



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

**INPE-12282-TDI/985**

**ANÁLISE DE SONDAGENS AQUA SOBRE O BRASIL E  
SIMULAÇÃO DA TEMPERATURA DE BRILHO DOS CANAIS  
HSB A PARTIR DE INFORMAÇÕES DO SENSOR AIRS**

Rodrigo Augusto Ferreira de Souza

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em meteorologia, orientada pelo Dr.  
Juan Carlos Ceballos, aprovada em 30 de março de 2004.

551.5

SOUZA, R. A. F.


Análise de sondagens AQUA sobre o Brasil e simulação da temperatura de brilho dos canais HSB a partir de informações do sensor AIRS/ R. A. F. Souza. – São José dos Campos: INPE, 2004.

201p. – (INPE-12282-TDI/985).

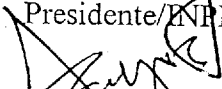
1.Temperatura. 2.Umididade. 3.Inversão. 4.Sensória –  
mento remoto. 5.Atmosfera. I.Título.

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

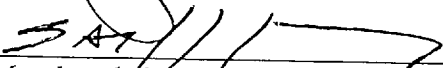
Dr. Nelson Jesus Ferreira

  
\_\_\_\_\_  
Presidente/INPE, SJCampos-SP

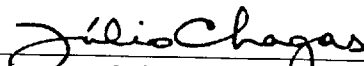
Dr. Juan Carlos Ceballos

  
\_\_\_\_\_  
Orientador/INPE, SJCampos-SP

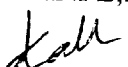
Dr. Luiz Augusto Toledo Machado

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca/INPE, SJCampos-SP

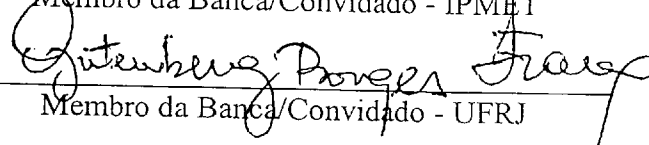
Dr. Júlio César Chagas

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca/INPE, SJCampos-SP

Dr. Roberto Vicente Calheiros

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca/Convidado - IPMET

Dr. Gutemberg Borges França - UFRJ

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca/Convidado - UFRJ

Candidato(a): Rodrigo Augusto Ferreira de Souza

São José dos Campos, 30 de março de 2004.



*A meus Pais*



## AGRADECIMENTOS

Dentre as pessoas que de alguma forma colaboraram para a execução e finalização desta Tese, quero agradecer:

Ao meu orientador, Dr. Juan C. Ceballos, pelo incentivo e orientação durante o desenvolvimento desta Tese. Aos pesquisadores do projeto AQUA, Dr. Roberto Calheiros, Dr. Christopher Barnet (NASA) e o Dr. Larrabee Strow (UMBC), com os quais tive a oportunidade de trabalhar durante o desenvolvimento da Tese.

Aos membros da banca examinadora, pelas sugestões e críticas apresentadas.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de estudo.

À Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (DSA-CPTEC) e ao Laboratório de Espectroscopia Atmosférica da Universidade de Maryland (ASL-UMBC) por oferecer toda infra-estrutura e os dados necessários para o desenvolvimento do trabalho.

Aos Drs. Eduardo Jorge de B. Bastos e Clóvis Angeli Sansigolo pelo incentivo e apoio no início do doutorado.

Aos amigos e colegas de turma pelo carinho e pela amizade. À secretária Lilian Rezende Escobar e as estagiárias Laurenn, Alessandra e Mônica pela atenção, auxílio e amizade.

E, em especial, à minha esposa Rita e minha filha Ana Beatriz, pelo amor, companheirismo e incentivo, a meus pais, Luciano e Carlota e minhas irmãs, Luciana e Daniela, pelo constante apoio e incentivo durante todos os anos de minha formação.





## RESUMO

Este trabalho analisa o desempenho do sistema de sondagem AQUA (versões b-30 e c-01) e do modelo “Inversion Coupled with Imager” (ICI) para recuperar perfis de temperatura e umidade sobre a região Amazônica, particularmente sobre o estado de Rondônia, durante o experimento de campo “DRY-TO-WET Large Scale Biosphere-Atmosphere” (LBA) realizado nos meses de setembro e outubro de 2002. Além disso, com a desativação do “Humidity Sounder for Brazil” (HSB) buscou-se selecionar canais do “Atmospheric Infrared Sounder” (AIRS) sensíveis ao vapor d’água que sejam representativos do comportamento espectral dos canais HSB e simular as temperaturas de brilho desses canais a partir de informações dos canais AIRS selecionados, sob condições de céu claro. Em outra etapa, foram utilizadas as temperaturas de brilho simuladas para recuperar perfis de temperatura e umidade. Neste caso, os perfis foram inferidos utilizando o modelo de inversão ICI com duas opções para perfil inicial (“first-guess”): a) banco climatológico de perfis “TOVS Initial Guess Retrieval” (TIGR); b) banco climatológico de perfis brasileiros CLASS1. Nas análises de desempenho dos modelos de inversão observou-se que a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade sobre a região Amazônica foram melhor representadas pelo modelo ICI e pelas análises do modelo de Previsão Numérica de Tempo (PNT) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do que pelo modelo de inversão da “National Aeronautics and Space Administration” (NASA). Os perfis de temperatura e de umidade estimados pelo modelo ICI atingiram níveis de qualidade dentro das especificações dos sensores, que prevêem erros de até 1,5 K para os perfis de temperatura e de 1,5 g/kg para os de umidade. Por outro lado, os perfis recuperados pelo modelo de inversão da NASA estão abaixo do nível de qualidade desejado que é de 1 K para o perfil de temperatura e, aproximadamente, 1 g/kg para o perfil de umidade. Análises teóricas mostraram que o comportamento espectral dos canais AIRS selecionados e os canais 2 e 3 do HSB não é afetado quando se consideram: dois diferentes ângulos de visada, ou diferentes faixas de latitudes. No entanto, para o canal 4 do HSB observou-se uma ligeira diferença quando diferentes latitudes são consideradas nas análises. Assim, as simulações de temperatura de brilho para o canal 4 do HSB podem apresentar maiores erros à medida que os pixels utilizados nas simulações se distanciam da faixa tropical. Além disso, observou-se que não é preciso utilizar um grande número de canais AIRS para simular a temperatura de brilho dos canais HSB e que as simulações podem ser aplicadas sobre áreas continentais. Os perfis de temperatura e umidade recuperados pelo ICI com os bancos TIGR e CLASS1 e usando apenas as informações dos canais em microondas no procedimento de inversão, em geral, apresentam resultados similares e tendem a acompanhar o perfil da radiossonda. No caso do perfil de umidade, a utilização do banco regional CLASS1 contribuiu na melhora dos resultados comparados com os do banco TIGR, particularmente na baixa troposfera. Finalmente, sugere-se que as informações dos canais AIRS que simulam a temperatura de brilho do HSB podem contribuir na melhora da qualidade dos perfis inferidos pelo modelo de inversão da NASA, particularmente na ausência de dados do sensor HSB.



