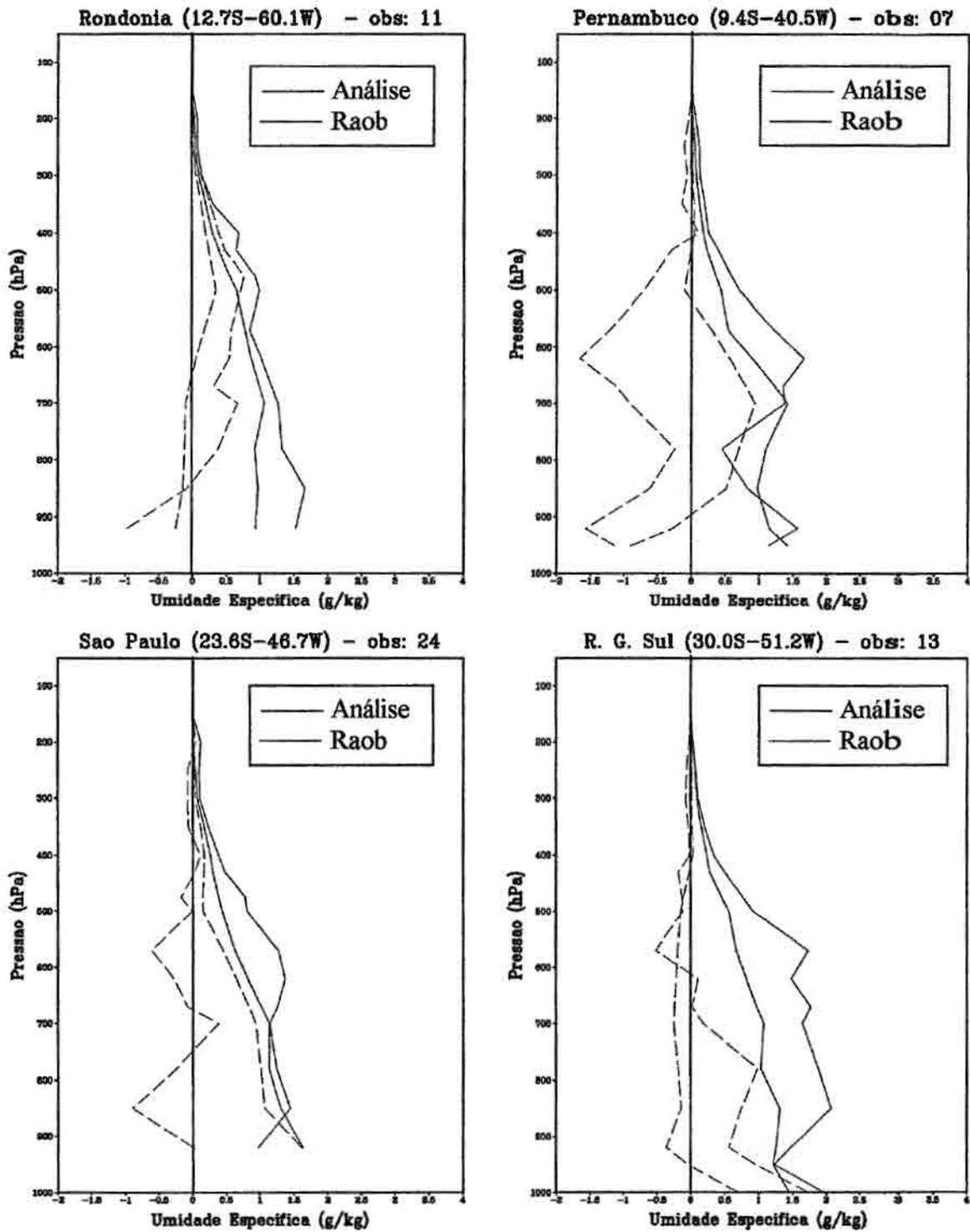
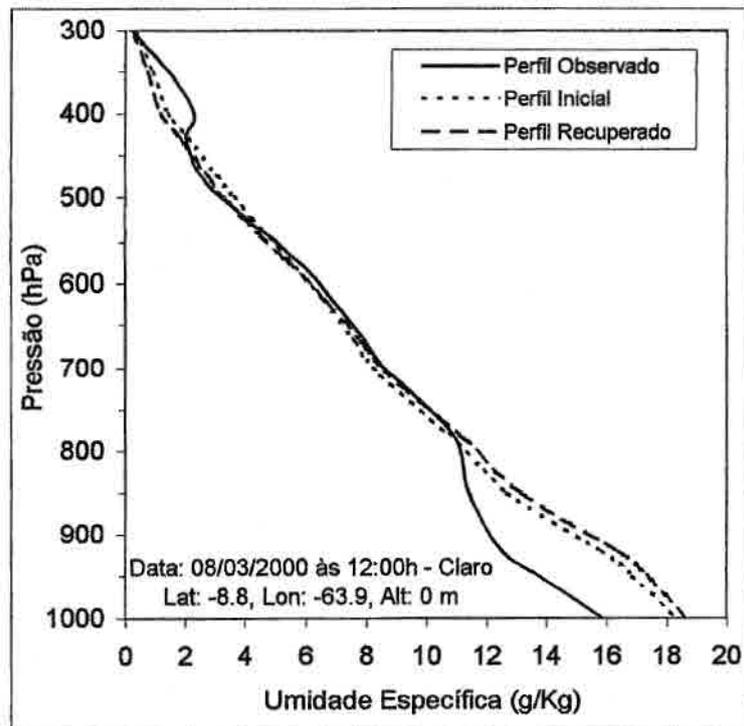
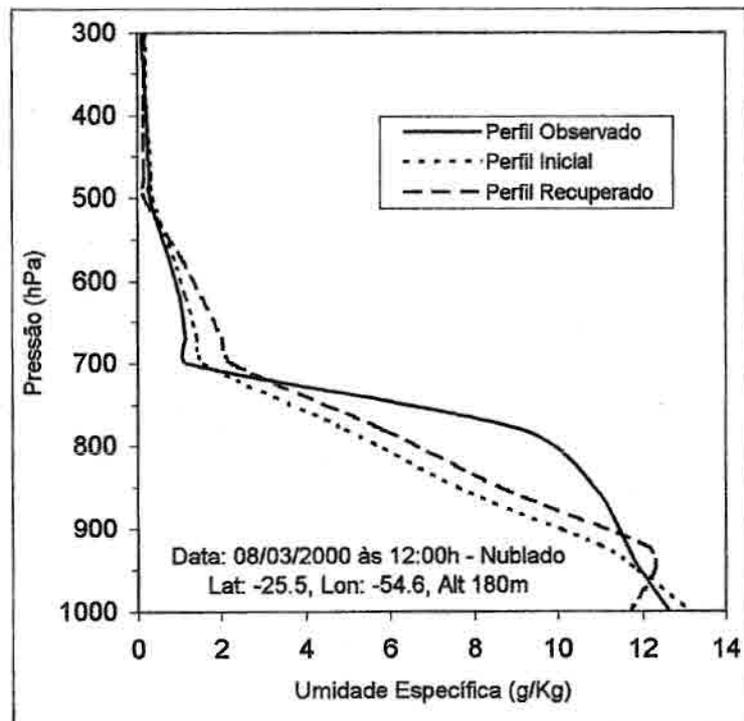


Fig. 5.3.12 – Estatística do erro entre os perfis inferidos e de radiossondagem (em azul) e entre os perfis inferidos e análise (em vermelho), sobre diferentes regiões do Brasil. São mostrados o desvio médio (linha tracejada) e RMS (linha contínua).



(a)



(b)

Fig. 5.3.13 – Comparação entre perfis de umidade específica recuperada e de radiossondagem para: a) condição de céu limpo (08/03/2000 às 12:00 h; 8.8S, 63.9W); b) condição de céu nublado (08/03/2000 às 12:00 h; 25.3S, 54.6W).

5.4 - O Problema da Seleção de Canais

Na prática, um importante fator que contribui para a acurácia dos perfis de temperatura e umidade obtidos por satélites é a correta seleção dos canais espectrais utilizados durante o processo de sondagem. Os canais com um alto nível de ruído e aqueles que não podem ser propriamente simulados pelo modelo direto, geralmente degradam a qualidade das soluções. Contudo, a mera exclusão destes canais pode eliminar também uma grande quantidade de informação útil. Portanto, para se estudar a performance do modelo ICI com relação a seleção de canais espectrais, foi testado diferentes combinações de canais (ver Seção 4.5).

As Figuras 5.4.1 e 5.4.2 mostram o erro RMS dos perfis de temperatura inferidos sobre o continente e oceano, para situações de céu limpo e nublado, respectivamente. Foram testados os casos T1, T2 e T3 (Tabela 4.3). Como esperado, uma vez que os erros (STDEV) nos canais são menores sobre o oceano (Figura 5.5.1), para os níveis próximos da superfície terrestre (até aproximadamente 700 hPa), a temperatura estimada é mais precisa sobre o oceano do que sobre o continente. Por outro lado, o impacto do tipo de cobertura de nuvens (céu limpo ou nublado) não foi significativo, ou seja, a informação proveniente dos canais do sensor HIRS (infravermelho) produz apenas uma pequena melhoria no perfil inferido.

Em relação as diferentes combinações dos canais aplicados, observou-se que o caso T1 produziu o pior resultado em todas as situações analisadas, enquanto os casos T2 e T3 apresentaram o menor nível de erro sobre o continente e oceano, respectivamente. Este resultado sugere que o uso de canais com função peso essencialmente sobre a superfície (como no caso T3) é útil somente sobre o oceano. Contudo, outros casos necessitam ser avaliados para se obter conclusões mais gerais. A Tabela 5.4.1 mostra os valores do erro RMS (de 1000 a 10 hPa) com relação aos dados de análise para os perfis iniciais e recuperados (caso T3). Nota-se um decréscimo considerável no erro resultante do processo de inversão. Observa-se uma melhoria acentuada no perfil de temperatura sobre o continente para condições de céu limpo.

TABELA 5.4.1 – ERRO RMS PARA OS PERFIS INICIAIS E DE INVERSÃO PARA O CASO T3 PARA AS SEGUINTE VARIÁVEIS: TEMPERATURA (1000 a 10 hPa) E UMIDADE (1000 A 500 hPa).

Tipo de Nuvem/ Superfície	Temperatura (K)		Umidade (g/kg)	
	Perfil Inicial	Perfil Inversão	Perfil Inicial	Perfil Inversão
Limpo/Oceano	1.03	0.82	1.00	0.91
Limpo/Continente	1.18	0.88	1.32	1.29
Nublado/Oceano	1.09	0.86	0.99	0.92
Nublado/Continente	1.07	0.87	1.21	1.20

As Figuras 5.4.3 e 5.4.4 mostram o erro RMS para os perfis de umidade inferidos sobre o continente e oceano, para quatro configurações diferentes de canais (T1, T2, T3 e T4). Similarmente ao que ocorreu na inferência de perfis de temperatura, para os níveis mais próximos da superfície (até aproximadamente 700 hPa), a umidade estimada tem acurácia menor sobre continente do que sobre o oceano. Os níveis de erro encontrados para diferentes tipos de cobertura de nuvens também foram similares. Em todas as situações, como esperado, o maior valor do erro foi para o caso T1, já que os canais sensíveis à umidade não foram usados neste caso. De um modo geral, os melhores resultados foram obtidos com a configuração T4, exceto sobre o continente em condições de céu nublado, porque o canal “TPW” não foi usado.

A Tabela 5.4.1 mostra também os valores de erro RMS (de 1000 a 500 hPa) para os perfis inicial e inferido de umidade (caso T3). Ao contrário do observado com os perfis de temperatura, o impacto causado pelo algoritmo de inversão física no decréscimo do nível de erro dos perfis de umidade é pequeno para quase todas as situações. A explicação mais provável para que isto ocorra está relacionada a menor quantidade de informação contida nos canais de sondagem umidade quando comparada aos de temperatura, devido ao maior nível de ruído associado. Desta forma, praticamente toda informação disponível nos canais de umidade é extraída durante o processo de seleção do perfil inicial com o algoritmo estatístico de inversão, e a aplicação do algoritmo de inversão física quase não surte efeito. Esta característica poderá modificar com a

melhora no nível da relação sinal/ruído dos canais de umidade dos próximos instrumentos, como é o caso do HSB.

5.4.1 - Considerações e Conclusões Parciais

Nesta seção foi dada ênfase na análise do papel de diferentes combinações de canais usados no processo de inversão. Diferentes tipos de superfície (oceano e continente) e condições atmosféricas (céu limpo e céu nublado) foram também considerados.

Os resultados mostraram que é mais fácil recuperar perfis verticais de temperatura e umidade sobre o oceano do que sobre continente. Isto ocorre porque sobre o continente o modelo direto é menos preciso devido a dificuldade de se estimar parâmetros de superfície, tal como a emissividade e temperatura de superfície. Surpreendentemente, observou-se que a condição atmosférica não afeta significativamente a acurácia do processo de inversão e que mesmo sem a maioria dos canais HIRS (condições de céu limpo e nublado) é possível obter perfis acurados. Foi observado também que o uso de TPW como fonte adicional de informação, melhora consideravelmente a estatística do erro de sondagens de umidade sobre oceano.

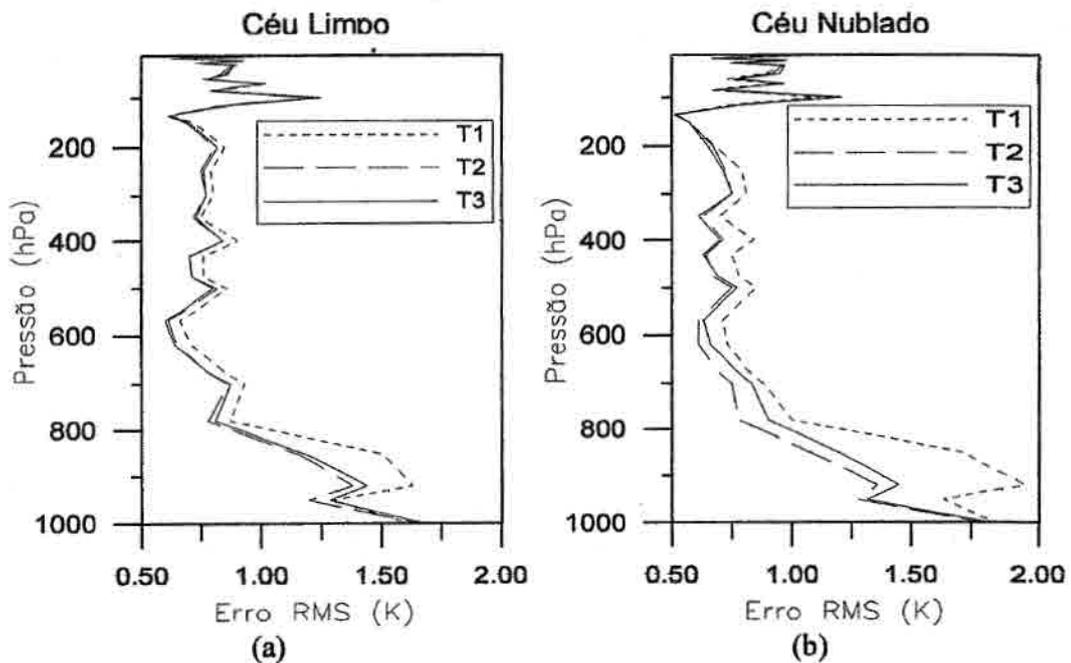


Fig. 5.4.1 – Erro RMS dos perfis de temperatura sobre o continente (configurações de canais T1, T2 e T3): a) condição de céu limpo (1292 perfis) e b) condições de céu nublado (1664 perfis).

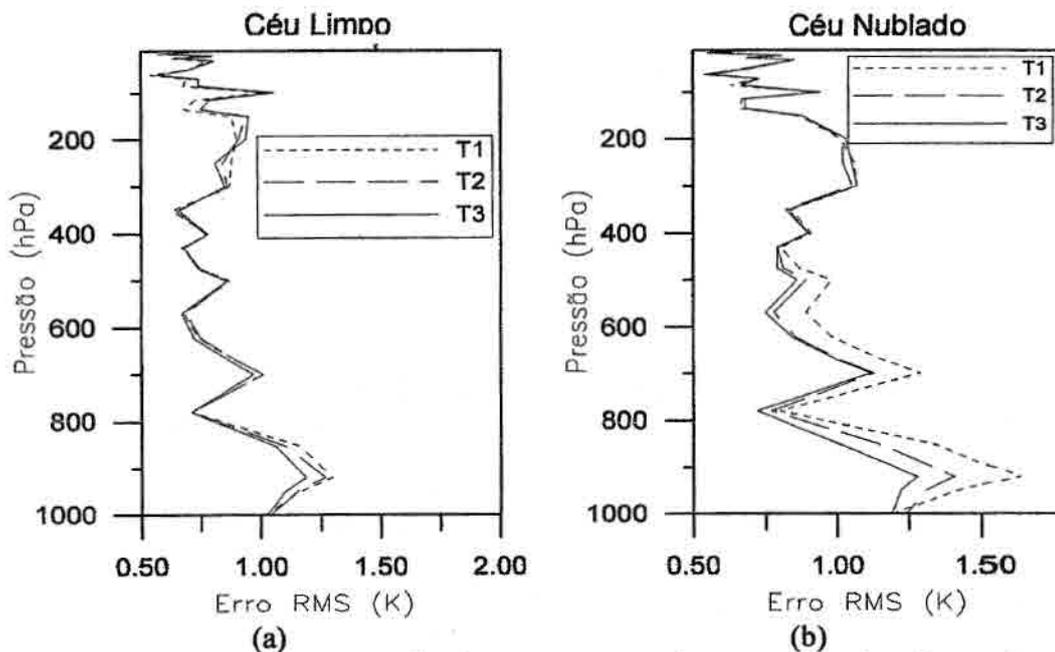


Fig. 5.4.2 – Erro RMS dos perfis de temperatura sobre o oceano (configurações de canais T1, T2 e T3): a) condição de céu limpo (1292 perfis) e b) condições de céu nublado (1664 perfis).