# **PERFORMANCE OF THE AQUA SOUNDINGS OVER BRAZIL AND SIMULATION OF THE BRIGHTNESS TEMPERATURE FOR THE HSB CHANNELS FROM AIRS INFORMATION**

## **ABSTRACT**

The purpose of this work was to analyze the performance of the AQUA sounding system (inversion model, versions b-30 and c-01) and of the Inversion Coupled with Imager (ICI) software to recover atmospheric profiles of temperature and moisture over the Amazon region, particularly in the state of Rondonia, during the DRY-TO-WET Large Scale Biosphere-Atmosphere (LBA) experiment on September and October, 2002. In addition, without the Humidity Sounder for Brazil (HSB) information, the water vapor Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) channels representative of the spectral behavior of the HSB channels were selected and the brightness temperatures of these channels from AIRS information were simulated in clear sky conditions. In another stage, the simulated brightness temperatures had been used to recover vertical profiles of temperature and moisture. In this case, the atmospheric profiles had been inferred using the ICI with two first guess options: a) TOVS Initial Guess Retrieval (TIGR) climatological profiles; b) CLASS1 Brazilian climatological profiles. The results of the inversion models to recover atmospheric profiles over the Amazon region showed that the ICI and the Numerical Weather Prediction (NWP) analyses of the "Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos" (CPTEC) had better performance than National Aeronautics and Space Administration (NASA) inversion model. The atmospheric profiles retrieved by ICI are within of the sensor specifications, which foresee errors of up to 1.5 K for the temperature profiles and 1.5 g/kg for the moisture. On the other hand, the profiles estimated from the NASA inversion model do not reach the desired level of 1 K for the temperature profile and approximately 1 g/kg for the moisture. The results suggested that the spectral behavior of the selected AIRS channels and the HSB channels (2 and 3) is not affected when there are considered: two different scan angles, or different latitude bands. However, for the HSB 4 there was observed a little difference when different latitudes are considered in the analyses. So, simulations of the brightness temperature for HSB 4 can present as greater errors as the pixels used are taken in higher latitudes. Moreover, it is not necessary to use a great number of AIRS channels to simulate the HSB brightness temperature and the simulations can be applied on continental areas. The temperature profiles recovered by ICI with the TIGR and CLASS1 and using just the microwave channels in the inversion process are similar and, in general, follow the radiosonde profile. In the case of the moisture profile, the use of first-guess CLASS1 contributed in improving the results, particularly in low troposphere, compared with TIGR. Finally, it is suggested that the information of the AIRS channels used to simulate the brightness temperature of the HSB can contribute in improving the quality of the profiles retrieved by NASA inversion model, particularly without the HSB data.



## SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
<b>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS</b> .....	27
1.1 - Introdução .....	27
1.2 - Objetivos .....	31
<b>CAPÍTULO 2 - SONDAGEM REMOTA POR SATÉLITES: UM HISTÓRICO</b> .....	33
<b>CAPÍTULO 3 - SISTEMA DE SONDAGEM E MODELOS</b> .....	47
3.1 - Sondadores da plataforma AQUA .....	47
3.2 - Princípios físicos de sondagem remota da atmosfera.....	54
3.2.1 - Jacobiano.....	59
3.3 - Modelos de inversão e de transferência radiativa .....	60
3.3.1 - Modelo de inversão: ICI.....	61
3.3.1.1 - Biblioteca de perfis iniciais .....	61
3.3.1.2 - Inversão da ETR.....	61
3.3.1.3 - Ajuste estatístico (“tuning”).....	64
3.3.2 - Modelo de inversão: NASA-AQUA .....	64
3.3.2.1 - Recuperação de parâmetros geofísicos .....	64
3.3.2.2 - Inversão em microondas.....	66

3.3.2.3 - Filtragem de nuvem.....	66
3.3.2.4 - Inversão estatística: AIRS .....	69
3.3.2.4a - Gerando as matrizes de covariância e regressão dos preditores.....	69
3.3.2.4b - Gerando os coeficientes de regressão.....	71
3.3.2.5 - Etapa final na recuperação de parâmetros geofísicos.....	72
3.3.2.6 - Seleção de canais AIRS.....	73
3.4 - Modelos de transferência radiativa (modelos diretos) .....	76
3.4.1 - Modelo direto em microondas .....	76
3.4.2 - Modelo direto no infravermelho (AIRS-RTA) .....	78
3.4.2.1 - Método PLOD .....	80
3.4.2.2 - Método OPTRAN .....	82
3.4.3 - Modelo direto do ICI: RTTOV .....	83
<b>CAPÍTULO 4 - DADOS E METODOLOGIA .....</b>	<b>85</b>
4.1 - Dados.....	85
4.1.1 - Dados L1B da Plataforma AQUA.....	86
4.1.2 - Dados L2 da plataforma AQUA .....	91
4.1.3 - Dados de Radiossondagens .....	91
4.1.4 - Perfis atmosféricos do ICI e das análises do modelo global do CPTEC...	92
4.1.5 - Dados de análise e previsão .....	93
4.1.6 - Formato de dados AQUA: RTP - “Radiative Transfer Profile”.....	93
4.2. - Análise de desempenho do sistema de sondagem AQUA .....	94
4.3 - Simulação dos canais HSB.....	95
4.3.1 - Detecção de campos de visada livres de nuvens .....	95
4.3.2 - Seleção de canais AIRS .....	97
4.3.3 - Simulação de temperatura de brilho do HSB .....	98
4.4 - Perfis verticais de temperatura e umidade.....	99
<b>CAPÍTULO 5 - RESULTADOS.....</b>	<b>101</b>

5.1 - Análise de desempenho do sistema de sondagem AQUA e do modelo ICI	101
5.1.1 - Inferência de perfis verticais de temperatura	102
5.1.2 - Inferência de perfis verticais de umidade	107
5.1.3 - Conclusões preliminares	113
5.2 - Seleção de canais substitutivos do HSB	115
5.2.1 - Localização de pixels para a análise	117
5.2.2 - Análises estatísticas da relação AIRS/HSB	121
5.2.3 - Cálculo dos jacobianos: AIRS e HSB	125
5.2.4 - Comportamento do jacobiano em relação ao ângulo de visada do satélite	137
5.2.5 - Comportamento do jacobiano em relação à latitude	140
5.2.6 - Conclusões preliminares	143
5.3 - Simulação de temperatura de brilho para os canais HSB em 183 GHz	144
5.3.1 - Simulação de temperatura de brilho sobre o continente	152
5.3.2 - Conclusões preliminares	160
5.4 - Perfis verticais de temperatura e umidade a partir da temperatura de brilho simulada	161
5.4.1 - Conclusões preliminares	162
5.5 - Perfis verticais de temperatura e umidade do sistema de sondagem AQUA: versões b-30 e c-01	165
<b>CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES</b>	171
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	177
<b>APÊNDICE A – PERFIS MÉDIOS DE TEMPERATURA E UMIDADE...</b>	193
<b>APÊNDICE B – COEFICIENTES DE REGRESSÃO</b>	199
<b>APÊNDICE C – CANAIS CORRELACIONADOS</b>	201





## LISTA DE FIGURAS

2.1 -	Transmitância total da atmosfera em microondas. FONTE: adaptada de <a href="http://amsu.cira.colostate.edu/spectrum.html">http://amsu.cira.colostate.edu/spectrum.html</a> .....	39
3.1 -	Temperatura de Brilho simulada para os 2378 canais do sondador AIRS em condições de céu livre de nuvens. FONTE: Chahine et al. (1999).....	48
3.2 -	Resposta espectral para os quatro canais do visível e infravermelho próximo do AIRS. As três primeiras curvas sólidas da esquerda para a direita são os canais 1, 2 e 3, respectivamente. A curva tracejada representa a função resposta para o canal 4. FONTE: Hofstadter et al. (2000).....	49
3.3 -	Sobreposição esquemática dos campos de visada do visível (quadrados) com os campos de visada do infravermelho do AIRS (círculos). FONTE: Hofstadter et al. (2000).....	50
3.4 -	Alinhamento dos campos de visada do AMSU com os do AIRS (HSB). FONTE: Chahine et al. (1999).....	53
3.5 -	Diagrama simplificado do algoritmo de inversão da NASA.....	65
3.6 -	Espectro de temperatura de brilho para os 2738 canais do AIRS com a localização esquemática dos canais utilizados pelo modelo de inversão da NASA para recuperar os perfis de temperatura (em vermelho) e os perfis de umidade (em azul).....	75
3.7 -	Pressões médias das 100 camadas utilizadas pelo modelo direto utilizado pela NASA para trabalhar com os dados do AIRS. FONTE: Chahine et al. (1999).....	81
4.1 -	Cobertura global do satélite AQUA para um único dia do mês de setembro de 2002, com a identificação dos respectivos números das passagens. a) passagens ascendentes; b) passagens descendentes.....	87
4.2 -	Temperatura de brilho para três passagens descendentes do satélite AQUA sobre o Brasil para os canais do HSB: (a) canal 1, (b) canal 2, (c) canal 3 e (d) canal 4.....	89

4.3 -	Radiância para um canal de janela atmosférica do sondador AIRS (759 cm <sup>-1</sup> ) para três passagens descendentes do satélite AQUA sobre o Brasil.....	90
4.4 -	Composição das informações dos canais AIRS, que operam na região do visível e infravermelho próximo, para todos os grânulos diurnos de um único dia de dados AQUA.....	90
4.5 -	Localização de três sítios da Campanha “DRY-TO-WET AMC/LBA” de coleta de dados utilizados neste estudo.....	92
4.6 -	Ilustração da localização dos pontos livres de nuvem (círculos verdes), para um grânulo do satélite AQUA. FONTE: Strow et al., 2002b.....	96
5.1 -	Perfis verticais de temperatura para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de temperatura recuperados por diferentes modelos e os perfis observados (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Guajará-Mirim.....	103
5.2 -	Perfis verticais de temperatura para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de temperatura recuperados por diferentes modelos e os perfis observados (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Porto Velho.....	104
5.3 -	Perfis verticais de temperatura para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de temperatura recuperados por diferentes modelos e os perfis observados (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Ouro Preto d’Oeste.....	105
5.4 -	Perfis verticais de umidade para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de umidade recuperados por diferentes modelos e o perfil observado (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Guajará-Mirim.....	109

5.5 -	Perfis verticais de umidade para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de umidade recuperados por diferentes modelos e o perfil observado (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Porto Velho.....	110
5.6 -	Perfis verticais de umidade para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de umidade recuperados por diferentes modelos e o perfil observado (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Ouro Preto d'Oeste.....	111
5.7 -	Jacobianos de temperatura (a) e de umidade (b) para os canais AMSU-A e HSB.....	117
5.8 -	Localização dos pixels considerados livres de nuvens sobre o oceano Atlântico (círculos verdes) para quatro grânulos de uma passagem ascendente do satélite AQUA no dia 01 de outubro de 2002: a) grânulo 158, b) grânulo 157, c) grânulo 156 e d) grânulo 155.....	118
5.9 -	Localização dos quatro grânulos ilustrados na figura anterior para uma passagem ascendente do satélite AQUA sobre o oceano Atlântico.....	120
5.10 -	Localização dos pixels livres de nuvem sobre o oceano para todos os grânulos do dia 31 de agosto de 2002 do satélite AQUA (entre $\pm 60$ graus de latitude).....	121
5.11 -	a) Espectros de temperatura de brilho do AIRS para quatro diferentes regiões do globo (latitudes); b) Coeficientes de correlação entre os 2378 canais AIRS e os 4 canais HSB.....	123
5.12 -	Coeficientes de correlação para um conjunto de, aproximadamente, 600 canais AIRS sensíveis ao vapor d'água com os 4 canais HSB.....	124
5.13 -	Localização espectral dos canais AIRS utilizados na AFCP para cada um dos quatro canais HSB e apresentação dos autovalores da análise para os canais HSB.....	125

5.14 -	Comparação dos Jacobianos do vapor d'água de canais AIRS que correspondem aqueles que apresentam os máximos valores de correlação com o canal de 150 GHz do HSB.....	126
5.15 -	Perfil de temperatura para uma atmosfera tropical utilizado na criação dos jacobianos (esquerdo), jacobiano de temperatura para os canais AIRS (centro) e jacobiano de temperatura para canais HSB centrados em 183 GHz (direito).....	127
5.16 -	Perfil de umidade para uma atmosfera tropical utilizado na criação dos jacobianos (esquerdo), jacobiano do vapor d'água para os canais AIRS (centro) e jacobiano do vapor d'água para canais HSB centrados em 183 GHz (direito).....	128
5.17 -	Comparação dos Jacobianos do vapor d'água de alguns canais AIRS com os canais HSB: a) canal 2, b) canal 3 e c) canal 4.....	130
5.18 -	Diferença entre os Jacobianos do vapor d'água dos 5 canais AIRS selecionados com os canais HSB: a) canal 2, b) canal 3 e c) canal 4.....	132
5.19 -	a) Jacobianos do vapor d'água para os 5 canais AIRS que apresentam os maiores valores de correlação com o canal 2 do HSB. b) Localizações espectrais dos 5 canais AIRS (em vermelho) em relação ao conjunto de canais AIRS sensíveis ao vapor d'água (em azul).....	134
5.20 -	a) Jacobianos do vapor d'água para os 5 canais AIRS que apresentam os maiores valores de correlação com o canal 3 do HSB. b) Localizações espectrais dos 5 canais AIRS (em vermelho) em relação ao conjunto de canais AIRS sensíveis ao vapor d'água (em azul).....	135
5.21 -	a) Jacobianos do vapor d'água para os 5 canais AIRS que apresentam os maiores valores de correlação com o canal 4 do HSB. b) Localizações espectrais dos 5 canais AIRS (em vermelho) em relação ao conjunto de canais AIRS sensíveis ao vapor d'água (em azul).....	136
5.22 -	Perfis tropicais de temperatura e umidade utilizados no cálculo dos jacobianos para dois diferentes ângulos de visada: nadir e 45 graus.....	138