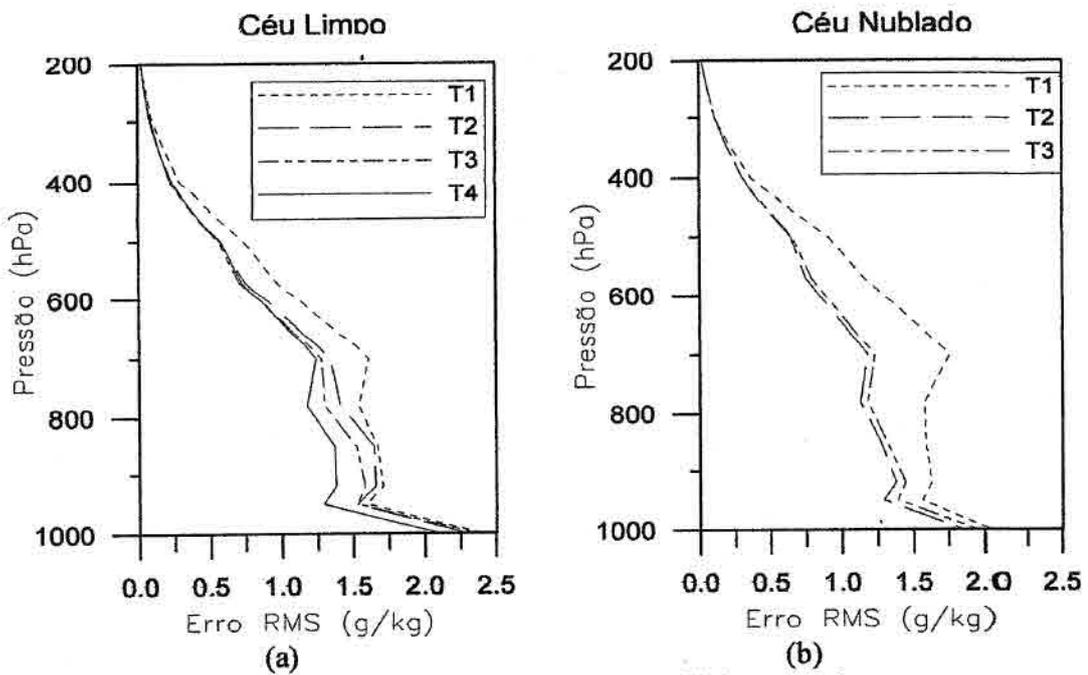


Fig. 5.4.3 – Mesmo que a Figura 5.4.1, mas para perfil de umidade.

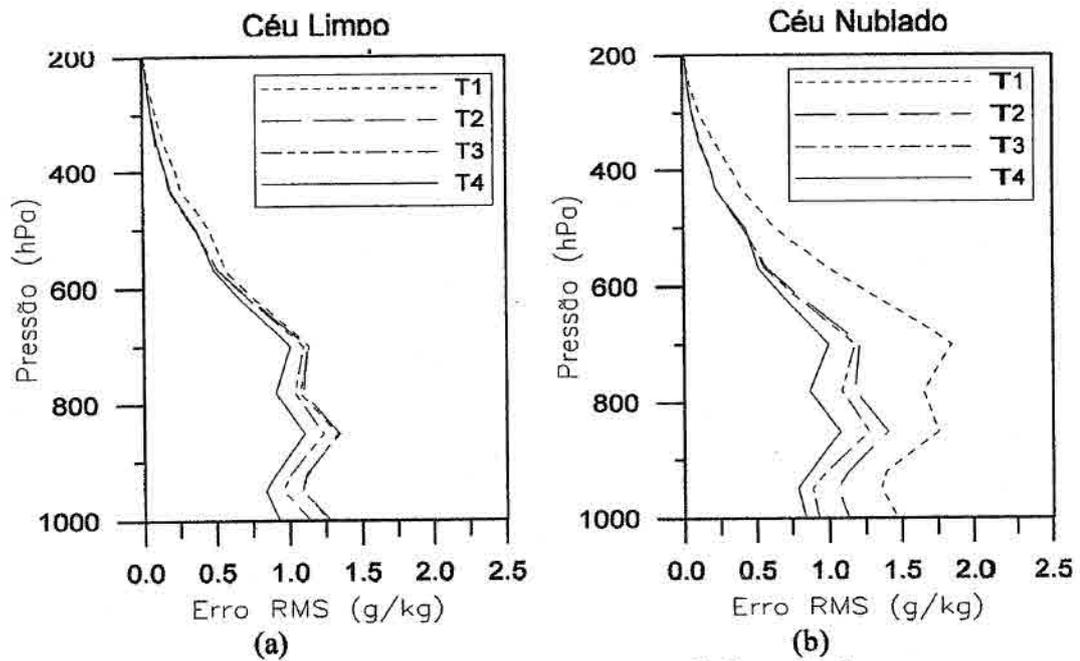


Fig. 5.4.4 – Mesmo que a Figura 5.4.2, mas para perfil de umidade.

5.5 – O Modelo de Transferência Radiativa (Modelo Direto)

A diferença entre a temperatura de brilho simulada e a observada pelo satélite pode estar associada a fatores tais como (Uddstrom et al. 1993; Chedin et al. 2002):

- falta de uma descrição acurada do estado real da atmosfera e da superfície (temperatura e emissividade da superfície, extrapolação do perfil para a estratosfera, perfil de vapor d'água, etc.) pelos campos de análise de modelos de PNT ou medidas *in situ* da atmosfera (radiossondagens),
- problemas devido à variação espacial e temporal entre medidas de análises/radiossondagens e observações de satélites, induzindo tanto erros aleatórios quanto sistemáticos,
- limitações do modelo de transferência radiativa: dependência dos erros em relação à classificação das massas de ar, descrição relativamente pobre da emissividade da superfície (sobre o continente), descrição insuficiente da distribuição dos gases radiativamente ativos, entre outros, e
- problemas com os sensores a bordo dos satélites: alterações sofridas durante o tempo de vida da plataforma, erros de calibração, entre outros.

Devido aos inúmeros fatores que podem influenciar a performance do modelo direto, é importante conhecer o comportamento deste em relação ao tipo específico de dados que se esteja utilizando. O fato do modelo direto funcionar bem em uma determinada situação não garante que este funcionará corretamente em outras condições. De um modo geral, os resultados apresentados nesta seção tem por objetivo fornecer uma visão detalhada acerca das características, não apenas do modelo direto em si, mas de todo o processo que envolve a simulação das radiancias observadas pelos sensores a bordo do satélite a partir de um dado estado atmosférico. Desta forma, pode-se diagnosticar alguns problemas encontrados no processo de inversão e também propor soluções visando a melhoria da qualidade dos perfis verticais de temperatura e umidade. Na Seção 5.5.1 é mostrada a estatística do erro dos canais do HIRS e AMSU, e na Seção 5.5.2 buscou-se estudar a sensibilidade do modelo com relação à temperatura de superfície. O problema da sensibilidade dos canais AMSU com relação à emissividade da superfície é

apresentado na Seção 5.5.3. O impacto que a umidade atmosférica exerce nos canais é estudado na Seção 5.5.4. Na Seção 5.5.5 é analisada a dependência do erro do modelo direto com relação ao ângulo de escaneamento do sensor.

5.5.1 - Estatística do Modelo Direto

A Figura 5.5.1 mostra o BIAS e o desvio padrão (STDEV) das diferenças entre a temperatura de brilho observada pelo satélite e as temperaturas de brilho simuladas pelo modelo direto, usando perfis co-localizados com a observação (análise/radiossonda). Os resultados são apresentados para todos os canais do sistema ATOVS para dois diferentes tipos de superfície: oceano (em azul) e continente (em vermelho). Como esperado, o valor do erro varia consideravelmente de canal para canal, e a acurácia depende também do tipo de superfície (oceano e continente). A Figura 5.5.2 mostra alguns exemplos da relação entre a temperatura de brilho observada e a temperatura de brilho simulada. Pode-se notar que existe uma alta correlação para aos canais de sondagem (canais 5 do HIRS e 6 do AMSU-A). Por outro lado, para os canais de superfície (canal 6 do AMSU-A e 5 do AMSU-B) a correlação é menor, mas para o canal 5 do AMSU-B, o coeficiente de correlação é ainda mais baixo pois além de ser sensível a temperatura e emissividade da superfície, este canal também é sensível a umidade.

A partir da análise dos resultados apresentados acima, pode-se notar que o valor do desvio padrão é maior sobre o continente, especialmente nos canais microondas (AMSU). Isto ocorre porque os parâmetros de superfície possuem menor variabilidade, sendo mais fáceis de serem estimados sobre o oceano. Pode-se notar também que o modelo direto possui uma tendência (para a maioria dos canais) em subestimar a temperatura de brilho observada. Isto pode ser observado tanto na Figura 5.5.1 quanto no gráfico de dispersão entre a temperatura de brilho observada e simulada (Figura 5.5.2). Entretanto, um esquema de correção do BIAS é aplicado nas medidas de temperatura de brilho antes de serem usadas pelo sistema de inversão. O algoritmo de correção das temperaturas de brilho é executado pelo modulo de "Tuning" do modelo

ICI, que calcula periodicamente o “BIAS”, e acrescenta um termo de correção na temperatura de brilho observada. Por outro lado, os valores de desvio padrão são mais acentuados sobre o continente, sobretudo para os canais AMSU. Isto faz com que o processo de inversão seja mais complicado de se realizar sobre o continente e explica, ao menos parcialmente, o nível de erro mais alto que é encontrado na estatística apresentada para os perfis de temperatura e umidade inferidos sobre o continente, quando comparado aos perfis inferidos sobre o oceano.

Analisando a estatística do erro da temperatura de brilho simulada pelo modelo direto (Figura 5.5.1), nota-se que nem todos os 40 canais que constituem o sistema ATOVS deveriam ser utilizados diretamente nos modelo de inferência de perfis verticais de temperatura e umidade. Os canais sujeito a altos níveis de erro, ou seja, com valores de desvio padrão significativos, precisam ser descartados do processo de inversão. Caso contrário, estes canais podem degradar a qualidade das soluções, já que a observação do satélite não pode ser adequadamente simulada durante o processo de inversão. Em geral, os canais que apresentam os maiores valores de erro são aqueles localizados em janelas atmosféricas (8, 10, 18-19, 21-23, 35-37) cujas funções peso tem seu máximo localizado próximo da superfície terrestre, e sofrem grande influência dos parâmetros de superfície. Além dos canais de superfície, os canais com máximo de função peso localizados na região da estratosfera (1, 32-34) também apresentaram níveis significativos de erro. Nesta região, normalmente não existe observação por radiossondagens e os campos de análise (quando existente) são pouco representativos, e os perfis devem ser extrapolados até o topo da atmosfera para serem utilizados pelo modelo direto. O canal de ozônio (9) apresenta um “BIAS” significativo. Isto acontece porque o perfil de ozônio não é observado de maneira sistemática, ou seja, o perfil de ozônio não é atualizado durante o processo de inversão. Este canal não é utilizado para a inferência de perfis de temperatura e umidade. Os canais associados com a banda de absorção do vapor d’água (10-12, 21-23, 38-40) também mostram um alto nível de erro (STDEV) que será melhor detalhado na Seção 5.5.4.

Conforme mencionado anteriormente, erros na estimativa dos parâmetros de superfície tais como temperatura e emissividade, dificultam a inferência de perfis verticais sobre o continente. Para que este problema possa ser melhor entendido e possam ser propostas soluções que venham a diminuir a influência desta fonte de erro sobre a acurácia final dos perfis inferidos é necessário saber que canais são mais sensíveis a estes parâmetros e em quais condições. Visando estimar a influência exercida sobre o erro no modelo direto pela variação na temperatura de superfície, emissividade da superfície e umidade, alguns experimentos são propostos nas próximas seções (Seções 5.5.2, 5.5.3 e 5.5.4).

5.5.2 – Temperatura da Superfície Terrestre

Com o intuito de se avaliar a dependência dos canais ATOVS com relação a temperatura da superfície terrestre, foi calculado o desvio médio sofrido pela temperatura de brilho estimada pelo modelo direto, com relação a uma variação na temperatura da superfície. Neste caso, a temperatura da superfície foi aumentada em 3.0 K. Vale salientar que este valor não foi escolhido arbitrariamente, mas através de experimentos (para este conjunto de dados) que mostraram que este é o desvio padrão médio do erro entre a temperatura da superfície estimada a partir de dados de satélite e a análise do CPTEC. Os resultados são apresentados na Figura 5.5.3 para dois tipos de superfície (oceano e continente), e três diferentes quantidades de TPW: menor que 25 kg/m² (azul), maior que 45 kg/m² (amarelo) e para valores intermediários (vermelho). Analisando-se essa figura nota-se que praticamente todos os canais que fazem parte do sistema ATOVS sofrem alguma influência da temperatura da superfície, sobretudo os canais localizados na região de janelas atmosféricas. Verifica-se também que a sensibilidade do canal com relação à temperatura de superfície, aumenta com a diminuição da quantidade total de vapor d'água no perfil, para a grande maioria dos canais. A explicação para este fato é que quanto menor for a concentração de vapor d'água no perfil, maior será o deslocamento da função peso em direção à superfície, e conseqüentemente passa a sofrer maior influência de suas características. Isto significa que em uma atmosfera tropical a influência da superfície é menor se comparada a uma

atmosfera de latitudes médias, por exemplo. Alguns trabalhos, como English (1998), ilustram muito bem este tipo de processo.

5.5.3 – Emissividade da Superfície Terrestre

O mesmo tipo de teste aplicado para temperatura da superfície terrestre foi também utilizado para verificar a sensibilidade dos canais AMSU com relação à emissividade da superfície (sobre o continente). Foi calculada a variação média sofrida pelo modelo direto quando o valor nominal de emissividade da superfície é aumentado em 0.05. Os resultados são apresentados na Figura 5.5.4 para três diferentes quantidades de TPW: menor que 25 kg/m^2 (azul), maior que 45 kg/m^2 (amarelo) e para valores intermediários (vermelho). Como era de se esperar, os canais mais afetados foram os canais localizados em regiões de janelas atmosféricas (canais de superfície). Além dos canais de janela, os canais 4, 5 e 20 também demonstraram uma pequena sensibilidade com relação à emissividade da superfície. O desvio padrão do campo de emissividade para os diferentes canais sensíveis a emissividade ficou em torno de 0.05. Sobre o oceano, o ICI utiliza a rotina FASTEM (English et al. 1998) para estimar a emissividade em superfície na faixa de microondas, neste caso, nenhuma alteração foi feita com relação à versão original desse modelo.

Conforme mencionado na Seção 4.4, neste estudo foram testadas duas técnicas distintas para a estimativa da emissividade da superfície (continente) para os canais AMSU. A primeira é baseada em um método de regressão apresentado por Weng and Yan (2000). A Figura 5.5.5 mostra o campo médio de emissividade para a frequência de 23.8 GHz estimados por esta técnica durante o período de 08 de Fevereiro a 08 de Março de 2000. Note que somente a área abrangida pelas observações do satélite é mostrada. Na segunda técnica, a estimativa da emissividade dos canais AMSU é inferida a partir de um atlas de emissividade (Pringent et al. 1999). A Figura 5.5.6 mostra um mapa da emissividade da superfície para toda a América do Sul, estimada segundo esta técnica, onde a secante do ângulo zenital foi considerada igual a 1.

Analisando os gráficos mencionados acima, nota-se que os campos de emissividade fornecida por ambas as técnicas apresentam-se bastante consistentes. É possível identificar os locais que apresentam grandes superfícies d'água e/ou regiões pantanosas, como é o caso do rio Amazonas, do rio Araguaia no centro do País, e do Pantanal. Estes locais aparecem nas figuras como áreas com valores mais baixos de emissividade, devido à propriedade física que a água possui de refletir mais eficientemente a radiação na faixa das microondas. Regiões onde a topografia é bastante elevada também apresentam valores mais baixos de emissividade, como é o caso da Cordilheira dos Andes. Os resultados mostrados aqui são semelhantes àqueles obtidos por Souza (1999), que realizou um trabalho de obtenção de campos emissividade, específicos para o Brasil. Embora as duas técnicas tenham se mostrado eficientes, vale lembrar que em ambos os casos existem algumas deficiências. No caso da técnica de regressão, o modelo é dependente do conhecimento à priori na geração dos coeficientes de regressão. No caso do Atlas, existe uma dependência com relação a climatologia dos dados que foi usada em sua confecção. Comparando as duas técnicas, observa-se que o Atlas apresentou-se mais preciso, isto se reflete também na estatística do modelo de transferência radiativa.

A Tabela 5.5.1 mostra a estatística do erro da diferença entre a temperatura de brilho dos canais AMSU observada pelo satélite e simulada pelo modelo direto, usando três campos de emissividade diferentes. No primeiro caso, o modelo direto foi rodado com um campo de emissividade constante, como é realizado na versão operacional do modelo ICI. No segundo caso, foi usado a campo de emissividade calculado pela técnica de regressão e, finalmente, no terceiro caso foi usado o campo de emissividade gerado pela técnica de Pringent. Os canais que se mostraram sensíveis às alterações na emissividade da superfície estão destacados dos demais (faixa cinza na tabela). Analisando os valores mostrados na tabela, nota-se que o Atlas apresenta melhor desempenho para a maioria dos canais sensíveis a emissividade, para o conjunto de dados utilizados. Portanto, esta foi a técnica escolhida para ser incorporada à versão experimental do modelo ICI.

TABELA 5.5.1 – ESTATÍSTICA DO ERRO DA TEMPERATURA DE BRILHO DOS CANAIS AMSU SIMULADA PELO MODELO DIRETO, PARA TRÊS DIFERENTES CAMPOS DE EMISSIVIDADE DA SUPERFÍCIE TERRESTRE.

Número do Canal	BIAS (K)			Desvio Padrão (K)		
	Constante	Regressão	Atlas	Constante	Regressão	Atlas
21	-13.63	-0.83	2.31	15.01	11.23	11.46
22	-16.36	1.44	3.29	18.96	13.91	14.79
23	-9.74	-2.14	-0.79	7.82	5.83	5.51
24	-2.29	-0.85	-0.46	2.00	1.65	1.28
25	-0.84	-0.59	-0.54	0.65	0.63	0.56
26	0.06	0.06	0.07	0.53	0.53	0.54
27	-0.15	-0.15	-0.15	0.47	0.47	0.47
28	0.36	0.36	0.36	0.35	0.35	0.35
29	0.52	0.52	0.52	0.45	0.45	0.45
30	0.41	0.41	0.41	0.48	0.48	0.48
31	-0.53	-0.53	-0.53	0.74	0.74	0.74
32	-1.43	-1.43	-1.43	1.47	1.47	1.47
33	-0.94	-0.94	-0.94	2.03	2.03	2.03
34	-0.04	-0.04	-0.04	1.92	1.92	1.92
35	-11.27	-3.23	-1.52	7.57	5.92	5.04
36	-10.09	-1.96	-0.33	8.09	6.59	5.66
37	-3.39	-1.36	-0.86	3.59	3.23	2.15
38	-1.74	-1.74	-1.74	5.83	5.83	5.83
39	-1.54	-1.54	-1.54	4.37	4.37	4.37
40	-0.59	-0.59	-0.58	3.18	3.18	3.18

5.5.4 – O Problema da Baixa Acurácia dos Canais Sensíveis ao Vapor D'água

Calculou-se o BIAS e o desvio padrão (STDEV) da diferença da temperatura de brilho simulada pelo modelo direto, adicionando um nível de ruído gaussiano de 20% no perfil de umidade. A estatística foi realizada para 30 dias de dados e é apresentada na Figura 5.5.7 para duas situações distintas: a) adição simultânea de ruído em todos os 40 níveis do modelo (azul); b) e adição de ruído separadamente em cada nível do modelo (vermelho). A comparação entre as Figuras 5.5.7 e 5.5.1, mostra que os canais mais sensíveis à presença do vapor d'água são também os canais que apresentaram os maiores erros na estatística do modelo direto.