5.23 -	Jacobianos do vapor para os três canais HSB com os respectivos canais AIRS que apresentaram maiores valores de correlação em duas diferentes condições de observação: nadir e em 45 graus.....	139
5.24 -	Perfis de temperatura e umidade para uma atmosfera tropical (azul) e de latitudes médias (vermelho).....	140
5.25 -	Jacobianos do vapor d'água para os canais HSB com os respectivos canais AIRS para duas diferentes condições atmosféricas: tropical e de latitudes médias.....	142
5.26 -	Erro médio (viés) e o EMQ da simulação da temperatura de brilho para o canal 2 do HSB entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002.....	144
5.27 -	Distribuição espacial da diferença entre as temperaturas de brilho simuladas e as observadas para o canal 2 do HSB no período de 31 de agosto a 31 de outubro de 2002.....	145
5.28 -	Erro médio (viés) e o EMQ da simulação da temperatura de brilho para o canal 3 do HSB entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002.....	146
5.29 -	Distribuição espacial da diferença entre as temperaturas de brilho simuladas e as observadas para o canal 3 do HSB no período de 31 de agosto a 31 de outubro de 2002.....	147
5.30 -	Erro médio (viés) e o EMQ da simulação da temperatura de brilho para o canal 4 do HSB entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002.....	148
5.31 -	Distribuição espacial da diferença entre as temperaturas de brilho simuladas e as observadas para o canal 4 do HSB no período de 31 de agosto a 31 de outubro de 2002.....	149
5.32 -	Erro médio (viés) e o EMQ da simulação da temperatura de brilho para o canal 4 do HSB na faixa tropical entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002.....	150
5.33 -	EMQ da simulação da temperatura de brilho utilizando dados simulados entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002.....	151
5.34 -	EMQ da simulação de temperatura de brilho para um único dia de dados observados utilizando diferentes subconjuntos de canais AIRS.....	152

5.35 -	Estimativas de temperatura de brilho para os canais AIRS utilizados nas simulações de temperatura de brilho para o canal 2 do HSB para duas atmosferas típicas do RTTOV-7: a) tropical e b) altas latitudes.....	154
5.36 -	Estimativas de temperatura de brilho para os canais AIRS utilizados nas simulações de temperatura de brilho para o canal 3 do HSB para duas atmosferas típicas do RTTOV-7: a) tropical e b) altas latitudes.....	155
5.37 -	Estimativas de temperatura de brilho para os canais AIRS utilizados nas simulações de temperatura de brilho para o canal 4 do HSB para duas atmosferas típicas do RTTOV-7: a) tropical e b) altas latitudes.....	156
5.38 -	Estimativas de temperatura de brilho para os canais 4 canais HSB para duas atmosferas típicas do RTTOV-7: a) tropical e b) altas latitudes.....	157
5.39 -	Localização dos pixels utilizados para simular as temperaturas de brilho sobre o continente (a), imagem do satélite GOES-8 (b) e localização dos grânulos (AQUA) selecionados (c).....	159
5.40 -	Perfis verticais de temperatura para os sítios: (a) Guajará-Mirim (3:53 GMT), (b) Guajará-Mirim (5:42 GMT), (c) Porto velho e (d) Ouro Preto d'Oeste.....	163
5.41 -	Perfis verticais de umidade para os sítios: (a) Guajará-Mirim (3:53 GMT), (b) Guajará-Mirim (5:42 GMT), (c) Porto velho e (d) Ouro Preto d'Oeste.....	164
5.42 -	Erro médio (a) e EMQ (b) entre os perfis de temperatura recuperados pelas versões b-30 e c-01 do modelo de inversão da NASA e os perfis observados (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Guajará-Mirim.....	166
5.43 -	Erro médio (a) e EMQ (b) entre os perfis de umidade recuperados pelas versões b-30 e c-01 do modelo de inversão da NASA e os perfis observados (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Guajará-Mirim.....	167

5.44 -	Canais AIRS utilizados pelo modelo de inversão da NASA para inferir perfis verticais de temperatura nas versões b-30 (vermelho) e c-01 (azul), em conjunto com os canais selecionados para simular a temperatura de brilho dos canais HSB centrados em 183 GHz (preto).....	169
5.45 -	Canais AIRS utilizados pelo modelo de inversão da NASA para inferir perfis verticais de umidade nas versões b-30 (vermelho) e c-01 (azul), em conjunto com os canais selecionados para simular a temperatura de brilho dos canais HSB centrados em 183 GHz (preto).....	170
A.1 -	Perfis médios de temperatura para as radiossondagens de Guajará-Mirim para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.....	193
A.2 -	Perfis médios de temperatura para as radiossondagens de Porto Velho para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.....	194
A.3 -	Perfis médios de temperatura para as radiossondagens de Ouro Preto d’Oeste para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.....	195
A.4 -	Perfis médios de umidade para as radiossondagens de Guajará-Mirim para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.....	196
A.5 -	Perfis médios de umidade para as radiossondagens de Porto Velho para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.....	197
A.6 -	Perfis médios de umidade para as radiossondagens de Ouro Preto d’Oeste para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.....	198





## LISTA DE TABELAS

3.1 -	Características espectrais dos canais que constituem o instrumento AMSU-A.....	51
3.2 -	Características espectrais dos canais que constituem o instrumento HSB.....	52
3.3 -	Produtos AIRS/AMSU/HSB.....	54
3.4 -	Canais AIRS utilizados para recuperar perfil de umidade ( $\text{cm}^{-1}$ ).....	75
3.5 -	Canais AIRS utilizados para recuperar perfil de temperatura ( $\text{cm}^{-1}$ ).....	76
5.1 -	Número total de perfis de temperatura e de umidade utilizados nas análises estatísticas.....	101
5.2 -	Viés e EMQ entre os perfis de temperatura inferidos e as radiossondagens para Guajará-Mirim.....	106
5.3 -	Viés e EMQ entre os perfis de temperatura inferidos e as radiossondagens para Porto Velho.....	106
5.4 -	Viés e EMQ entre os perfis de temperatura inferidos e as radiossondagens para Ouro Preto d'Oeste.....	106
5.5 -	Viés e EMQ entre os perfis de temperatura inferidos e as radiossondagens nos períodos matutino e vespertino para Guajará-Mirim.....	107
5.6 -	Viés e EMQ entre os perfis de umidade inferidos e as radiossondagens para Guajará-Mirim.....	112
5.7 -	Viés e EMQ entre os perfis de umidade inferidos e as radiossondagens para Porto Velho.....	112
5.8 -	Viés e EMQ entre os perfis de umidade inferidos e as radiossondagens para Ouro Preto d'Oeste.....	112
5.9 -	Viés e EMQ entre os perfis de umidade inferidos e as radiossondagens nos períodos matutino e vespertino para Guajará-Mirim.....	113
5.10 -	Canais AIRS representativos do comportamento espectral do HSB com os maiores valores de correlação.....	137

5.11 -	Viés e EMQ entre as temperaturas de brilho simuladas e as observadas para os canais HSB sobre o Brasil para o dia 6 de setembro de 2002.....	160
B.1 -	Coefficientes de regressão utilizados na simulação de temperatura de brilho para os canais HSB.....	199
C.1 -	Os 25 canais AIRS representativos do comportamento espectral do HSB com os maiores valores de correlação.....	201

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

3I	- “Improved Initialization Inversion”
AAPP	- “ATOVS and AVHRR Processing Package”
AEB	- Agência Espacial Brasileira
AIRS	- “Atmospheric Infrared Sounder”
AMCWET	- “Atmospheric Mesoscale Campaign for the Wet Season”
AMSR-E	- “Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS”
AMSU	- “Advanced Microwave Sounding Unit”
ATOVS	- “Advanced TIROS-N/NOAA Operational Vertical Sounder”
AVHRR	- “Advanced Very High Resolution Radiometer”
CERES	- “Clouds and the Earth’s Radiant Energy System”
CIMSS	- “Cooperative Institute for Meteorological Studies”
CMS	- “Centre de Météorologie Spatiale”
CNRS	- “Centre National de la Recherche Scientifique”
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DMSP	- “Defense Meteorological Satellite Program”
DSA	- Divisão de Satélites Ambientais
ECMWF	- “European Centre for Medium-Range Weather Forecasts”
EMAS-I	- Experimento de Mesoescala da Atmosfera do Sertão
EMQ	- Erro Médio Quadrático
EOS	- “Earth Observing System”
ETR	- Equação de Transferência Radiativa
GOES	- “Geostationary Operational Environmental Satellite”
HDF	- “Hierarchical Data Format”
HIRS	- “High Resolution Infra Red Radiation Sounder”
HRTP	- “High Resolution Picture Transmission”
HSB	- “Humidity Sounder for Brazil”
IAPP	- “International ATOVS Processing Package”
IASI	- “Infrared Atmospheric Sounding Interferometer”
ICI	- “Inversion Coupled with Imager”

INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ITPP	- “International TOVS Processing Package”
LBA	- “Large Scale Biosphere Atmospheric Experiment in Amazonia”
LMD	- “Laboratoire de Météorologie Dynamique”
MODIS	- “Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer”
MSU	- “Microwave Sounding Unit”
NASA	- “National Aeronautic and Space Administration”
NEMS	- “Nimbus-E Microwave Sounder”
NOAA	- “National Oceanic and Atmosphere Administration
OPTRAN	- “Optical Path Transmittance”
PLOD	- “Pressure Layer Optical Depth”
PNT	- Previsão Numérica de Tempo
RTTOV	- “Radiative Transfer model for ATOVS”
SMMR	- “Scanning Multichannel Microwave Radiometer”
SSM/I	- “Special Sensor Microwave Imager”
TIGR	- “TOVS Initial Guess Retrieval”
TIROS	- “Television and Infrared Observations Satellite”
TOVS	- “TIROS Operational Vertical Sounders”
TRMM	- “Tropical Rainfall Measuring Mission”
TSC	- Temperatura da superfície continental
TSM	- Temperatura da superfície do mar
UMBC	- “University of Maryland Baltimore County”
VISSR	- “Visible and Infrared Spin Scan Radiometer”

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

### 1.1 - Introdução

No início da exploração espacial, abrangendo os três anos de 1957 a 1959, trinta e sete tentativas foram feitas pelos norte americanos para colocação de satélites em órbita. Desses, vinte e sete foram fracassos totais. Os satélites caíram de volta à Terra ou explodiram. Mesmo os dezessete que atingiram uma órbita conheceram sua quota de complicações. Alguns deixavam de operar quase imediatamente, enquanto outros ficavam reduzidos a condições parciais de funcionamento em razão de componentes danificados. Porém, em 1960, a história mudou. Em vinte e nove missões tentadas, registrou-se um recorde de dezesseis satélites que orbitaram a Terra com pleno êxito. Entre eles citam-se: Discoverer, Explorer, Midas, Echo, Transit, Courier, Pioneer e Tiros (Shelton, 1971). Com os sucessivos lançamentos de satélites meteorológicos, a teoria de transferência radiativa adquiriu papel fundamental no estudo dos processos de interação da radiação com o sistema terra-atmosfera. Através dela, a técnica de sensoriamento remoto utilizando radiômetros foi desenvolvida com vários objetivos, dentre os quais, estimar perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera a partir de radiâncias atmosféricas emitidas, sobre qualquer ponto do globo terrestre. Para tal finalidade, tornou-se importante o estudo da emissão e/ou absorção pelos gases atmosféricos que são opticamente ativos, tais como o oxigênio ( $O_2$ ), o ozônio ( $O_3$ ), o gás carbônico ( $CO_2$ ), o vapor d'água e outros gases minoritários, nas regiões espectrais do visível, do ultravioleta, do infravermelho e das microondas.

Assim, as medidas de radiância atmosférica efetuadas por radiômetros a bordo de satélites meteorológicos têm sido utilizadas para determinar a estrutura vertical de temperatura, umidade e concentração de espécies moleculares presentes na

atmosfera. No entanto, a interpretação dessas medidas radiométricas em termos de parâmetros meteorológicos requer a inversão da Equação de Transferência Radiativa (ETR). Por outro lado, a solução da ETR não é única, isto é, existem muitos perfis que satisfazem o mesmo conjunto de radiâncias observadas (solução indeterminada). O grau de indeterminação está associado à resolução espectral e ao número de canais espectrais. Além disso, a validade física da solução torna-se dependente do algoritmo particular usado para resolver a ETR. Consequentemente, as dificuldades em se obter expressivas soluções para a ETR têm resultado em inúmeros métodos de inversão encontrados na literatura (Liou, 1980). Neste sentido, foram projetados sistemas de medidas constituídos basicamente por sensores de radiação e pacotes numéricos para o processamento dessas informações.