O fato apresentado acima pode estar associado a diferentes causas como, por exemplo: o modelo direto não consegue simular propriamente estes canais; as medidas de umidade obtidas pelas análises e radiossondas não possuem uma boa acurácia; problemas de colocalização temporal e espacial entre os dados do satélite e as observações. Os efeitos causados pela baixa acurácia dos canais de umidade estão relacionados diretamente com a performance do modelo de inversão, no que diz respeito à inferência de perfis verticais de umidade. Como se pode notar na Tabela 5.541, enquanto o processo de inversão dos perfis de temperatura consegue um ganho de aproximadamente 20% com relação ao perfil inicial, o ganho com relação à inversão dos canais de umidade é menor que 10% sob condições de céu limpo e é quase nulo para condições de céu nublado. Como consequência, enquanto o erro médio do perfil de temperatura fica abaixo de 1 K (que é um valor bastante razoável para grande parte das aplicações meteorológicas), a inferência de perfis de umidade ainda apresenta erros bastante significativos (com valores acima de 1,5 g/kg para umidade específica e acima de 15% para umidade relativa), sobretudo sobre o continente.

5.5.5 – Dependência do Modelo Direto com Relação ao Ângulo de Visada

A acurácia do modelo direto é uma função também do ângulo de escaneamento do sensor. Quanto mais distante do ângulo zenital estiver localizado o pixel, maior será a área da elipse formada pelo seu FOV, e conseqüentemente maior será o erro cometido ao se tentar simular este pixel. O modelo ICI possui um esquema para a correção do viés associado à diferença no ângulo de visada. Um termo de correção que depende da secante do ângulo de visada é aplicado às observações de temperatura de brilho, antes de serem utilizadas pelo sistema de inversão. Contudo, em algumas situações, o erro na simulação da temperatura de brilho pode ser assimétrico com relação ao ângulo de medida (Lavant 2000, Comunicação Pessoal). Nesta situação, um algoritmo de correção que seja função apenas do ângulo de visada não poderá corrigir propriamente o viés. Assim, é preciso também levar em conta o sinal do ângulo de escaneamento para se modelar melhor o efeito de assimetria.

A Figura 5.5.8 mostra o BIAS da diferença entre a temperatura de brilho simulada e a observada pelo satélite levando em consideração a variação no ângulo de escaneamento para os canais 24-32 do AMSU-A (em cima) e 38-40 do sensor AMSU-B (centro). Apresenta-se também o número de observações usadas no cálculo desta estatística (em baixo). Para que a assimetria do erro possa ser melhor observada, o valor do erro para o nadir foi subtraído dos valores originais. Como se pode observar, o efeito de assimetria existente neste conjunto de dados não foi muito significativo, com o valor máximo sendo inferior a 1 K. Provavelmente, para uma estatística que envolva um número bem maior de comparações, o efeito de assimetria deve diminuir ainda mais, devido a diminuição do efeito da variabilidade atmosférica. Desta forma, considerou-se não ser necessário ajustar o algoritmo de correção do BIAS.

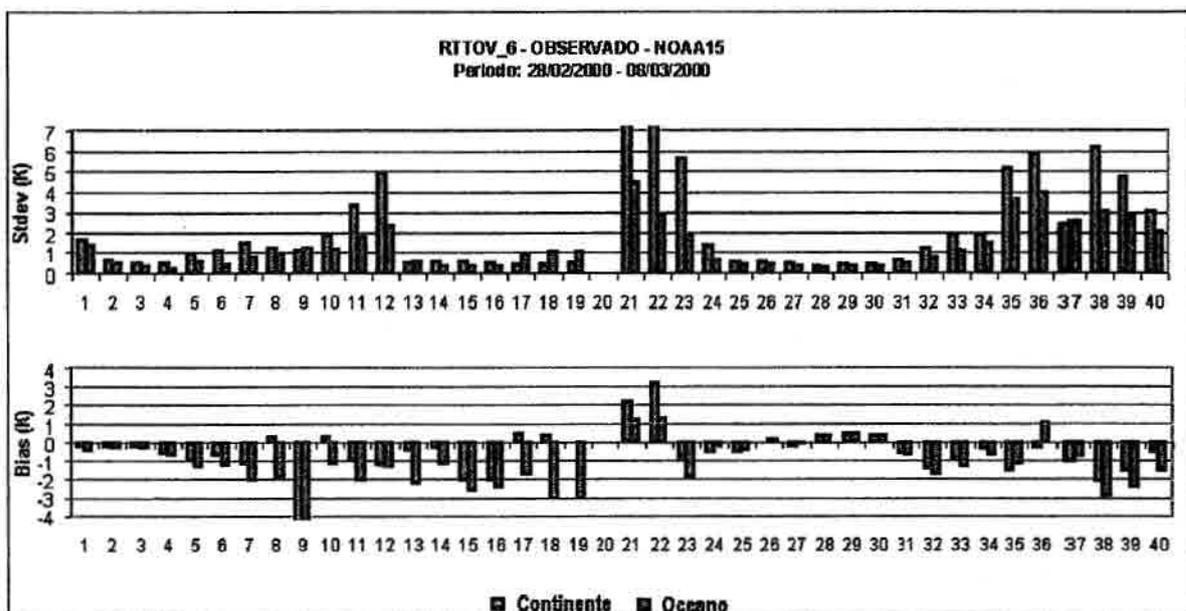


Fig. 5.5.1 - BIAS e o desvio padrão (STDEV) da diferença entre a temperatura de brilho simulada e observada pelo satélite. Cálculo realizado para o NOAA-15 para o período de 28 de Fevereiro a 08 de Março de 2000.

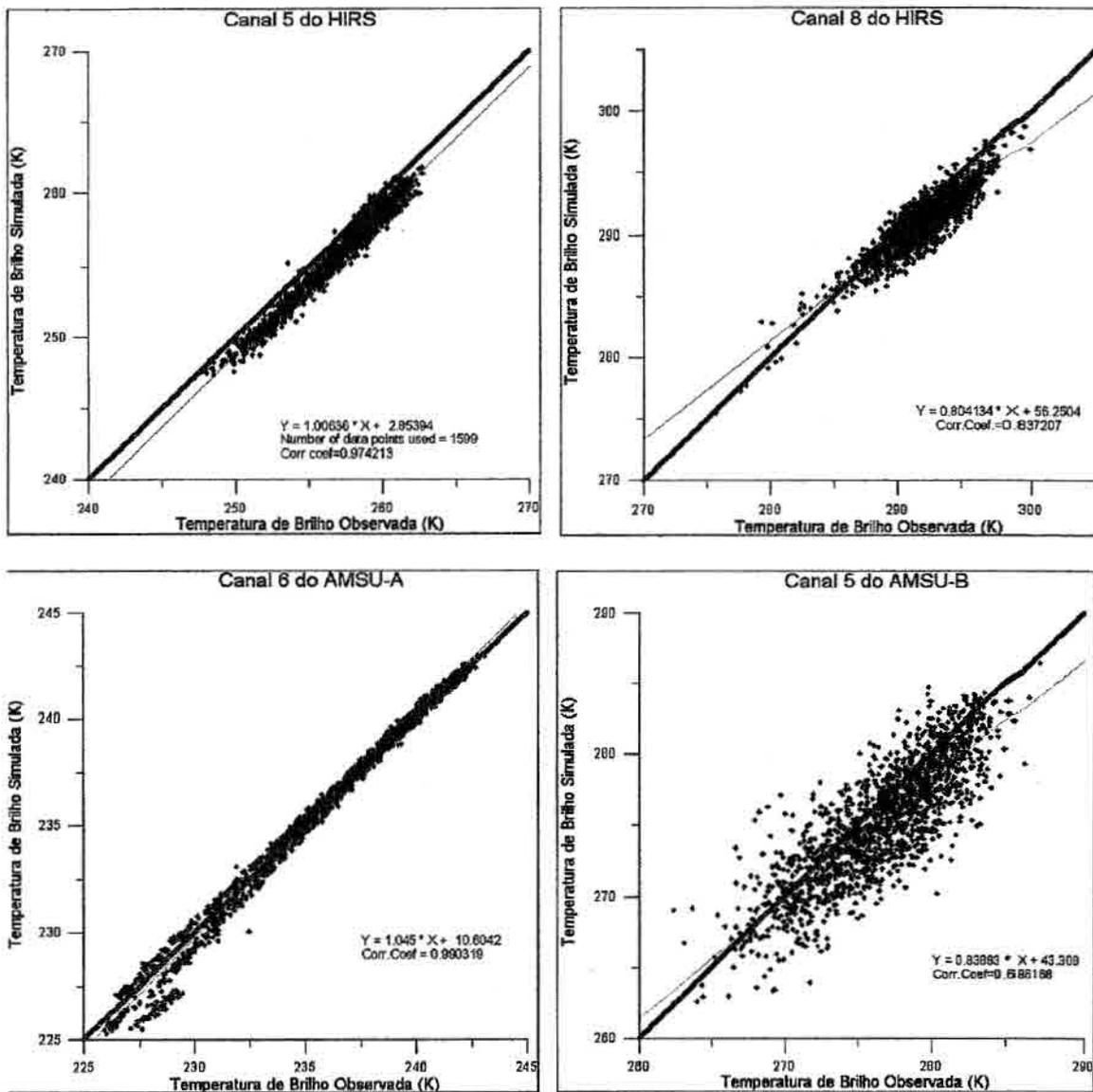


Fig. 5.5.2 - Gráfico da dispersão entre a temperatura de brilho observada pelo satélite e a simulada pelo modelo RTTOV-6, para os canais 5 e 8 do sensor HIRS, canal 6 do AMSU-A e canal 5 do AMSU-B.

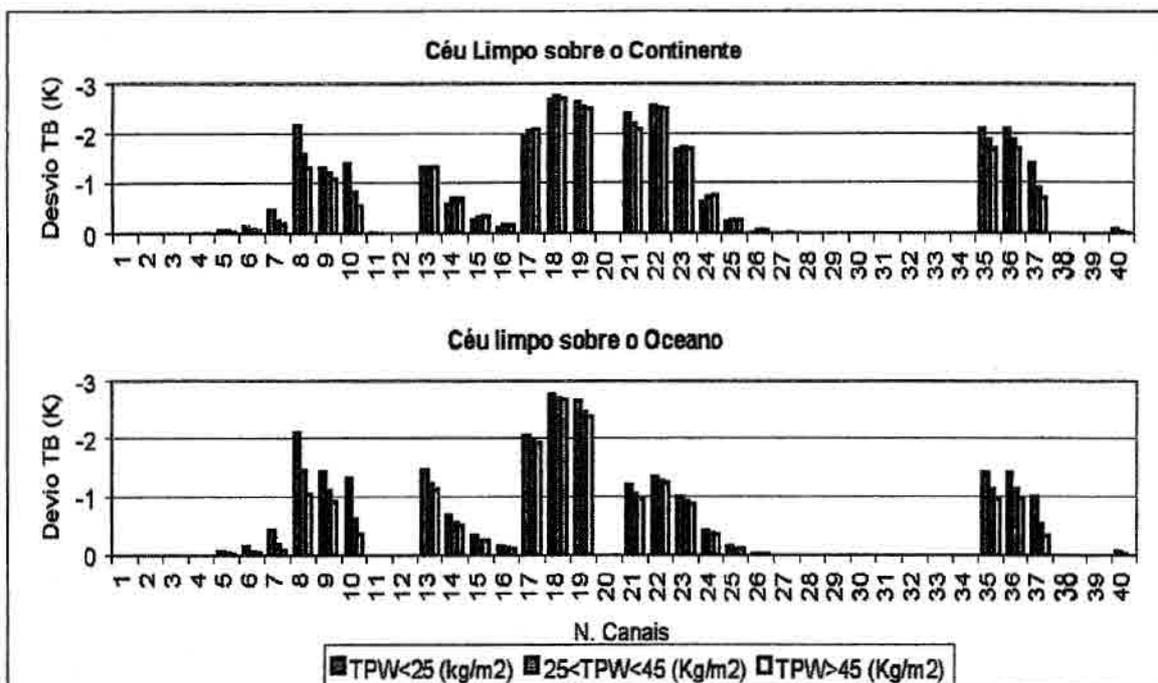


Fig. 5.5.3 - Desvio quadrático médio da diferença da temperatura de brilho simulada pelo modelo RTTOV-6, variando a temperatura da superfície terrestre em 3.0 K. A estatística foi realizada para 30 dias de dados e 3 diferentes valores de TPW.

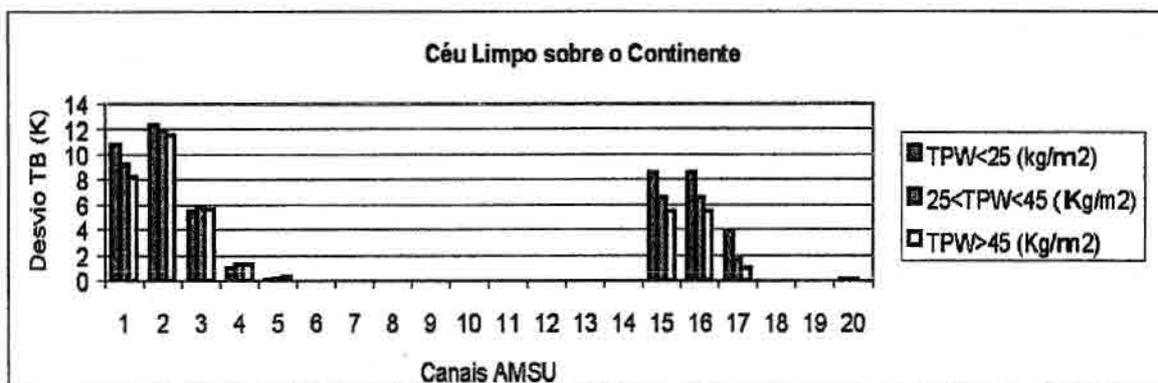


Fig. 5.5.4 - Desvio quadrático médio da diferença da temperatura de brilho simulada pelo modelo RTTOV-6, variando o valor nominal da emissividade de superfície em 0.05. A estatística foi realizada para 30 dias de dados e 3 diferentes valores de TPW.

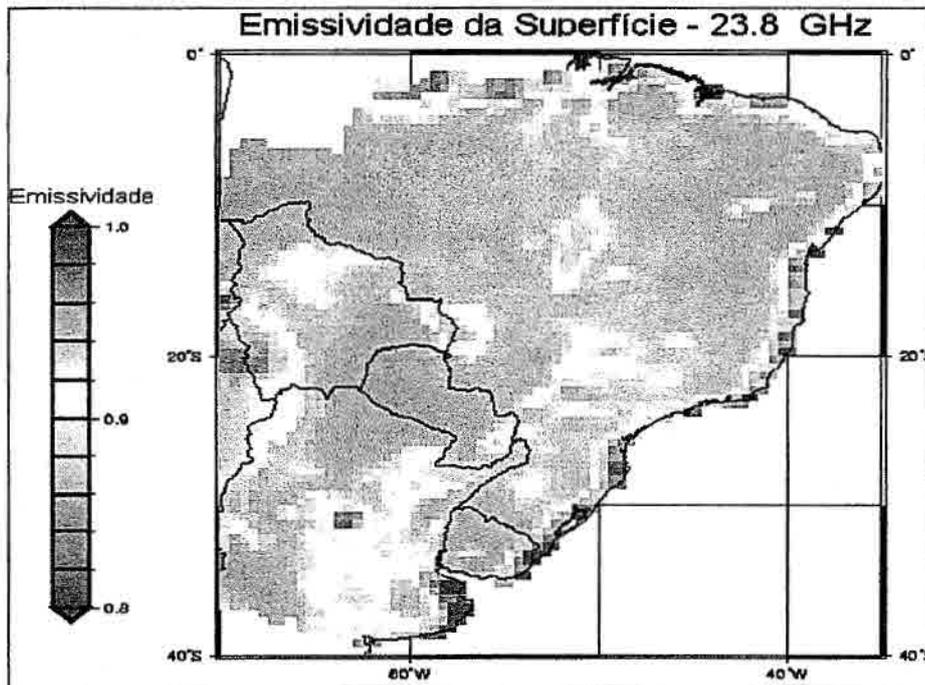


Fig. 5.5.5 - Emissividade da superfície em 23.8 GHz obtida pelo algoritmo de regressão de Weng e Yan (2000).

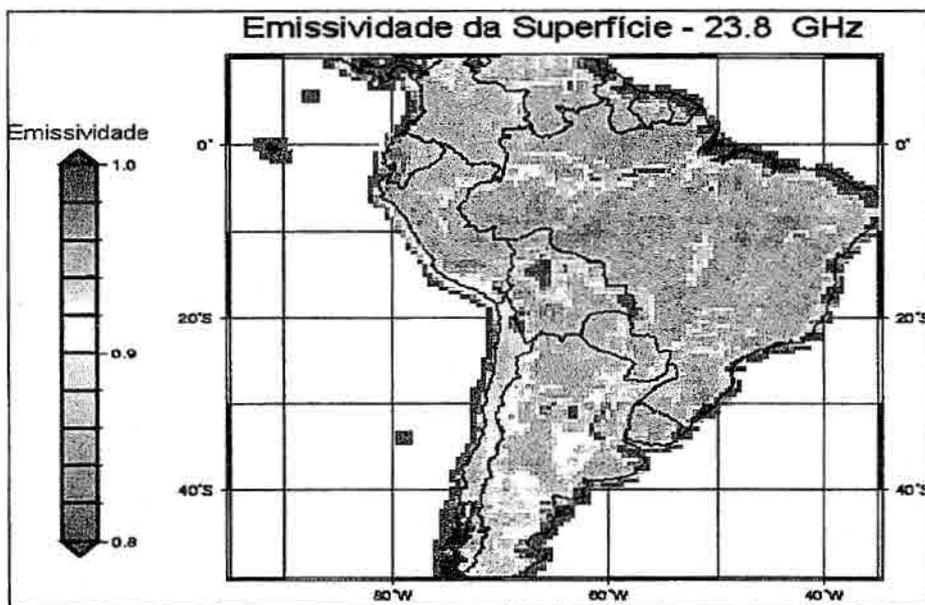


Fig. 5.5.6 - Emissividade da superfície em 23.8 GHz obtida pelo algoritmo de Pringent et al. (1997).