Nos últimos 20 anos, alcançou-se um progresso considerável na recuperação de perfis de temperatura a partir de sensores passivos no infravermelho. No entanto, numerosas pesquisas têm sugerido estudar as características da atmosfera terrestre a partir de observações de satélites e medidas radiométricas em superfície tanto no espectro do infravermelho como em microondas. Essas pesquisas indicam que um ótimo sistema de observação será aquele que integrará todas as técnicas de observação (Smith, 1970). Neste contexto, foi projetada a unidade radiométrica “Advanced Microwave Sounding Unit” (AMSU) do sistema “Advanced TIROS-N/NOAA Operational Vertical Sounder” (ATOVS), atualmente em operação a bordo dos satélites de órbita polar “National Oceanic and Atmosphere Administration-K” (NOAA - KLM) ou NOAA – 15, 16 e 17. A AMSU vem sendo utilizada no aprimoramento da inferência de perfis verticais de temperatura e de umidade da atmosfera por meio das radiâncias medidas pelas unidades AMSU-A e AMSU-B, respectivamente. Esta melhoria na qualidade das sondagens atmosféricas tem sido viabilizada pela possibilidade de minimizar o efeito da nebulosidade nos cálculos de transferência radiativa na ausência de precipitação, válida para o espectro das microondas.

Atualmente, esforços têm se concentrado no desenvolvimento de sondadores com alta resolução espectral, por exemplo, o “Infrared Atmospheric Sounding Interferometer” - IASI (possuindo mais de 8000 canais, em desenvolvimento) e o “Atmospheric Infrared Sounder” – AIRS (2378 canais). O AIRS é o primeiro sondador avançado de radiação infravermelha operacional com essa característica. Sua finalidade principal é obter perfis atmosféricos de temperatura e umidade, e dele espera-se prover melhoramentos substanciais, especialmente nas medidas de temperatura, em relação aos instrumentos anteriores (Parkinson, 2003).

Um acontecimento de importância histórica para a agência espacial americana (NASA) e para a Agência Espacial Brasileira (AEB) ocorreu no dia 4 de maio de 2002, com o lançamento do satélite AQUA na base aérea americana de Vandenberg, na Califórnia. Ressalta-se a participação do Brasil na missão AQUA como colaborador no monitoramento de um sistema sondador de umidade, o “Humidity Sounder for Brazil” (HSB), lançado junto com o AIRS e a AMSU-A (Lambrigtsen e Calheiros, 2003).

Fundamentalmente, o HSB é um sondador de umidade. Segundo Lambrigtsen e Calheiros (2003) este instrumento pode ser usado para fazer sondagem da distribuição vertical do vapor d’água para uma quantidade total de água precipitável de  $5 \text{ g/cm}^2$ . Além disso, espera-se que os perfis de vapor d’água possam ser recuperados com uma exatidão de 25%, numa camada de 2 km, utilizando apenas os dados dos sondadores em microondas (AMSU/HSB). Para água líquida, a exatidão é de aproximadamente 40%, numa camada de 4 km. Contudo, espera-se que esses valores melhorem significativamente com o aprimoramento dos algoritmos de inversão. O conjunto AIRS/AMSU/HSB é considerado o sistema de sondagem mais avançado desenvolvido até agora. Ele incorpora os avanços dos sensores AMSU - A e AMSU - B do NOAA além dos avanços providos pelo AIRS com relação ao “High Resolution Infra Red Radiation Sounder” (HIRS), que dispõe de apenas 20 canais no infravermelho. Com os 2378 canais do sondador AIRS tem-se um aumento

significativo na quantidade de informação sobre a atmosfera. Todavia, não é imediatamente óbvio quantificar essa informação ou utilizá-la de forma eficiente (Rodgers, 1998).

O desenvolvimento/aperfeiçoamento de metodologias para recuperação de perfis atmosféricos é de fundamental importância para a Previsão Numérica de Tempo (PNT), principalmente para o Hemisfério Sul onde existe um baixo número de radiossondas. Além disso, devido à grande extensão territorial do Brasil e à existência de áreas remotas como é o caso da Amazônia, torna-se difícil manter redes de observações convencionais. A missão AQUA oferece uma grande oportunidade para coletar dados valiosos que poderão ser utilizados para o avanço do “estado da arte”, particularmente, na seleção de canais para a otimização do procedimento de inversão sob condições tropicais. Dessa forma, estudos que possam contribuir no sentido de utilizar-se de forma mais eficiente as informações obtidas a partir de dados de satélites são necessários.

Apesar do objetivo principal do sistema AIRS/AMSU/HSB ser a recuperação mais precisa de perfis de temperatura e umidade, seus dados têm sido também usados para obter informações de gases atmosféricos, água precipitável, nuvens, conteúdo de água líquida, altura da tropopausa e estratosfera, propriedades de nuvens, temperatura da superfície do mar e do continente, emissividade espectral da superfície e fluxos de radiação de onda longa e curta (Parkinson e Greenstone, 2000).

Infelizmente, o HSB não se encontra em operação desde o final do ano de 2002, por problemas mecânicos. Dessa forma, o novo sistema de sondagem conta apenas com os dados dos sondadores AIRS/AMSU. Todavia, esse problema pode ser visto como um desafio num campo fértil para o desenvolvimento de novas pesquisas. A grande quantidade de informações do AIRS sugere que possamos representar o



comportamento espectral dos canais HSB utilizando informações dos canais AIRS sensíveis ao vapor d'água em condições de céu claro.

Dentro desse contexto, um dos objetivos do trabalho é analisar o desempenho do sistema de sondagem AQUA sobre a região tropical, em particular sobre a região Amazônica, para o período de setembro e outubro de 2002. Além disso, dado o cancelamento de dados HSB, pretende-se selecionar os canais AIRS sensíveis ao vapor d'água que sejam representativos do comportamento espectral dos canais HSB sob condições de céu claro e simular a temperatura de brilho desses canais a partir de informações dos canais AIRS selecionados. Na próxima etapa, são utilizadas as temperaturas de brilho simuladas para recuperar perfis verticais de temperatura e umidade. Neste caso, os perfis verticais são inferidos utilizando o modelo de inversão “Inversion Coupled with Imager” (ICI).

Nas análises dos perfis verticais de temperatura e umidade inferidos pelo sistema de sondagem AQUA compara-se o desempenho de duas versões (b-30 e c-01) do modelo de inversão da NASA (AQUA), que utilizam informações do sensor HSB. No entanto, com a falha mecânica apresentada por esse sensor tem-se a perda dessa informação no processo de inversão. Além disso, novas versões vêm sendo desenvolvidas no sentido de aprimorar a qualidade do produto final (Susskind, 2003). Neste sentido, espera-se que os canais AIRS selecionados como representativos do comportamento espectral do HSB sejam úteis ao procedimento de inversão da NASA a fim de minimizar a perda da informação dos canais HSB. As informações desses canais podem contribuir na melhora da qualidade dos perfis inferidos.