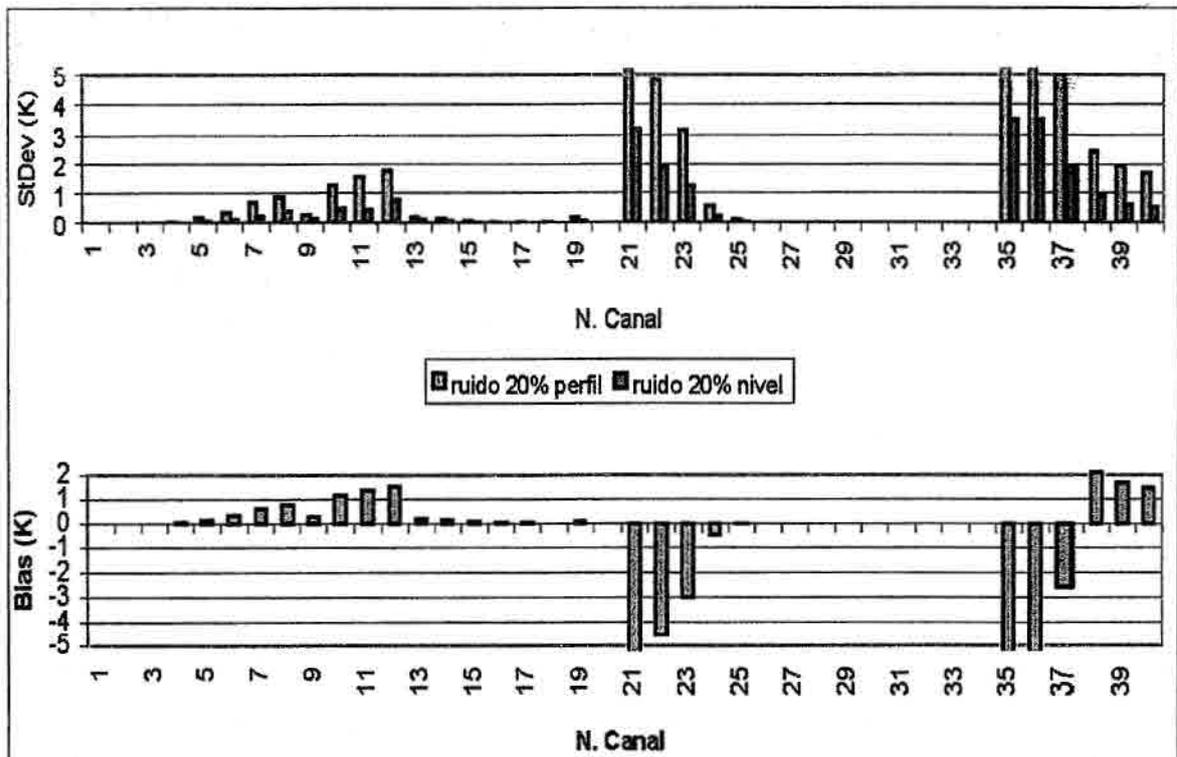


Fig. 5.5.7 – BIAS e desvio padrão (STDEV) da diferença da temperatura de brilho simulada pelo modelo RTTOV-6, adicionando-se um nível de ruído gaussiano de 20% no perfil de umidade. No primeiro caso o ruído foi simultaneamente adicionado em todos os 40 níveis do modelo (azul). No segundo caso o ruído foi adicionado em cada nível do modelo separadamente (vermelho). A estatística foi realizada para 30 dias de dados.

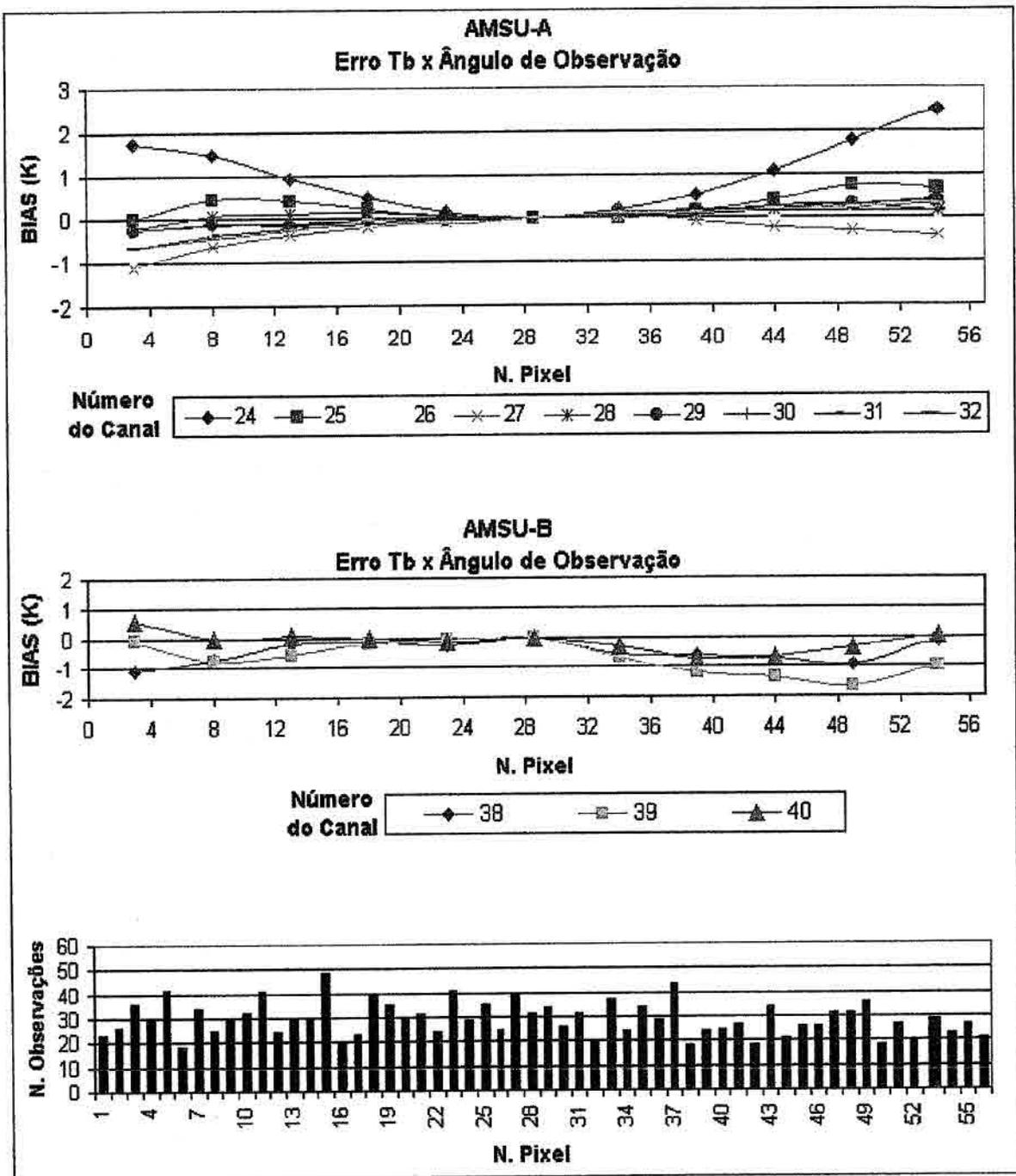


Fig. 5.5.8 - BIAS da diferença entre a temperatura de brilho simulada e observada pelo satélite levando-se em consideração a variação no ângulo de escaneamento para os canais 38-40 do sensor AMSU-B. O gráfico localizado na parte inferior mostra o número de observações usadas no cálculo desta estatística.

5.6 –Assimilação dos Perfis Verticais de Temperatura e Umidade obtidos a partir do modelo ICI

Nesta seção são apresentados os resultados provenientes da assimilação dos perfis termodinâmicos inferidos com o modelo de inversão ICI (ver Seções 5.2 e 5.3). Essencialmente, os experimentos foram conduzidos em duas etapas:

- Na primeira etapa (Seção 5.6.1), os campos de “análise” e de “incrementos de análise” gerados pelo sistema de assimilação RPSAS foram comparados entre si e também com os campos de “análise” e de “incrementos de análise” do modelo global do CPTEC. Com isto, procurou-se avaliar com que intensidade os perfis de sondagem TOVS foram aceitos pelo modelo de assimilação e em que regiões isto se deu de forma mais ou menos significativa. Vale salientar que os campos de “incrementos de análise” do modelo global do CPTEC utilizados neste estudo foram obtidos a partir da diferença entre ao campo de análise e o campo de previsão de 06 h válida no horário da análise;
- Na segunda etapa (Seção 5.6.2), os campos gerados a partir das análises obtidas pelo RPSAS (com e sem dados TOVS) foram comparados entre si e também com dados de radiossondagem e campos de análise do modelo global do CPTEC. Desta forma, procurou-se avaliar o impacto causado pela inclusão de sondagens TOVS nos campos de previsão de tempo, verificar se houve ou não melhora nestes campos.

5.6.1 – Obtenção e Avaliação dos Campos de Análise e “Incrementos de Análise” com o Modelo de Assimilação RPSAS

A avaliação dos vetores de incrementos de análise obtidos através do modelo RPSAS foi baseada no estudo das seguintes variáveis: altura geopotencial em 500 hPa, umidade específica em 850 hPa, e o módulo da velocidade do vento em 300 hPa. O estudo foi limitado sobre uma região da América do Sul (45°S a 0° e 75°W a 20°W), para os horários sinóticos das 00 e 12 UTC. Duas situações distintas foram aplicadas e comparadas nesta seção:

- Na primeira, denominada “controle”, o RPSAS foi alimentado apenas com os dados recebidos no CPTEC via GTS, ou seja, sem a inclusão de sondagens TOVS, e

- Na segunda, denominada "TOVS", além das informações providas pelo GTS, incluiu-se também perfis verticais de temperatura virtual inferidos pelo ICI a partir de dados TOVS.

Na Figura 5.6.1 pode-se observar a média do campo de "incremento de análise" da altura geopotencial em 500 hPa do modelo global do CPTEC, gerados pelo modelo RPSAS sem dados TOVS, e com dados TOVS. Na parte central e inferior da figura estão representados respectivamente o campo do desvio médio e o erro RMS, ambos calculados a partir da diferença entre o modelo global do CPTEC e o modelo RPSAS (para os experimentos controle e TOVS). A diferença entre as duas situações é apresentada no gráfico da direita. As Figuras 5.6.2 e 5.6.3 trazem a mesma informação que a Figura 5.6.1, mas para os campos de umidade específica em 850 hPa e velocidade do vento em 300 hPa, respectivamente. A estatística foi realizada para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000. Examinando os resultados apresentados, nota-se que os campos de "incremento de análise" do modelo global e do modelo RPSAS diferem bastante entre si, chegando a ter sinais contrários em algumas regiões. Contudo, o resultado de maior relevância para esta pesquisa foi que, a diferença entre os campos de "incremento" do modelo RPSAS com e sem dados TOVS foi bastante significativa. Os valores desta diferença foram da mesma ordem de grandeza que os do próprio campo de "incrementos de análise", exceto para o campo de umidade, como já era de se esperar, já que perfis de umidade não foram assimilados diretamente pelo RPSAS (foram utilizados perfis de temperatura virtual). A maior diferença ocasionada pela assimilação das sondagens TOVS foi observada no campo de vento em 300 hPa, sobretudo na região oceânica. Para o campo de altura geopotencial em 500 hPa, a diferença foi mais acentuada sobre o continente, comportamento semelhante ocorreu em 850 hPa no campo de umidade, mas somente para alguns pontos isolados. De um modo geral, os resultados obtidos indicam que a assimilação de sondagens TOVS (perfis de temperatura virtual) produz mudanças significativas no campo de "incremento de análise".

Na Figura 5.6.4 pode-se observar o erro RMS entre o campo de análise do modelo global do CPTEC e os campos de análise gerados pelo RPSAS. É apresentado também o erro RMS entre o experimento “controle” e “TOVS” (gráfico da direita). Os cálculos foram realizados para o período de 23/02/2000 a 08/03/2000 para os campos de altura geopotencial em 500 hPa, umidade específica em 850 hPa e velocidade do vento em 300 hPa. Ao se comparar os campos de análise do modelo global do CPTEC com os do RPSAS nota-se que existe uma grande diferença entre ambos na região da Cordilheira dos Andes, principalmente para os níveis mais próximos à superfície (não mostrado), que provavelmente está associado ao fato dos dois modelos usarem diferentes tipos de coordenadas. De um modo geral, o valor desta diferença é em torno de uma ordem de grandeza maior que aquela observada quando comparada as duas situações estudadas com o modelo RPSAS. Somente para o campo de velocidade do vento, as ordens de grandeza dos campos de diferença são comparáveis. Uma característica que pode ser notada em todos os campos avaliados, é que o impacto da inclusão de sondagens TOVS no campo de análise não ocorre de forma homogênea, ou seja, existem núcleos onde o impacto é maior, e outras regiões onde ele é praticamente nulo.

É importante ressaltar a dependência dos resultados apresentados anteriormente com relação ao modelo de assimilação utilizado, pois os efeitos podem variar de modelo para modelo, ou até mesmo com o mesmo modelo, quando se utilizam diferentes ajustes e configurações. Vale lembrar também que o objetivo deste trabalho é verificar o impacto dos perfis inferidos com o modelo ICI nos campos de previsão de tempo, e não avaliar o desempenho do modelo de assimilação de dados.

5.6.2 – Avaliação do Impacto das Sondagens TOVS no Campo de Previsão do Modelo Eta/RPSAS

O modelo de previsão Eta foi rodado para os dias 27, 28 e 29 de Fevereiro de 2000, para os horários sinóticos das 00 e 12 UTC, usando como condição inicial os campos de análise gerados pelo modelo de assimilação RPSAS (com e sem dados TOVS). Sendo o prazo da previsão de 72h, o período em estudo está compreendido entre os dias 27 de

Fevereiro e 03 de Março de 2000. Este evento foi escolhido por apresentar características típicas do período e região em estudo. O período é caracterizado pela presença de muita nebulosidade, principalmente na região da ITCZ (Figura 5.6.5). Na faixa subtropical observa-se a passagem de um sistema frontal, que está bem nítido nas imagens de satélite do dia 28 de Fevereiro a 01 de Março, associado a uma banda de nebulosidade que se estende de noroeste à sudeste, e cobre parte das regiões Sul e Sudeste do Brasil e também do oceano Atlântico.

A Figura 5.6.6 mostra a diferença entre a previsão de 72h do modelo Eta/RPSAS e a análise do modelo global do CPTEC, para o campo de altura geopotencial em 500 hPa (gráfico superior), para o dia 29 de Fevereiro de 2000 às 00 UTC. Os gráficos localizados no centro e na parte inferior da figura trazem a mesma informação, mas para os campos de temperatura em 850 hPa e água precipitável. Os campos foram comparados para duas situações distintas de condições iniciais: sem dados TOVS (gráfico da direita) e com dados TOVS (gráficos da esquerda). De um modo geral, os maiores desvios entre as previsões do modelo Eta com relação à análise do modelo global estão associadas à passagem do sistema frontal sob a área de estudo, e também na região dos Andes. Contudo, qualitativamente nota-se que a inclusão dos dados TOVS no campo de previsão praticamente não altera a disposição espacial destes campos, ou seja, as regiões caracterizadas por maior ou menor desvio permanecem inalteradas, e apenas uma variação na intensidade destes valores é observada.

A Figura 5.6.7 apresenta para a mesma situação descrita acima, a diferença entre os campos de análise e previsão de 72 h do modelo Eta/RPSAS, inicializados com e sem a inclusão de dados TOVS. Pode-se notar que em todas as variáveis consideradas, o impacto da inclusão de dados TOVS foi bastante significativo. Para o campo de altura geopotencial a diferença chega a ser maior que 10 m, e para o campo de temperatura, em diversos pontos, a diferença ultrapassa 1 K; Entretanto, foi para o campo de previsão de água precipitável que se observa o maior impacto devido à assimilação de sondagens TOVS na geração do campo de condição inicial para o modelo Eta. Como esperado, a diferença existente entre os campos de análise e previsão de 72 h com e sem dados

TOVS é praticamente conservada para as variáveis de altura geopotencial e temperatura. Contudo, para o campo de água precipitável, pode-se observar que a pequena diferença existente no campo da análise é aumentada em pelo menos uma ordem de grandeza, ou seja, para esta variável, a influência da condição inicial sobre a previsão não somente se propagou com o aumento do prazo da previsão, mas foi consideravelmente amplificada, mesmo com a condição de contorno sendo atualizada a cada 6 horas através da análise do modelo Global.

A Figura 5.6.8 mostra a evolução temporal do erro RMS médio entre a análise do modelo global do CPTEC e a previsão do modelo Eta/RPSAS inicializada com a análise do dia 29/02/2000 às 00 UTC. A comparação é realizada em intervalos de 12 h para os campos de altura geopotencial em 500 hPa, temperatura em 850 hPa, velocidade do vento em 300 hPa e água precipitável. A estatística do erro foi calculada para a região geográfica 40°S a 10°S e 65°W a 27°W. Pode-se notar que, de um modo aproximado, a diferença entre os campos de previsão com e sem dados TOVS tendem a sofrer uma pequena diminuição com o aumento do prazo da previsão; mas no caso do campo de água precipitável acontece justamente o contrário, ou seja, a diferença que é praticamente nula no instante zero (análise) aumenta com o passar do tempo. Um fato que parece anormal acontece com o campo de temperatura, para ambas as situações, o erro decai com o aumento do prazo da previsão. Contudo, esta diferença (aproximadamente 0.5 K) é menor que a variação diária no erro da previsão, como será visto a seguir.

A Figura 5.6.9 mostra o erro RMS médio calculado entre o campo de previsão de 72 h do modelo Eta/RPSAS e a análise do modelo global do CPTEC para os campos de altura geopotencial em 500 hPa, temperatura em 850 hPa, velocidade do vento em 300 hPa e água precipitável. As seguintes configurações foram avaliadas: sem a inclusão de sondagens TOVS (linha azul) e incluindo sondagens TOVS (linha vermelha). Em geral, em relação à análise do modelo global, os resultados indicam que o erro RMS médio foi ligeiramente maior quando se usa sondagem TOVS (linha azul) para a maior parte dos períodos, porém em alguns locais, sobretudo para o campo de velocidade do vento,

aconteceu o contrário. Como os resultados não apresentam um comportamento (tendência) homogêneo e o período analisado foi muito curto, é praticamente impossível avaliar se o impacto das sondagens TOVS é positivo ou negativo, e chegar a um parecer conclusivo acerca deste problema. Uma das particularidades que se destaca na Figura 5.6.9 é que em termos médios, a diferença entre os campos obtidos com e sem sondagens TOVS é pequena, quando comparada com os valores observados nos campos das Figuras 5.6.6 e 5.6.7. Os valores ficaram em torno de 2 m para o campo de altura geopotencial, 0.5 mm para o campo de água precipitável, 0.3 m/s para o campo de velocidade do vento, e menores que 0.2 K para o campo de temperatura. Isto vai de encontro ao que foi discutido anteriormente: o impacto não se dá de forma homogênea, mas se concentra em certas regiões do campo. Outra explicação para isto decorre do fato que a distribuição espacial dos dados de satélite é irregular. Assim, ao se calcular a média sobre toda a área, muitas regiões onde não existem dados de satélite também são consideradas no cálculo, resultando em uma suavização no campo das diferenças em ambas as situações.

Uma abordagem clássica para se avaliar o impacto das sondagens TOVS é compará-las com observações de ar superior, ponto a ponto. Contudo, esta abordagem é mais apropriada quando se dispõe de um grande número de observações de ar superior, que não é o caso deste trabalho. Além disso, quando se busca ressaltar algumas características da técnica utilizada, em particular, aquelas que são de importância para estudo sinótico, uma avaliação baseada em uma análise nível a nível, conforme foi apresentada anteriormente, é mais adequada. A seguir são apresentados alguns resultados de comparação com dados de radiossondagens para o perfil de temperatura e altura geopotencial.

A Figura 5.6.10 mostra a diferença entre o erro RMS calculado para a previsão de 72 h do modelo Eta/RPSAS inicializado sem e com sondagens TOVS, co-localizado (o mais próximo) com o perfil da radiossonda localizada em São Paulo (23°6'S e 46°6'W), no dia 29 de Fevereiro de 2000, às 00 UTC. As regiões com valores positivos (erro RMS sem TOVS maior que RMS com TOVS) estão associadas a um impacto positivo da

sondagem TOVS, e valores negativos estão associados com impacto negativo. Nota-se que além da diferença ser pequena, existem níveis onde o impacto é positivo e vice-versa, não ficando claro uma tendência, isto também acontece para outros casos não mostrados aqui. A Figura 5.6.11 mostra a mesma informação que a Figura 5.6.10, mas a comparação foi realizada para os todos os pontos de sondagens co-localizadas com as radiossondagens na área de estudo para o período de 27 a 29 de Fevereiro de 2000. Neste caso pode-se observar que existe a tendência de um pequeno impacto positivo quando se usa sondagem TOVS, porém devido ao baixo número de co-localizações, não se pode chegar a uma conclusão definitiva a este respeito.

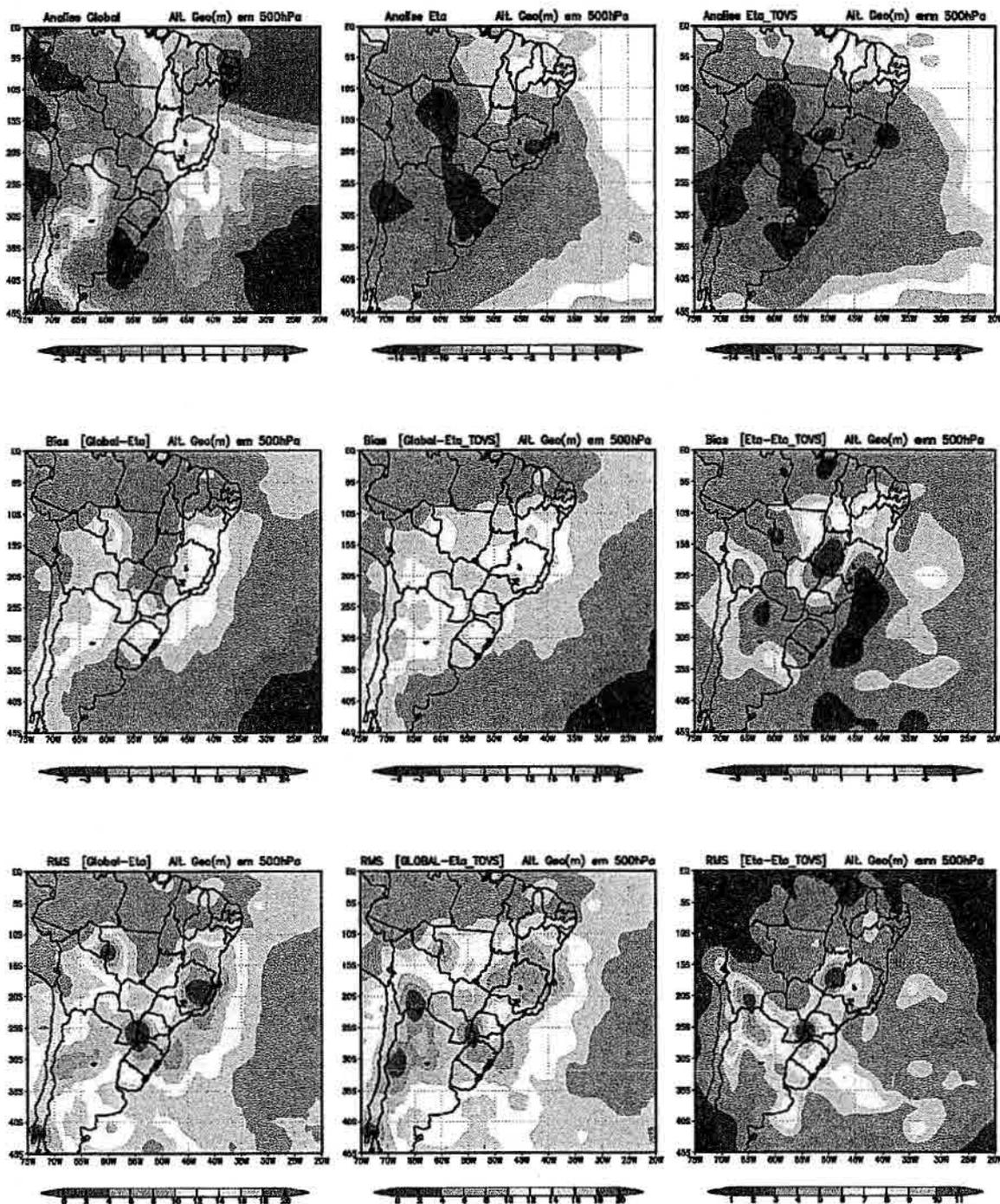


Fig. 5.6.1 - Comparação entre o campo de “incremento de análise” da altura geopotencial (m) em 500 hPa gerado pelo modelo RPSAS (com e sem a inclusão de sondagens verticais TOVS) com o “campo de incremento de análise” do modelo global do CPTEC. A estatística foi realizada para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000. Note que existe uma mudança de escala nos gráficos da coluna da direita.

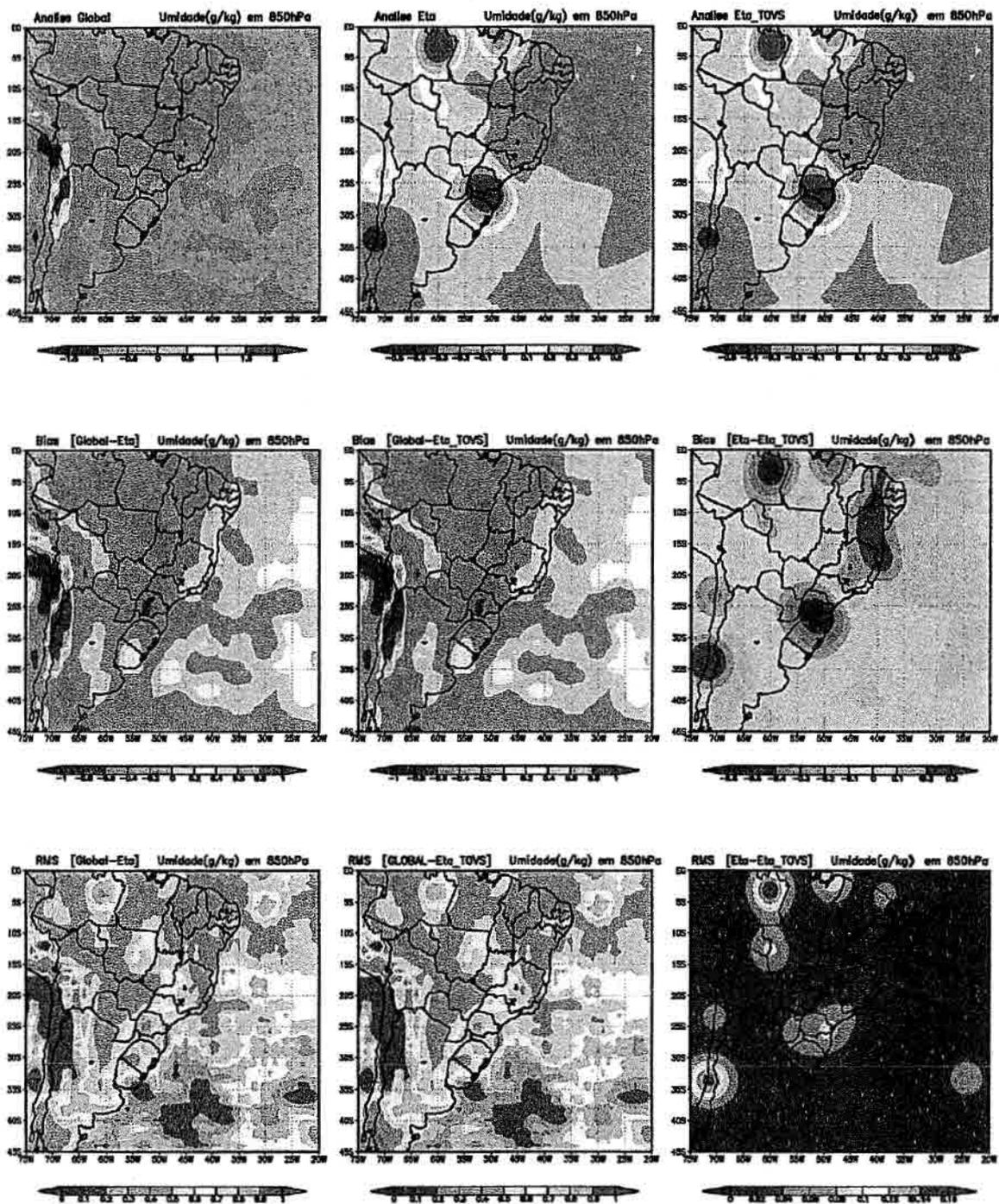


Fig. 5.6.2 – Mesmo que a Figura 5.6.1, mas para campo de “incremento de análise” da umidade específica (g/kg) em 850 hPa.

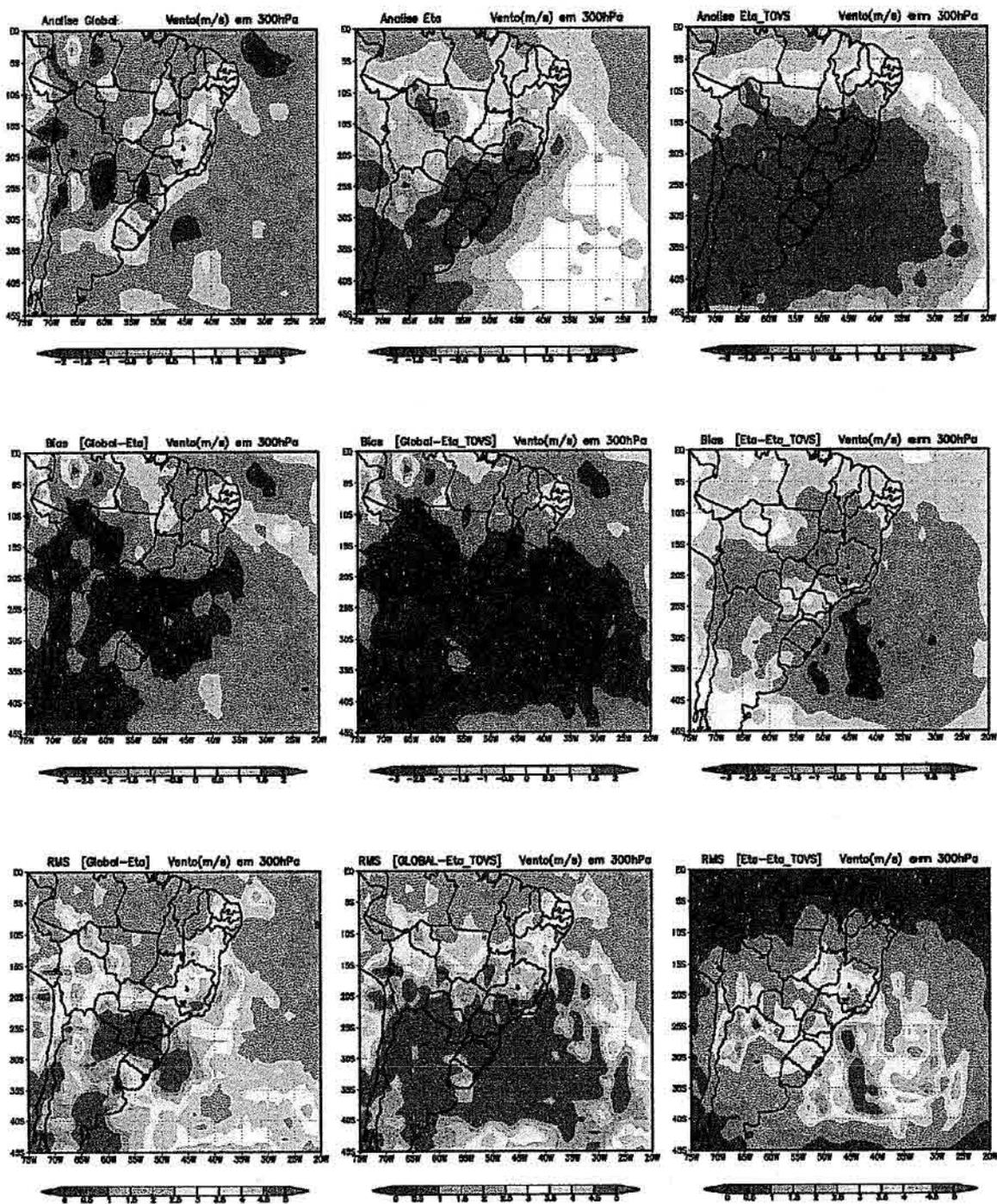


Fig.5.6.3 - Mesmo que a Figura 5.6.1, mas para campo de “incremento de análise” da velocidade do vento (m/s) em 300 hPa.

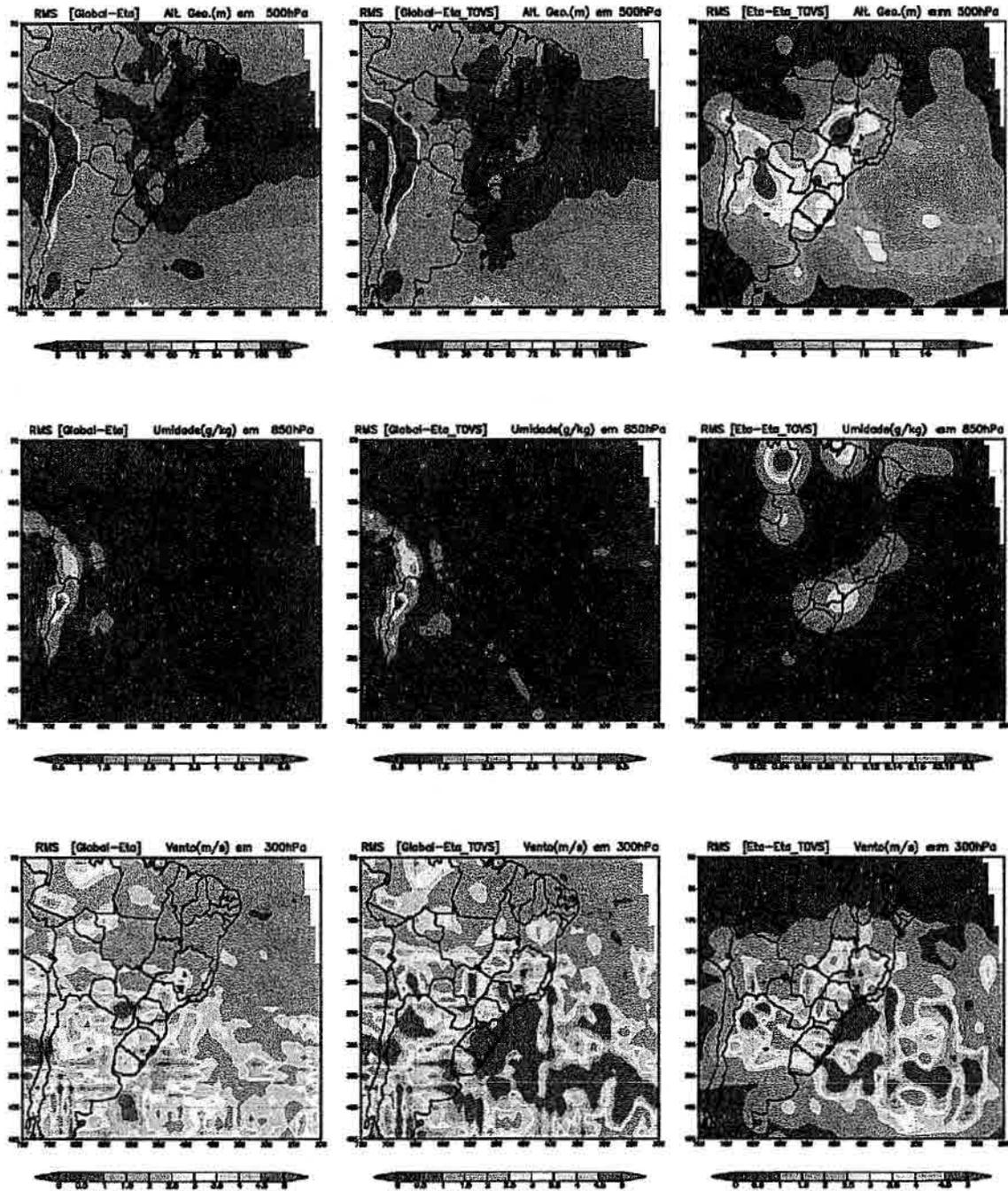


Fig. 5.6.4 – Comparação entre o campo de análise da altura geopotencial (m) em 500 hPa, umidade específica (g/kg) em 850 hPa e velocidade do vento (m/s) em 300 hPa gerado pelo modelo RPSAS (com e sem a inclusão de dados TOVS) com a análise do modelo global do CPTEC. A estatística foi realizada para o período de 23 de Fevereiro a 08 de Março de 2000. Note que existe uma mudança de escala nos gráficos da coluna da direita.