## **1.2 - Objetivos**

Especificamente concentram-se em:

- analisar o desempenho do sistema de sondagem AQUA (AIRS/AMSU/HSB) sobre o Brasil, em particular sobre a região Amazônica, para o período de setembro e outubro de 2002;
  
- a partir de simulações teóricas (modelos de transferência radiativa) e observações selecionar canais do sensor AIRS sensíveis ao vapor d'água que sejam representativos do comportamento espectral dos canais HSB sob condições de céu claro;
  
- simular as temperaturas de brilho para os canais HSB a partir de combinações das informações dos canais AIRS selecionados, tanto sobre oceano como sobre continente;
  
- recuperar perfis verticais de temperatura e umidade utilizando o modelo ICI a partir das estimativas de temperatura de brilho para os canais HSB e informações AMSU/AQUA sobre o Brasil.

## CAPÍTULO 2

### SONDAGEM REMOTA POR SATÉLITES: UM HISTÓRICO

Os avanços tecnológicos no início dos anos 40, durante a Segunda Guerra Mundial, conduziram às primeiras imagens de nuvens obtidas do espaço. No entanto, a primeira proposta para explorar a emissão espectral da atmosfera terrestre para inferir sua estrutura vertical de temperatura e umidade teve início na década seguinte. A física básica sobre sondagens remotas da atmosfera para inferência de perfis verticais de temperatura a partir de sensores de radiação a bordo de satélites foi proposta inicialmente por King (1956). O autor sugeriu que os perfis verticais de temperatura poderiam ser inferidos a partir da intensidade de radiação monocromática em um único canal espectral, proveniente de várias direções.

Posteriormente, Kaplan (1959) avançou nos conceitos sobre as técnicas de sondagem remota da atmosfera sugerindo que fossem utilizados diversos comprimentos de onda associados à banda de absorção do CO<sub>2</sub> em 15 μm, porém a análise foi realizada 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 predominantes das camadas superiores da atmosfera e as medidas referentes a suas bordas contêm informações com maior contribuição das camadas próximas à superfície.

Na década seguinte, com o desenvolvimento tecnológico dos projetos espaciais associados aos avanços nos recursos computacionais, houve um maior interesse na utilização de novas técnicas de sondagem remota da atmosfera. Wark e Fleming (1966) apresentaram um esquema de tratamento estatístico com dados de radiossondagem para aproximar os perfis obtidos por satélite. Chahine (1970) propôs um método iterativo para inversão da Equação de Transferência Radiativa (ETR),

visando estimar os perfis verticais de temperatura na atmosfera utilizando a banda de absorção do CO<sub>2</sub>. Num outro estudo, Smith et al. (1970) desenvolveram um método implícito para resolução desse problema. Os resultados obtidos a partir destas técnicas eram expressivos quando aplicados a situações de céu claro. Para condições de céu nublado, os dados de satélite contaminados pela presença de nuvens deixavam a desejar devido, principalmente, à baixa resolução dos sensores da época. Assim, a presença de nuvens nos campos de visada dos sensores representavam o maior desafio. A introdução de uma nova geração de radiômetros em microondas foi o próximo passo no sentido de solucionar esse problema. Como as informações em microondas não são afetadas pela maioria dos tipos de nuvem, esses instrumentos apresentavam uma vantagem em relação aos instrumentos que operavam no infravermelho e no visível. Isso encorajou o lançamento de sensores passivos em microondas a bordo de plataformas espaciais.

Os primeiros instrumentos que operavam na faixa espectral de microondas, a bordo de plataformas espaciais no início dos anos setenta, eram usados para fornecer informações sobre a superfície terrestre e parâmetros atmosféricos. Naquela época, a “National Aeronautic and Space Administration” (NASA) foi a primeira a utilizar um radiômetro em microondas a bordo dos satélites da série Nimbus, o “Nimbus-E Microwave Sounder” (NEMS). O NEMS possuía cinco canais (22,235; 31,4; 53,65; 54,9 e 58,8 GHz) que eram utilizados para inferir perfis verticais de temperatura e a abundância de vapor d’água na atmosfera. No entanto, esse sensor foi rapidamente substituído por instrumentos mais avançados, ainda no programa da série Nimbus. Em 1978, foi lançado o SMMR (“Scanning Multichannel Microwave Radiometer”) a bordo do Nimbus-G. O SMMR possuía cinco canais com dupla polarização (6,6; 10,7; 18; 21 e 37 GHz) que eram utilizados para inferir a temperatura da superfície do mar, velocidade do vento e abundância de vapor d’água e água líquida na atmosfera. Os dados desses sensores experimentais foram utilizados para impulsionar o conhecimento sobre os instrumentos e aperfeiçoar o uso das microondas na observação da Terra a partir do espaço (Njoku, 1982).

Ainda em 1978, o radiômetro “High-resolution Infrared Radiation Sounder” (HIRS 2), com 19 canais entre 3,7  $\mu\text{m}$  e 15  $\mu\text{m}$  e resolução espacial de aproximadamente 17 km, combinado com o “Microwave Sounding Unit - MSU”, com 4 canais próximos da banda de absorção do oxigênio (57 GHz), resultaram no primeiro sistema de sondagem operacional, o “TIROS Operational Vertical Sounders” (TOVS), sendo o “International TOVS Processing Package” (ITPP) o pacote computacional que permite inferir perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera a partir das informações desse novo sistema de sondagem. Esse pacote foi desenvolvido pela “Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies” (CIMSS) da Universidade de Wisconsin em Madison, nos Estados Unidos da América. McMillin et al. (1979) e Smith et al. (1979) estão entre os que publicaram os primeiros trabalhos realizados utilizando informações do sistema TOVS, onde foram feitas comparações entre sondagens remotas utilizando os sensores HIRS e MSU e dados 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 maiores, principalmente nas camadas próximas à superfície terrestre e na tropopausa. Smith (1991) argumentou que os resultados encontrados para situações com nebulosidade foram decorrentes do baixo número de canais em microondas e da baixa resolução espacial desses radiômetros quando comparados aos do HIRS.