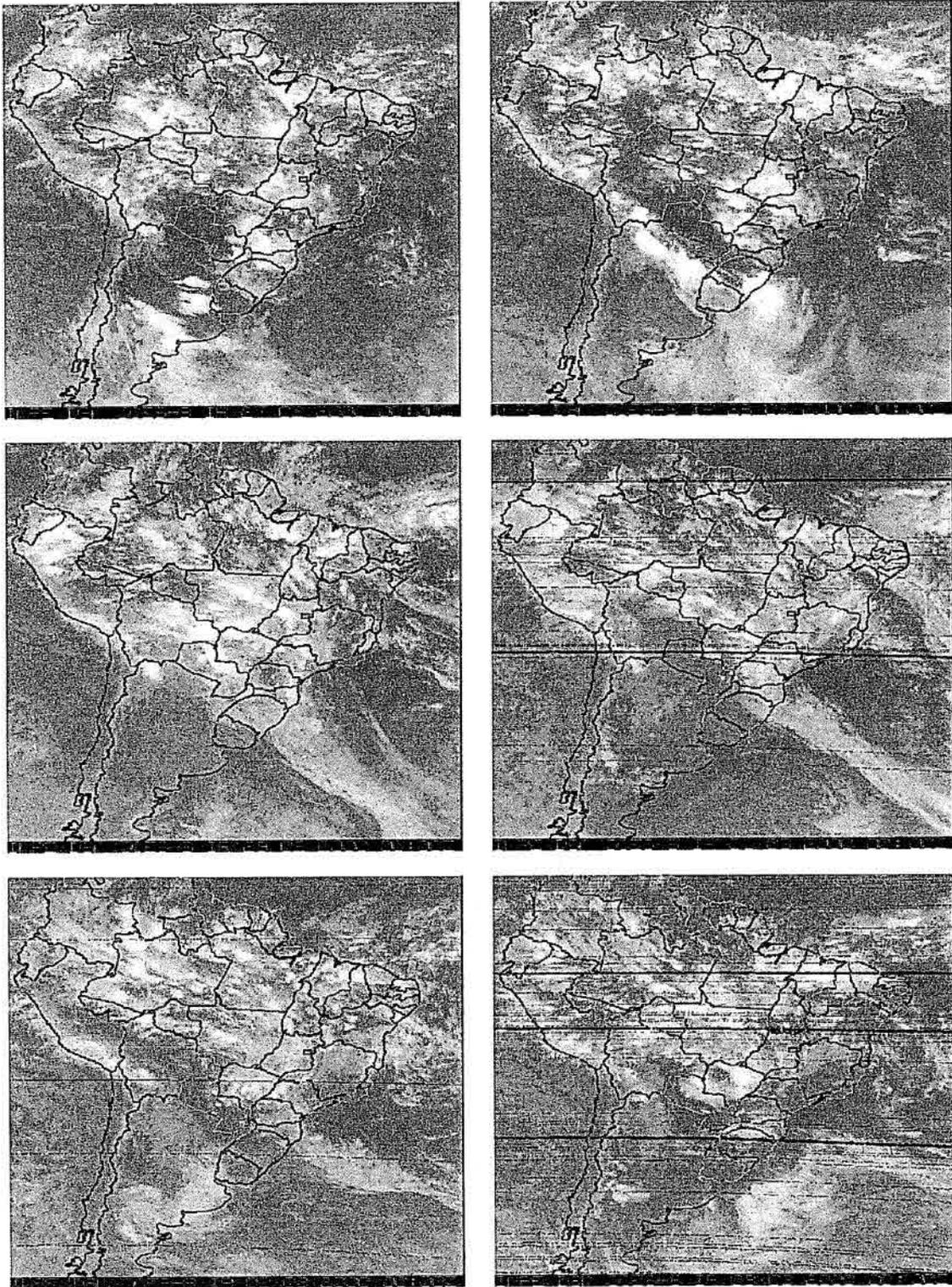


Fig. 5.6.5 – Imagens do canal 4 ($11\mu\text{m}$) do satélite GOES-8 para a América do Sul, para o período de 27 de Fevereiro a 03 de Março de 2000 para as 00 UTC.

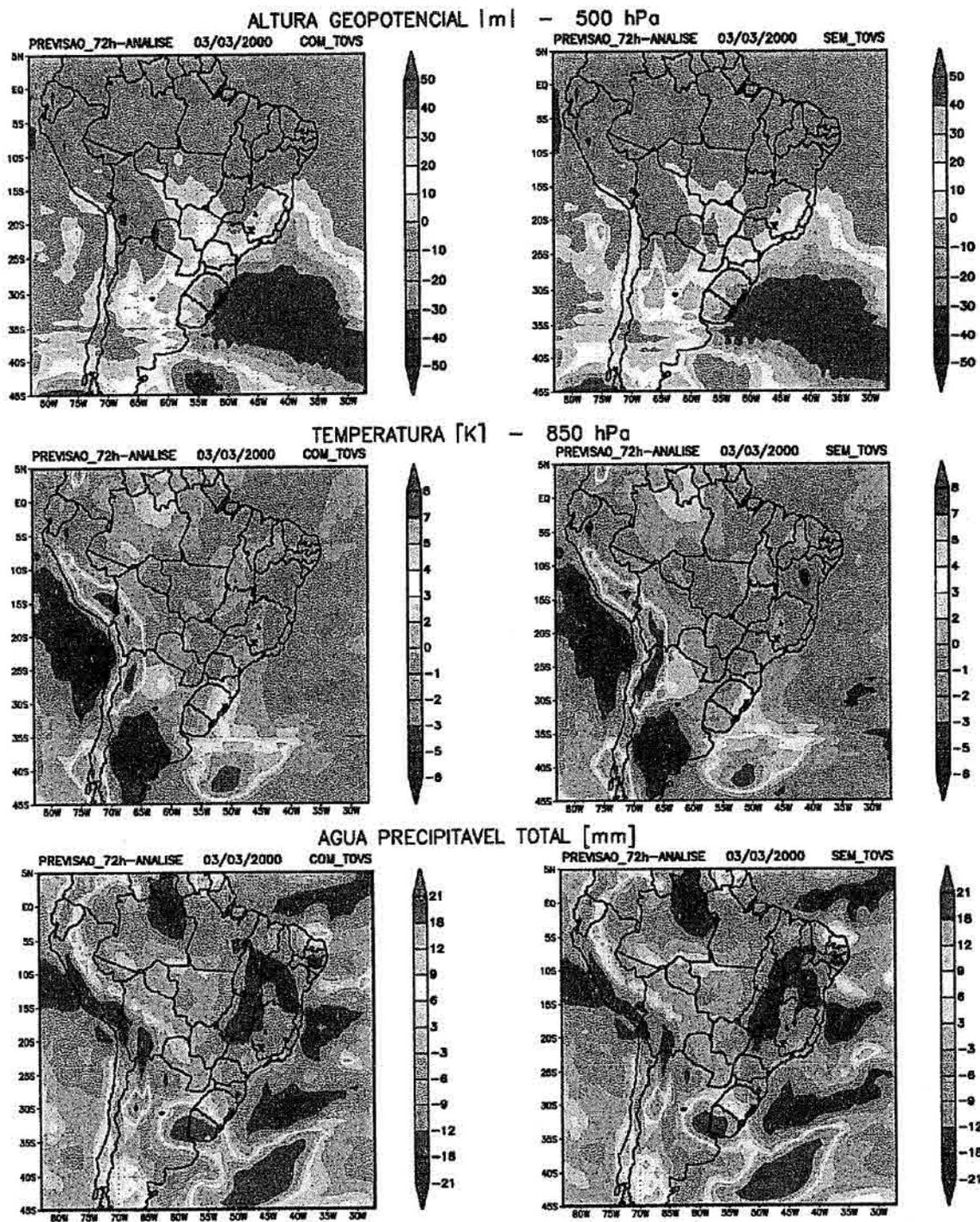


Fig. 5.6.6 – Diferença entre o campo de previsão de 72h do modelo Eta/RPSAS e a análise do modelo do CPTEC, para o dia 29 de Fevereiro de 2000 às 00 UTC. Foi utilizando as seguintes configurações para o modelo Eta/RPSAS: utilizando apenas dados convencionais (à esquerda); incluindo observações TOVS (à direita).

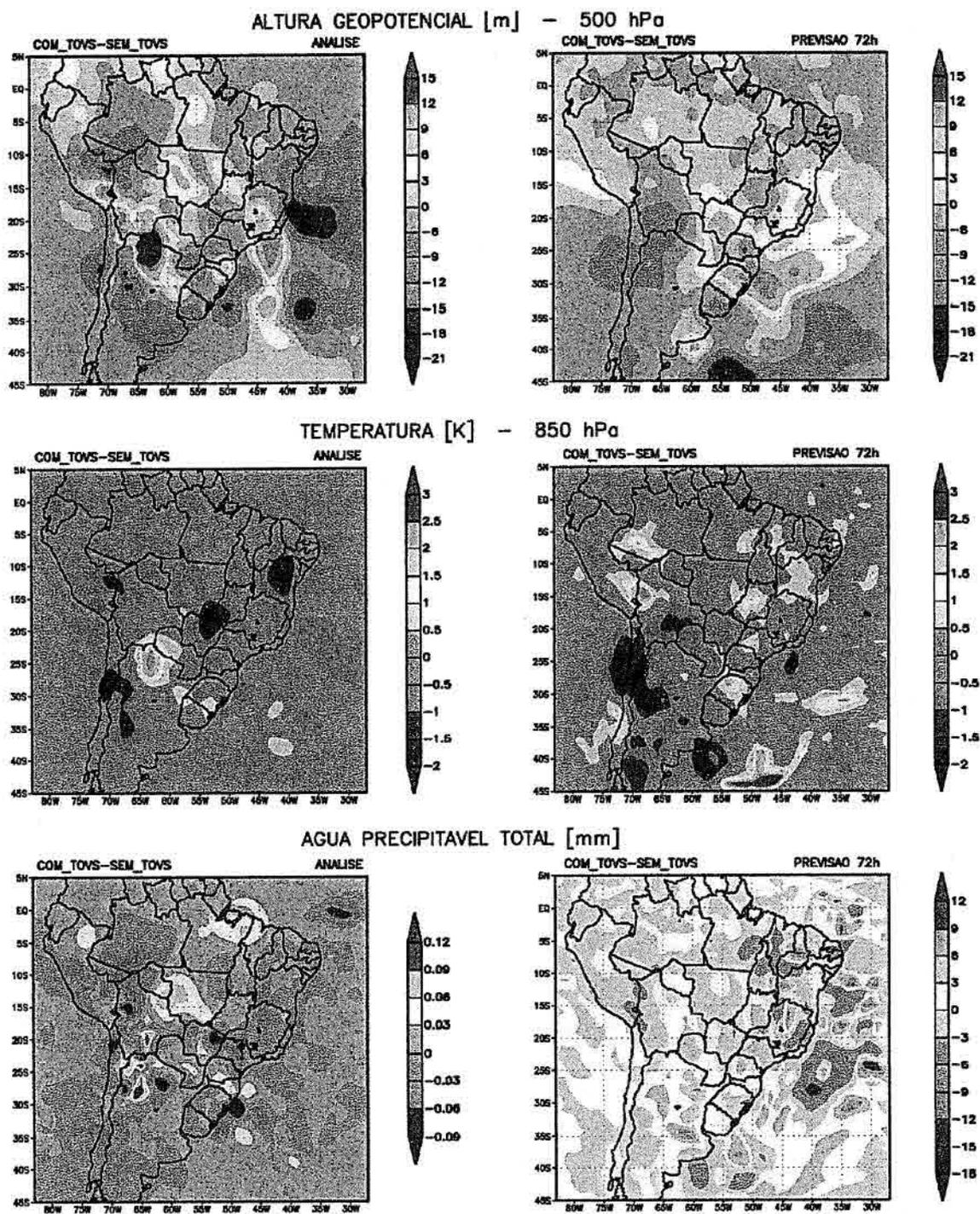


Fig. 5.6.7 - Diferença entre os campos de análise (esquerda) e previsão de 72 h (direita) obtidas pelo modelo Eta a partir da análise RPSAS obtida sem a inclusão de dados TOVS e incluindo dados TOVS através da assimilação do perfil de temperatura virtual para o dia 29 de Fevereiro de 2000. Note que existe uma mudança de escala nos gráficos da linha inferior.

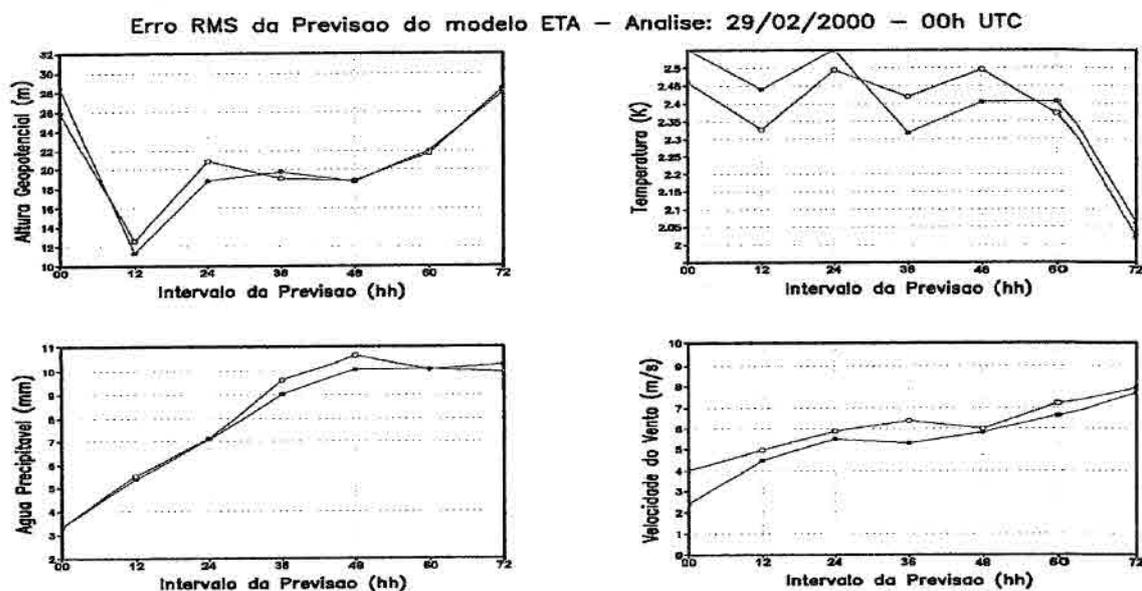


Fig. 5.6.8 – Evolução temporal do erro RMS entre a previsão do modelo Eta e a análise do CPTEC para os campos de altura geopotencial (500 hPa), temperatura (850 hPa), velocidade do vento (300 hPa) e água precipitável para diferentes condições iniciais: “sem TOVS” (em vermelho) e “com TOVS” (em azul).

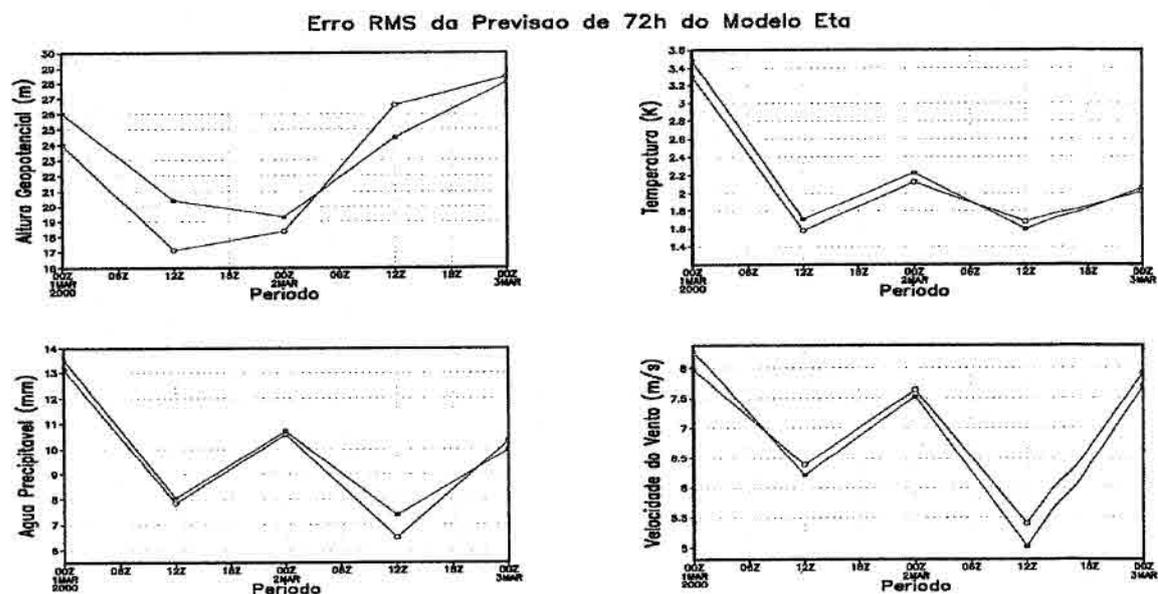


Fig. 5.6.9 – Erro RMS dos campos de previsão de 72 h do modelo Eta, para os campos de altura geopotencial (500 hPa), temperatura (850 hPa), velocidade do vento (300 hPa) e água precipitável para diferentes condições iniciais: “sem TOVS” (em vermelho) e “com TOVS” (em azul).

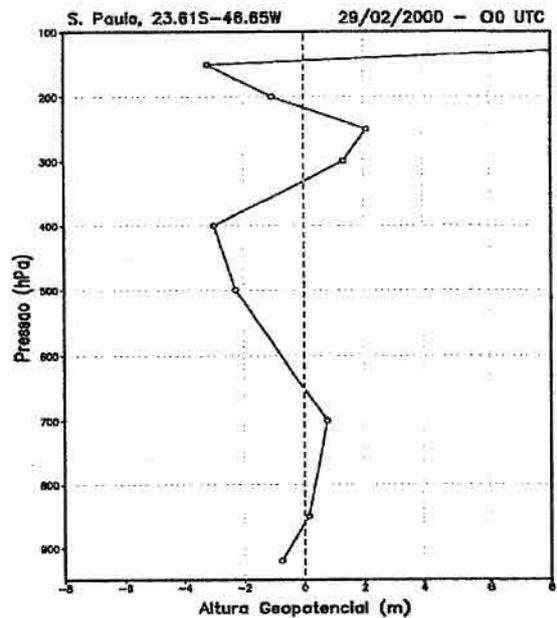
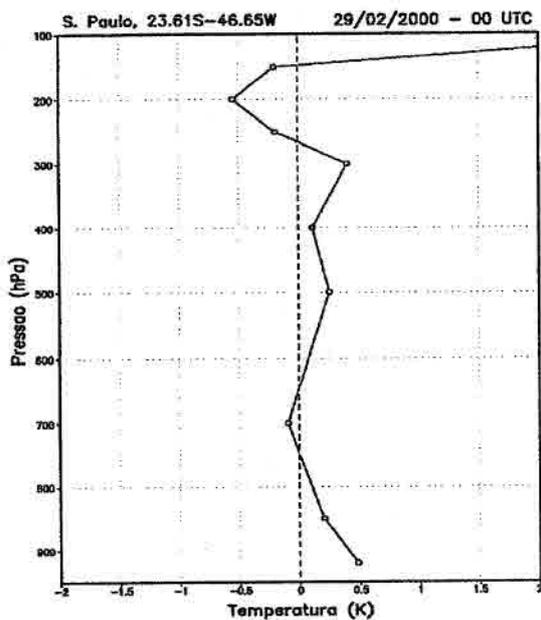


Fig. 5.6.10 – Diferença entre o erro RMS calculado para previsão de 72 h do modelo Eta inicializado “sem TOVS” e “com TOVS”. A comparação foi realizada para o perfil co-localizado com a radiossonda de São Paulo, em 29 de Fevereiro de 2000 às 00 UTC.

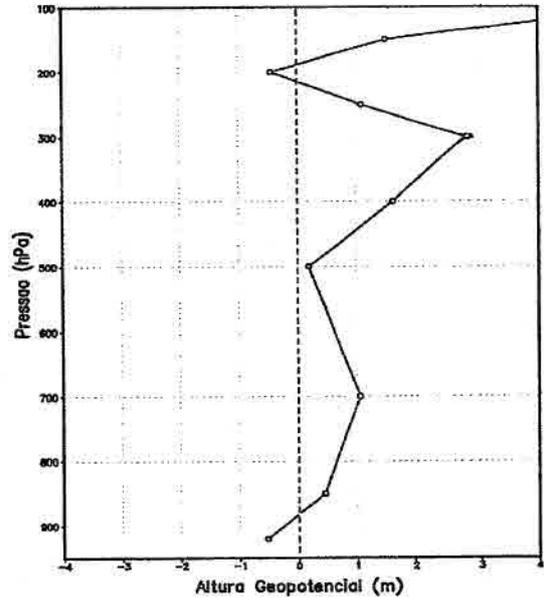
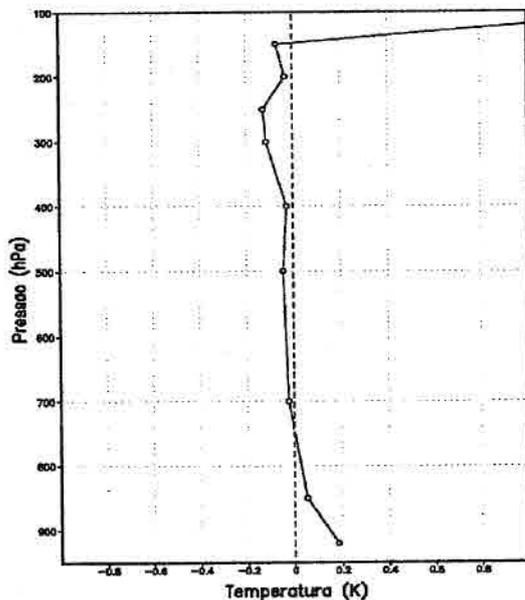


Fig. 5.6.11 - Diferença entre o erro RMS calculado para previsão de 72 h do modelo Eta inicializado “sem TOVS” e “com TOVS”. A comparação foi realizada para os pontos de sondagens co-localizadas com as radiossondagens na área de estudo para o período de 27 a 29 de Fevereiro de 2000.

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Com o objetivo de contribuir para o aprimoramento do conhecimento relativo a sondagens atmosféricas nos trópicos utilizando-se satélites meteorológicos, a presente pesquisa teve por objetivo: estudar e explorar a habilidade do conjunto de canais que constituem o sistema ATOVS em reconstruir a estrutura vertical de temperatura e umidade sobre o Brasil. Diferentes condições atmosféricas e tipos de superfície foram considerados neste estudo, e todos os ciclos do processo de sondagem foram analisados. As análises envolveram o tratamento dos dados recebidos pelo satélite, a preparação dos dados para o processo de inversão (detecção de nuvens, espalhamento, temperatura e emissividade da superfície, etc.), a seleção do perfil inicial e processo de inversão “retrieval”; o modelo de transferência radiativa (modelo direto), e o estudo do impacto dos perfis inferidos em um modelo de previsão numérica de tempo.

Com relação ao problema de classificação de nuvens, a análise dos resultados obtidos mostrou que o algoritmo de máscara de nuvens MAIA apresentou uma boa performance na identificação dos pixels nublados tanto sobre o oceano quanto sobre o continente. O estudo também mostrou que as duas versões analisadas do algoritmo (Climatológica e Previsão) produziram resultados semelhantes para a região em estudo, sobretudo sobre o oceano onde os resultados foram praticamente idênticos, sugerindo que a utilização de dados de previsão não é imprescindível para uma boa classificação da máscara de nuvens. Por outro lado, verificou-se que o resultado final da máscara de nuvens sofre bastante influência de alterações no valor do limite do teste T4, que é aplicado sobre o oceano. Neste caso, um limite de 0.4 K aparenta ser mais adequado para a região de estudo. Contudo, é importante ressaltar que o problema da verificação (ou comparação) da saída de um algoritmo de máscara de nuvens é extremamente difícil, já que alguns tipos de nuvens podem ser transparentes em determinados canais espectrais, e a imagem de um determinado canal nunca dará uma idéia perfeita das áreas onde existem nuvens.

Uma importante contribuição deste trabalho foi a proposição, implementação e validação de uma metodologia para a identificação de pixels considerados contaminados por precipitação e/ou espalhamento nos canais AMSU. Mesmo com base em uma comparação visual, pode-se dizer que a metodologia proposta apresentou um bom desempenho, e os resultados mostraram uma boa concordância entre as regiões que sugerem a presença de agentes espalhantes e emissores (observados a partir dos canais no visível, infravermelho e microondas), e os pixels identificados pelo algoritmo como sendo contaminados. Contudo, de modo similar ao que aconteceu com a máscara de nuvens, o algoritmo aparentemente apresentou-se bastante rígido e classificou um grande número de pixels limpos como sendo contaminados.

Com base nos resultados apresentados anteriormente, conclui-se que a inferência dos perfis de temperatura utilizando o modelo ICI com as mudanças propostas atingiu os níveis de qualidade desejados pela especificação dos sensores ATOVS, que prevê erros até 1.5 K. Os erros RMS para os perfis de temperatura foram de 1.09 K e 1.2 K, respectivamente sobre oceano e continente. Apesar dos bons resultados obtidos, existem alguns pontos onde o esquema de sondagem ainda apresenta problemas, como é o caso das inversões próximo da superfície terrestre (sobre o continente), onde a influência de alguns parâmetros como temperatura e emissividade é significativa, e os erros na estimativa da altura da tropopausa, responsável pela maior parte dos erros encontrados na alta troposfera.

Um dos principais objetivos desta pesquisa, e onde foi despendida a maior parte dos esforços, está relacionado à inferência dos perfis de umidade utilizando o sensor AMSU-B. Extrair informação da umidade atmosférica, a partir de satélite com precisão suficiente para serem utilizados pela comunidade meteorológica, tem sido um dos grandes desafios na área de sondagens remotas. Do ponto de vista qualitativo, os perfis inferidos mostraram que o modelo de inversão consegue identificar bem a estrutura do campo de umidade. As regiões com maior e menor valores de umidade, que podem estar associadas a diferentes massas de ar são bem representadas pelo modelo, principalmente nas sondagens realizadas sobre o oceano. Ao se realizar uma análise quantitativa,

verificou-se que o erro RMS entre os níveis de 1000 e 300 hPa foi de 12,24% e 18,12% sobre o oceano e continente, respectivamente. Estes valores estão dentro daquilo que se esperava para o sensor AMSU-B (20% ou 1,5g/kg). Os valores maiores de desvio padrão foram encontrados nos níveis mais próximos da superfície terrestre (1.22g/kg e 2.48 g/kg sobre o continente e oceano, respectivamente).

Ao se analisar a estrutura horizontal do campo de umidade recuperado, observou-se que os melhores resultados foram obtidos sobre o oceano, na baixa troposfera (1000-780 hPa). Observou-se também que em regiões com alta concentração de vapor d'água, os erros são bem menores do que aqueles encontrados em regiões com baixa concentração. Em geral, o modelo apresenta desempenho pior em regiões de grande altitude, como é o caso dos Andes, e também nas interfaces entre duas massas de ar distintas. O primeiro caso está provavelmente ligado à dificuldade em se obter parâmetros de superfície confiáveis nestas condições, e também a erros de extrapolação do perfil em superfície, que é realizado durante o processo de validação. A explicação para o segundo problema é mais complexa, porém, conforme foi mencionado no início desta seção, nas regiões que são afetadas por espalhamento, não são utilizados os canais AMSU-B, que são sensíveis à umidade. Isto aumenta consideravelmente os erros nas regiões associadas a sistemas frontais, por exemplo.

Com respeito à simulação dos canais ATOVS pelo modelo de transferência radiativa, como já era esperado, o valor do erro varia consideravelmente de canal para canal, e a acurácia depende também do tipo de superfície (oceano e continente). Os resultados mostraram que o valor do desvio padrão é maior sobre o continente, especialmente nos canais microondas (AMSU). Isto explica, ao menos parcialmente, o nível de erro mais alto que é encontrado na estatística apresentada para a sondagem de temperatura e umidade sobre o continente, quando comparado às realizadas sobre o oceano. Em geral, os canais que apresentam os maiores valores de erro foram aqueles localizados em janelas atmosféricas (canais de superfície), os canais com máximo de função peso localizado na região da estratosfera, e também os canais associados com a banda de absorção do vapor d'água (canais de umidade).

Uma importante etapa desta pesquisa, está relacionada aos testes realizados com as diferentes combinações de canais usados durante o processo de inversão. Diferentes tipos de superfície (oceano e continente) e condições atmosféricas (céu limpo e céu nublado) foram considerados. Os resultados mostraram que é mais simples inferir perfis de temperatura e umidade sobre o oceano do que sobre continente. Isto ocorre porque sobre o continente o modelo direto é menos acurado devido a dificuldades de se estimar parâmetros de superfície tais como a emissividade e temperatura de superfície. Surpreendentemente, foi encontrado que em média, a condição atmosférica não afeta significativamente a acurácia do processo de inversão, e que mesmo sem a maioria dos canais HIRS (condições de céu nublado), é possível obter perfis acurados. É importante ressaltar também que o uso de TPW como fonte adicional de informação durante a seleção do perfil inicial, contribui para a diminuição do erro RMS das sondagens de umidade sobre oceano.

Analisando os resultados da assimilação das sondagens pelo modelo RPSAS, observou-se que a diferença entre os campos de “incremento de análise” do modelo RPSAS com e sem dados TOVS é bastante significativa, com valores da mesma ordem de grandeza dos campos de “incrementos”. Isto significa que a assimilação de sondagens TOVS causa um grande impacto no campo de “incrementos de análise”. Uma característica que pôde ser notada em todos os campos avaliados, é que o impacto da inclusão de sondagens TOVS no campo de análise não é distribuído de forma homogênea sobre a área analisada. Existe locais onde o impacto é praticamente nulo e outros cujo impacto é bastante expressivo.

Com relação a avaliação do impacto das sondagens TOVS no campo de previsão do modelo Eta/RPSAS, de um modo geral, os maiores desvios entre a previsões do modelo Eta com relação à análise do modelo global estão associadas à passagem de sistemas frontais sob a área de estudo, e também na região dos Andes. Contudo, qualitativamente nota-se que a inclusão dos dados TOVS no campo de previsão praticamente não altera a disposição espacial destes campos, ou seja, as regiões caracterizadas por maior ou

menor desvio permanecem inalteradas, e apenas uma variação na intensidade destes valores é observada. No geral, em relação à análise do modelo global, os resultados indicam que o erro RMS foi ligeiramente maior quando se usa sondagem TOVS para a maior parte dos períodos, porém em alguns locais, sobretudo para o campo de velocidade do vento, aconteceu o contrário. Devido ao fato dos resultados não apresentarem um comportamento (tendência) homogêneo e o período analisado ser muito curto, é praticamente impossível avaliar se o impacto das sondagens TOVS é positivo ou negativo, e chegar a um parecer conclusivo acerca deste problema. Quando a comparação é realizada com dados de radiossondagens observou-se que existe a tendência de um pequeno impacto positivo quando se usa sondagem TOVS, porém devido ao baixo número de co-localizações, não se pode chegar a uma conclusão definitiva a este respeito.

As seguintes sugestões são apresentadas para serem realizadas em trabalhos futuros:

- Realizar uma estatística do modelo para vários meses e em diferentes estações do ano, visando estabelecer uma climatologia do ICI e também dos diversos algoritmos auxiliares que são utilizados,
- Com relação ao modelo de inversão, seria importante testar outros algoritmos de otimização, pois conforme foi mencionado, o algoritmo usado pelo ICI não consegue obter melhoras significativas sobre o perfil inicial, sobretudo para o perfil de umidade,
- Com relação ao teste de assimilação, além de um período maior, seria interessante testar a assimilação independente de perfis de temperatura e umidade, e não somente perfis de temperatura virtual.
- Neste trabalho realizou-se um estudo da viabilidade da assimilação de perfis termodinâmicos gerados a partir do ICI e assimilados no modelo de PNT Eta. Fica como sugestão fazer uma comparação destes resultados com outros provenientes da assimilação direta das radiancias para o mesmo período e região em estudo.
- A presente pesquisa foi realizada com base nos dados do NOAA-15, que conforme foi mencionado, apresentou diversas falhas em seus instrumentos, prejudicando a acurácia das observações. Portanto, seria interessante fazer um estudo do comportamento do ICI utilizando dados do NOAA-16 (em órbita desde 2001).

- O instrumento Humidity Sounder for Brazil (HSB), possui as mesmas características que o AMSU-B; contudo, por ser baseado em uma tecnologia diferente, possui uma melhor relação sinal ruído; desta forma seria interessante adaptar o ICI para utilizar os canais do sensor HSB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aqua. Monitoring the Earth's Water Cycle and Associated Variables from the Vantage of Space. 2002. (disponível on-line no site: <http://aqua.nasa.gov/publications.html>).

AAPP Documentation. General specifications for the AAPP pre-processing package related to NOAA polar orbiting weather satellites. **Scientific Part**, 1999.

ATOVS Technical Specification.
<http://poes.nesdis.noaa.gov/atovs/about/instruments.html>).

Bennartz et al. Nowcasting SAF: Precipitation analysis from AMSU. Visiting Scientist Report, Nov., 1999.

Bergthorsson, P.; Döös, B. Numerical weather map analysis. **Tellus**, vol. 7, p. 329-340, 1955.

Black, T. L. NMC Notes: The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, vol. 9, p. 256-278, 1994.

Burns, A.; Wu, X.; Diak, G. R. Effects of precipitation and cloud ice on brightness temperatures in AMSU moisture channels. **IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing**, vol. 35, p. 1429-1437, 1997.

Bustamante, J.; Gomes, J. L.; Bonatti, J. P. Avaliação preliminar das previsões do modelo regional Eta geradas a partir do sistema de assimilação de dados PSAS, **XI-CBMet**, Rio de Janeiro, 2000.

Bustamante, J. F.; Gomes, J. L.; Chou, S. C.; Rozante, J. R. Evaluation of April 1999 rainfall forecasts over South America using the Eta model. **Climanálise**, n. 5, 1999.

Carvalho, J. C.; Ramos, F. M.; Ferreira, N. J.; Campos Velho, H. F. Retrieval of vertical temperature profiles in the atmosphere, **3rd International Conference on Inverse Problems in Engineering**, Port Ludlow, USA, 1999.

Chaboureaud, J.-P.; Chédin, A.; Scott, N. A. Remote sensing of the vertical distribution of the atmospheric water vapor from the TOVS observations: Method and validation. **Journal of Geophysical Research**, vol. 103, p. 8743-8752, 1998.

Chahine, M. T. Inverse problems in radiative transfer: determination of atmospheric parameters. **Journal of Atmospheric Science**, vol. 27, n. 6, p. 960-967, 1970.

Chahine, M. T. Determination of the temperature in an atmosphere from its outgoing radiance. **Journal of the Optical Society of American**, vol. 58, n. 12, p. 1634-1637, 1968.

Chalfant, M.; Reale, A. Status of NOAA Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B) products. **Technical Proceedings of the Tenth International TOVS Study Conference**, Boulder, Colorado, Jan., 1999.

Chédin, A.; Serrar, S.; Aramante, R.; Scott, N. A.; Hollingsworth, A. Signatures of annual and seasonal variations of CO₂ and other greenhouse gases from comparisons between NOAA TOVS observations and radiation model simulations. **Journal of Climate**, vol. 15, p. 95-116, 2002.

Chédin, A.; Scott, N. A.; Wahche, C.; Moulinier, P. 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**, vol. 24, n. 2, p. 128-143, 1985.

Chen, M.; Rood, R. B.; Joiner, J. Assimilating TOVS humidity into the GEOS-2 data assimilation system. **Journal of Climate**, vol. 12, N. 10, p. 2983-2995, 1998.

Chou, S. C.; Nunes, A. M. B.; Cavalcanti, I. F. A. Extended range runs using the Eta model over South America. **Journal of Geophysical Research**, vol. 105, p. 10147-10160, 2000.

Chou, S. C.; Da Silva, A. M. Objective evaluation of Eta model precipitation forecasts over South America. **Climanalise**, Jan., 1999.

Chou, S. C. Modelo Regional Eta. **Climanalise Especial**, 1996.

Cintra, R.; Bottino, M. J.; Aravequia, J. A.; Bonatti, J. P.; Gonçalves, L. G. G. Avaliação dos campos de pressão ao nível do mar e altura geopotencial gerado pela assimilação de dados em modelos regional de previsão numérica de tempo usando um sistema estatístico em espaço físico de análise objetiva. **XI CBMet**, Rio de Janeiro, 2000.

Cintra, R.; Aravéquia, J. A. Apresentação do método de geração de dados para a assimilação do modelo Eta/CPTEC. **X-CBMet**, Brasília, 1998.

Clough, S. A.; Kneizys, F.; Anderson, G. P.; Shettle, E.; Chtwynd, J. H.; Abreu, L. W. FASCOD3 Spectral Simulation. **IRS'88**, 1988.

Courtier, P. Variational Methods. **Journal of Meteorological Society of Japan**, vol. 75, p. 211-218, 1997.

Cohn, S. E. An Introduction to Estimation Theory. **Journal of Meteorological Society of Japan** vol. 75, p. 257-288, 1997.

Cressman, G. An operational objective analysis system. **Monthly Weather Review**, vol. 7, p. 367-374, 1959.

Da Silva, A.; Redder, C. Documentation of the GEOS/DAS observation data stream (ODS) – Version 1.01. 1995.

Daley, R. Atmospheric Data Assimilation. **Journal of Meteorological Society of Japan**, vol. 75, p. 319-329, 1997.

Daley, R. **Atmospheric Data Analysis**. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge University Press, 457 pp., 1991.

Daley, R. The analysis of synoptic scale divergence by a statistical interpolation procedure. **Monthly Weather Review**, vol. 113, 1985.

Eliassen, A. Provisional report on calculation of spatial covariance and autocorrelation of the pressure field. **Report n. 5**, Videnskaps-Akademiets Institutt for Vaer-Og Klimaforsking, Oslo, Norway, 1954.

English, S. J. Estimation of temperature and humidity profile information from microwave radiances over different surface types. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 38, p. 1526-1541, Oct, 1999.

English, S. J.; Renshaw, R. J.; Dibben, P. C.; Smith, A. J.; Rayer, P. J.; Poulsen, C.; Saunders, F. W.; Eyre, J. R. A comparison of the impact of TOVS and ATOVS satellite sounding data on the accuracy of numerical weather forecasts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, vol. 126, p. 2911-2931, 2000.

English, S. J.; Jones, D. C.; Dibben, P. C.; Renshaw, R. J.; Eyre, J. R. The impact of cloud and precipitation on ATOVS soundings. **ECMWF report**, 1999.

English, S. J.; Takashima, T. J. A fast generic millimetre-wave emissivity model. **Microwave Remote Sensing of the Atmosphere Environment**, SPIE, vol 3503, p.288-299, 1998.

Espinoza, E. S. Assimilação de informação de radiâncias em modelos de previsão numérica do tempo utilizando um sistema de análise objetiva estatístico em espaço - físico. (Tese de Doutorado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil, 2000. (INPE-8308-TDI/767).

Eyre, J. Assimilation of TOVS Data: Problems and Possibilities. Developments in the use of satellite data in numerical weather prediction, **Proceedings of ECMWF**, Maio, 1994.

Eyre, J. R. A fast radiative transfer model for satellite soundings system. **ECMWF Technical Memorandum**, n. 176, 1991.

Eyre, J. R.; Woolf, H. M. Transmittance of atmospheric gases in the microwave region: a fastmodel. **Applied Optics**, vol. 27, p. 3244-3249, 1988.

Fels, S. B.; Schwarzkopf, M. D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **Journal of Atmospheric Science**, vol. 32, p. 1475-1488, 1975.

Ferraro, R.; Weng, F.; Grody, N. C.; Zhao, L. Precipitation Characteristics Over Land from the NOAA-15 AMSU sensor. **Geophysical Research Letters**, vol. 27, n. 17, p. 2669-2672, 2000.

Ferreira, M. E. Algoritmos em três dimensões para inferência de perfis de temperatura e umidade a partir de radiâncias obtidas pelo VAS. (Tese de Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil, 1987a. (INPE-4104-TDL/258).

Ferreira, N. J. Large Scale Features of the Atmospheric Water Vapor Transport over the Amazon Region. (Tese de Doutorado em Meteorologia) - University of Wisconsin, Madison, Estados Unidos, 1987b.

França, G. B.; Cracknell, A. P. AVHRR daytime data masking approach using NOAA AVHRR daytime data for tropical areas. **International Remote Sensing**, vol. 16, n. 9, p. 1697-1705, 1995.

Gadd, A. J. A split-explicit integration scheme for numerical weather prediction. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, vol. 104, p. 569-582, 1978.

Gandin, L. S. Objective analysis of meteorological fields. **Hidrometeor**. Izd. Leningrad, Russia, 1963.

Garand, L.; Turner, D. S.; Larocque, M.; Bates, J.; Boukabara, S.; Brunel, P.; Chevalier, F.; Deblonde, G.; Engelen, R.; Hollingshead, M.; Jackson, D.; Jedlovec, G.; Joiner, J.; Kleespies, T.; McKague, D. S.; McMillin, L.; Moncet, J.-L.; Pardo, J. R.; Rayer, P. J.; Salathe, E.; Saunders, R.; Scott, N. A.; Van Delst, P.; Woolf, H. Radiance and Jacobian intercomparison of radiative transfer models applied to HIRS and AMSU channels. **Journal of Geophysical Research**, vol. 106, p. 24017-24031, 2001.

Gonçalves, L. G. G. Uso da técnica de relaxação de Newton para assimilação de dados de satélite em um modelo de área limitada. (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil, 1999.

Goodrun, G.; Kidwell, K. B.; Winstons, W. NOAA KLM user's guide. 1998.

Grody, N.; Weng, F.; Ferraro, R. Application of AMSU for obtaining water vapour, cloud liquid water, precipitation, snow cover and sea ice concentration. **Technical Proceedings of the Tenth International TOVS Study Conference**, Boulder, Colorado, Jan., 1999.

Grody, N. C.; Weng, F.; Ferraro, R. Comparisons between AMSU and DMSP Measurements. **9th Conference on Satellite Meteorology & Oceanography** (American Meteorological Society), Paris, France, May, 1998.

Gull, S. F.; Daniel, G. J. Image reconstruction from incomplete and noisy data. **Nature**, vol. 272, p. 686-690, 1978.

Guo, J.; Da Silva, A. M. Computational aspects of Goddard's physical – space statistical analysis system (PSAS). **2^a UNAM-CRAY Supercomputing Conference on Numerical Simulations in the Environmental and Earth Sciences**, Mexico City, Mexico, 1995.

Hayden M. C. OES-VAS simultaneous temperature-moisture retrieval algorithm. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 27, p. 705-733, 1988.

Holton, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Academic Press, 3^a edition, 511 pp., 1992.

HSB, Homepage do Humidity Sounder for Brazil.
<http://www.inpe.br/programas/hsb/default.htm>.

Janjic, Z. I. The step-mountain Eta coordinate Model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Journal of Atmospheric Science**, vol. 122, p. 927-945, 1994.

Kalnay, E.; Lord, S. J.; McPherson, R. D. Maturity of operational numerical weather prediction: medium range. **Bulletin of American Meteorological Society**, vol. 12, p. 2753-2769, 1998.

Kaplan, L. D. Inference of atmospheric structure from remote radiation measurements. **Journal of the Optical Society of American**, vol. 49, n. 10, p. 1004-1007, 1959.

Kidder, S. Q.; Haar, T. H. V. **Satellite meteorology an introduction**. Academic Press, INC, 1995.

King, J. I. F. The radiative heat transfer of planet Earth. In: Van Allen, J.A., ed. **Scientific uses of earth satellites**, University of Michigan Press, Ann Arbor, Michigan, p. 133-136, 1956.

Kistler, R.; Kalnay, E.; Collins, W.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Kanamitsu, M.; Kousky, V.; Dool, H. V. D.; Jenne, R.; Fiorino, M. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 82, n. 2, p. 247-268, 2001

Klaes, K. D; Schraidt, R. The European ATOVS and AVHRR Processing Package (AAPP) Development. **Technical Proceedings of the Tenth International TOVS Study Conference**, Boulder, Colorado, Jan., 1999.

Klaes, K. D. ATOVS data processing in Europe. **Technical Proceedings of the Ninth International TOVS Study Conference**, Igls, Austria, Feb., 1997.

Lacis, A. A.; Hansen, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of Atmospheric Science**, vol. 31, p. 118-133, 1974.

Lavanant, L. Influência do ângulo de visada na simulação das temperaturas de brilho dos canais do sistema ATOVS. "**Comunicação Pessoal**", 2000.

Lavanant, L.; LeGleau, H.; Derrien, M.; Levasseur, S.; Monnier, G.; Ardouin, L.; Brunel, P.; Bellec, B. AVHRR cloud mask for sounding applications. **Technical Proceedings of the Tenth International TOVS Study Conference**, Boulder, Colorado, Jan., 1999.

Lavant, L.; Brunel, P.; Rochard, G.; Labrot, T. NOAA15 Soundings profiles retrieved with the ICI scheme. **Technical Proceedings of the Tenth International TOVS Study Conference**, Boulder, Colorado, Jan., 1999.

Lavanant, L.; Brunel, P.; Rochard, G.; Labrot, T.; Pochic, D. Current Status for the ICI Retrieval Scheme. **Technical Proceedings of the Ninth International TOVS Study Conference**, Igls, Austria, Feb., 1997.

Li, J.; Wolf, W.; Menzel, W. P.; Zhang, W.; Huang, H.-L.; Achtor, T. H. Global soundings of the atmosphere from ATOVS measurements: the algorithm and validation. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 39, p. 1948-1968, 2000.

Li, J.; Wolf, W.; Menzel, W. P.; Zhang, W.; Huang, H.-L.; Achtor, T. H.; Woolf, H. M. International ATOVS processing package: The algorithm development and its application real data processing. **Technical Proceedings of the Tenth International TOVS Study Conference**, Boulder, Colorado, Jan., 1999.

Liou, K. N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**. Academic Press, Orlando, 392 pp., 1980.

MAIA Documentation. Mask AVHRR for inversion ATOVS. **Scientific Part**, 1999.

Marsuin, A.; Brunel, P. Navigation of AVHRR images using ARGOS or TBUS bulletins. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 12, p. 1575-1552, 1991.

Masuda, K.; Takashima, T.; Takayama, Y. Emissivity of pure and sea water for the model sea surface in the infrared windows regions. **Remote Sensing of the Environment**, vol. 24, p. 313-329, 1988.

McMillin, L. M.; Uddstrom, M. J. The impact of the initial guess on the accuracy of satellite retrievals, **High Spectral Resolution Infrared Remote Sensing for Earth's Weather and Climate Studies**, Paris, Springer-Verlag, p. 113-130, 1993.

McMillin, L.; Phillips, M.; Gruber, A.; Wark, D. An evaluation of early operational temperature soundings from TIROS-N. **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 60, n. 10, p. 1187-1197, 1979.

Mellor, G. L.; Yamada, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Science**, vol. 31, p. 1791-1806, 1974.

Menzel, W. P. Application of GOES-9/9 soundings to weather forecasting and nowcasting. **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 9, p. 2059-2077, 1998.

Menzel, W. P. **Notes on satellite meteorology**. Apostila, Wisconsin. 1991.

Mesinger, F.; Janjic, Z. I.; Nickovic, S.; Gavrilov, D.; Deaven, D. G. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, vol. 116, p. 1493-1518, 1988.

Mo, K. C.; Wang, X. L.; Kistler, R.; Kanamitsu, M.; Kalnay, E. Impact of Satellite Data on the CDAS-Reanalysis System. **Monthly Weather Review**, vol. 123, n. 1, p. 124-139, 1995.

Nieman, S.; Achtor, T. **ITPP-5.0 user guide**. Wisconsin. A report from the CIMSS, University of Wisconsin, Madison, 1995.

Nogueira, J. L. M. Impacto das imagens AVHRR na classificação de padrões de nebulosidade utilizando o modelo ITPP5.0. (Tese de Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos, Brasil, 1998. (INPE-7118-TDI/670).

Ohring, G. Impact of Satellite Temperature Sounding Data on Weather Forecasts **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 60, n. 10, p. 1142–1147, 1979.

Pfaendtner, J.; Bloomm, S.; Lamich, D.; Seablom, N.; Sienkiewichz, M.; Stobie, J.; da Silva, A. Documentation of the Goddard Earth Observing System (GEOS) data assimilation system - Version 1. **NASA Technical Memorandum**, vol. 4. n. 104606, 1995

Phillips, D. L. A technique for the numerical solution of certain integral equations of the first kind. **Journal of Association for Computing Machinery**, vol. 9, p. 84-97, 1962.

Press, W. H.; Teukolsky, W. T.; Flannery, V. **Numerical recipes**, 2nd edition, Cambridge University Press, Cambridge, 1992.

Pringent, C.; Wigneron, J. P.; Rossow, W. B.; Pardo-Carrion, J. P. Frequency and angular variations of land surface microwave emissivities: Can we estimate SSM/T and AMSU emissivities from SSM/I emissivities? **IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing**, vol. 20, 1999.

Pringent, C.; Mathews, E.; Rossow, R. Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. **Journal of Geophysical Research**, vol. 102, p. 21867–21890, 1997.

Ramos, F. M.; Campos Velho, H. F.; Carvalho, J. C.; Ferreira, N. J. Novel approaches on entropic regularization. **Inverse Problems**, vol. 15, n. 5, p. 1139-1148, 1999.

Rao, P. A.; Fuelberg, H. E. An Evaluation of *GOES-8* Retrievals. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 37, n. 12, p. 1577–1587, 1998.

Rodgers, C. D. Retrieval of the atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation, *Reviews of Geophysics and Space Sciences*, vol. 14, p. 609-624, 1976.

Rothman, L. S.; et al. HITRAN Molecular Database: Edition 92. **Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer**, Special Edition, 1992.

Sakuragi, J. Sondagens TOVS: Impacto na análise sinótica entre 18 e 19 de março de 1991 na região sul e sudeste do Brasil. (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil, 1992. (INPE-5497-TDI/512).

Sanders, R.; Matricardi, M.; Brunel, P. An improved fast radiative transfer model for assimilation of radiance observations. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, vol. 125, p. 1407-1425, 1998.

Scott, N. A.; Chédin, A.; Armante, R.; Francis, J.; Stubenrauch, C.; Chaboureau, J.-P.; Chevallier, F.; Claud, C.; Cheruy, F. Characteristics of the TOVS Pathfinder Path-B Dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 80, n. 12, p. 2679-2702, 1999.

Seluchi, M. E.; Chou, S. C. Intercambios de masas de aire entre latitudes tropicales y extra tropicales de Sudamérica: Validación del modelo regional Eta. **Climanálise**, Abril, 1999.

Sena, A. G.; Toksoz, M. N. Simultaneous reconstruction of permittivity and conductivity for crosshole geometries. **Geophysics**, vol. 55, n. 10, p. 1302-1311, 1990.

Simmons, A. Assimilation of satellite data for numerical weather prediction. **Proceedings of ECMWF**, Exploitation of the New Generation of Satellite Instruments for Numerical Weather Prediction, Maio, 2001.

Smith, W. L.; Woolf, H. M.; Nieman, S. J.; Achtor, T. H. ITPP-5- the use of AVHRR and TIGR in TOVS data processing. **Technical Proceedings of the Seventh International TOVS Study Conference**, Igls, Austria, Feb., 1993

Smith, W. L. Atmospheric Soundings from satellite - false expectation or the key to improved weather prediction? **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, vol. 117, p. 267-297, 1991.

Smith, W. L.; Woolf, H. M.; Schriener, A. J. Simultaneous retrieval of surface and atmospheric parameters: a physical analytically direct approach, **Advances in Remote Sensing**, vol. 7, 1985.

Smith, W. L.; Woolf, H. M.; Hayden, C. M. The TIROS-N operational vertical sounder. **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 60, p. 1117-1187, 1979.

Smith, W. L. Iterative solution of the radiative transfer equation for temperature and absorbing gas profiles of an atmosphere. **Applied Optics**, vol. 9, n. 9, p. 1993-1999, 1970.

Souza, R. A. F. Estimativa de emissividade da superfície continental a partir de dados de satélite em microondas. (Tese de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil, 1999. (INPE-7473-TDI/713).

Stubenrauch, C. J.; Rossow, W. B.; Chéruy, F.; Chédin, A.; Scott, N. A. Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP). Part I: Evaluation of Cloud Parameters. **Journal of Climate**, vol. 12, n. 8, p. 2189-2213, 1999a.

Stubenrauch, C. J.; Chédin, A.; Armante, R.; Scott, N. A. Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP). Part II: A New Approach for Cloud Parameter

Determination in the 3I Algorithms. **Journal of Climate**, vol. 12, n. 8, p. 2214–2223, 1999b.

Stubenrauch, C. J.; Rossow, W. B.; Scott, N. A.; Chédin, A. Clouds as Seen by Satellite Sounders (3I) and Imagers (ISCCP). Part III: Spatial Heterogeneity and Radiative Effects. **Journal of Climate**, vol. 12, n. 12, p. 3419–3442, 1999c.

Susskind, J.; Barnett, C.; Blaisdell, J. Determination of Atmospheric and Surface Parameters from Simulated AIRS/AMSU/HSB Sounding Data: Retrieval and Cloud Clearing Methodology. *Advances in Space Research*, vol. 21, n. 3, p. 369-384, 1998.

Talagrand, O. Assimilation of Observations, An Introduction. **Journal of Meteorological Society of Japan**, vol. 75, p. 191-209, 1997.

Teixeira, R. F. Algumas comparações preliminares de sondagem TOVS com radiossondagens do experimento EMAS-I. **Proceedings do IX CBMet**, Campos do Jordão, Brasil, p. 557-559, 1996a.

Teixeira, R. F. Algumas intercomparações: sondagens TOVS e radiossondagem convencional sobre Fortaleza-CE, e pelas versões 4 e 5 do ITPP. **Proceedings do IX CBMet**, Campos do Jordão, Brasil, p. 552-553, 1996b.

Tikhonov, A. N.; Arsenin, V. Y. **Solutions of ill-posed problems**. Washington, V. H. Wiston & Sons, USA, 1977.

Twomey, S. **Introduction to the Mathematics of Inversion in Remote Sensing and Iterative Measurements**. Amsterdam, Elsevier Scientific, 1977.

Towmey, S. On the numerical solution of Fredholm integral equations of the first kind by inversion of the linear system produced by quadrature. **Journal of Association for Computing Machinery**, vol. 10, p. 97-101, 1963.

Uddstrom, M. J.; McMillin, L. M. Extraction of atmospheric signals from radiance measurements: some limitations. **High Spectral Resolution Infrared Remote Sensing for Earth's Weather and Climate Studies**, Paris, Springer-Verlag, p. 85-99, 1993.

Uppala, S.; Hollingsworth, A.; Tibaldi, S.; Kallberg, P. Results from two recent observing system experiments at ECMWF. **Proceedings of ECMWF Seminar / Workshop on data assimilation System and Observing System Experiments**, Reading, Sep., 1984.

Weng, F.; Yan, B. Developments of Microwave land emissivity model and data sets for satellite data assimilation and remote sensing application. **Journal of Geophysical Research**, (Revised), 2000.

Wolf, W.; Delst, P. V.; Li, J.; Zhang, W.; Achtor, T. H.; Woolf, H.; Huang, H-L.; Menzel, P. The International ATOVS processing package (IAPP): The next generation ITPP. **Technical Proceedings of the Tenth International TOVS Study Conference**, Boulder, Colorado, Jan., 1999.