Na mesma década, alguns trabalhos sobre a utilização do ITPP no Brasil foram desenvolvidos. Sakuragi (1992) estudando o impacto dos perfis de temperatura e umidade estimados pelo ITPP-4 nas análises de modelos de PNT sobre as regiões sul e sudeste do Brasil, mostrou a importância desse sistema de sondagem no diagnóstico e no monitoramento de sistemas de escala sinótica e subsinótica, particularmente em locais onde há escassez de dados de superfície. Num outro estudo, Teixeira (1996a, b) comparando os perfis de temperatura e umidade obtidos a partir do sistema TOVS com os dados de radiossondagem, coletados durante o Experimento de Mesoescala da Atmosfera do Sertão (EMAS-I) no Nordeste do

Brasil, notou uma sensível melhora da versão do ITPP-5 em relação à versão anterior (ITPP-4). No entanto, de maneira geral notou-se uma dificuldade do ITPP (4 e 5) nas inferências de umidade.

Buscando o aprimoramento das estimativas de perfis verticais de temperatura e umidade, Smith et al. (1993) sugeriram a utilização do sistema “Advanced Very High Resolution Radiometer” (AVHRR) como uma fonte adicional de informação ao processo de inversão, principalmente em relação à cobertura de nuvem e temperatura da superfície. O impacto da utilização do AVHRR no ITPP-5 na recuperação de perfis verticais de temperatura e umidade sobre o Brasil foi estudada por Nogueira (1998). Seus resultados mostraram uma melhora destas estimativas quando os dados AVHRR eram utilizados para auxiliar o processo de filtragem de nuvens em conjunto com informações do sensor HIRS.

Utilizando o ITPP-5, Lima e Ceballos (2002a) analisaram a confiabilidade das sondagens TOVS para a região Amazônica, comparando com os perfis de temperatura obtidos durante o experimento “Atmospheric Mesoscale Campaign for the Wet Season” (AMCWET) do “Large Scale Biosphere Atmospheric Experiment in Amazonia” (LBA). Segundo os autores, o ITPP-5 reproduziu satisfatoriamente os perfis de temperatura para a região do experimento, quando introduzidos dados do modelo de PNT do CPTEC para ancorar as estimativas no nível de 1000 hPa. Por outro lado, nos perfis de umidade foram encontrados erros sistemáticos nos níveis acima de 850 hPa, apresentando uma atmosfera mais seca que a real.

Com o intuito de recuperar perfis verticais de temperatura a partir de dados do sistema TOVS e utilizando o ITPP-5, Carvalho (1998) apresentou uma nova abordagem para o processo de inversão matemática. A técnica baseia-se na associação de uma norma quadrática mais um termo de regularização, utilizando em sua resolução uma rotina numérica de minimização. Seus resultados sugerem um

bom desempenho da técnica em comparação com dados de radiossondagens, sobretudo na troposfera, que é a região de maior interesse meteorológico.

Outra abordagem no contexto da sondagem remota da atmosfera foi proposta por Chédin et al. (1985). Seu modelo, denominado “Improved Initialization Inversion” (3I), utiliza um algoritmo híbrido para recuperar perfis meteorológicos a partir de dados de satélites da série TIROS/NOAA. Para inicializar o processo de inversão, o método utiliza um banco de perfis atmosféricos gerado a partir de dados de radiossondagens pelo Laboratório de Meteorologia Dinâmica da França (LMD/CNRS-França), o “TOVS Initial Guess Retrieval” (TIGR). Basicamente, o 3I compara as radiâncias observadas com as calculadas a partir dos perfis do banco TIGR. Para a solução final, o método busca um perfil atmosférico cujo espectro de radiâncias apresente a maior semelhança com o espectro observado pelo TOVS (Chédin et al., 1985; Scott et al., 1999; Stubenrauch et al., 1999a-c).

Baseado na metodologia proposta pelo método 3I, Lavanant et al. (1997; 1999) desenvolveram no “Centre de Météorologie Spatiale” (CMS) em Lannion, França, o “Inversion Coupled with Imager” (ICI), um software com características operacionais para a recuperação de perfis atmosféricos de sondagens TOVS e ATVOS (NOAA). O ICI apresenta algumas vantagens em relação ao 3I: possui mais opções quando se trata da base de dados iniciais, dispondo de uma sub-base de dados com perfis de massas de ar e possui acoplado um modelo direto de transferência radiativa, o “fast Radiative Transfer model for ATOVS” (RTTOV), capaz de processar informações em tempo real (Eyre, 1991). Os três possíveis bancos de dados a serem utilizados na seleção do melhor perfil inicial são: um banco para o processamento em tempo real composto de análises de um modelo de Previsão Numérica de Tempo (PNT) para a época da observação, arquivos de PNT de dez dias anteriores à observação e dois bancos de dados fixos, com climatologias de perfis de radiossondagens (o NESDIPR e o TIGR).

Apesar da grande maioria dos sistemas de inversão utilizar informações de sondadores que operam em satélites de órbita polar, alguns esforços foram concentrados no sentido de se recuperar perfis atmosféricos a partir de informações do satélite estacionário GOES. O sistema “VISSR Atmospheric Souder” (“Visible and Infrared Spin Scan Radiometer” - VISSR) tem sido utilizado operacionalmente desde 1987 para produzir perfis verticais de temperatura e umidade. Esse sistema é composto por 12 canais, sendo 11 na região do infravermelho e um no infravermelho próximo. O algoritmo de inversão é similar ao ITPP/TOVS e está descrito em Hayden et al.(1988). Com o lançamento do satélite GOES-8 houve um aumento no número de canais disponíveis para realizar sondagens (de 12 para 18) e uma conseqüente melhora na qualidade dos perfis atmosféricos recuperados pelo novo sistema GOES/VAS (Menzel et al., 1998). No Brasil, poucos foram os trabalhos desenvolvidos utilizando esse sistema de sondagem (Ferreira 1987a, b).

É importante notar que nas décadas de 1980 e 1990 observou-se um acentuado aumento no uso de produtos em microondas pela comunidade científica em todo o mundo, em particular, por organizações oceanográficas e meteorológicas. Isso se deve ao fato de que informações coletadas por sensores que operam nesse comprimento de onda não são afetadas pela maioria dos tipos de nuvem, permitindo efetuar sondagens atmosféricas sob condições de céu nublado ou parcialmente nublado. Essa maior ênfase é inicialmente atribuída ao lançamento do “Special Sensor Microwave Imager” (SSM/I) em 1987, que operava a bordo dos primeiros satélites do “Defense Meteorological Satellite Program” (DMSP). Em contraste com os sondadores de temperatura, o SSM/I possui seis canais com dupla polarização na região de janela atmosférica (19, 37 e 85 GHz), e um sétimo canal centrado em 22,3 GHz (absorção do vapor d’água) com polarização vertical. Produtos como chuva, cobertura de neve, água líquida em nuvens, vapor d’água e vento sobre oceano, entre outros, foram estimados utilizando todos os canais do sensor, a fim de aperfeiçoar as análises e previsões de tempo. Para se ter uma idéia da localização das



janelas atmosféricas em microondas, a Figura 2.1 ilustra a transmitância total da atmosfera nessa faixa de onda.

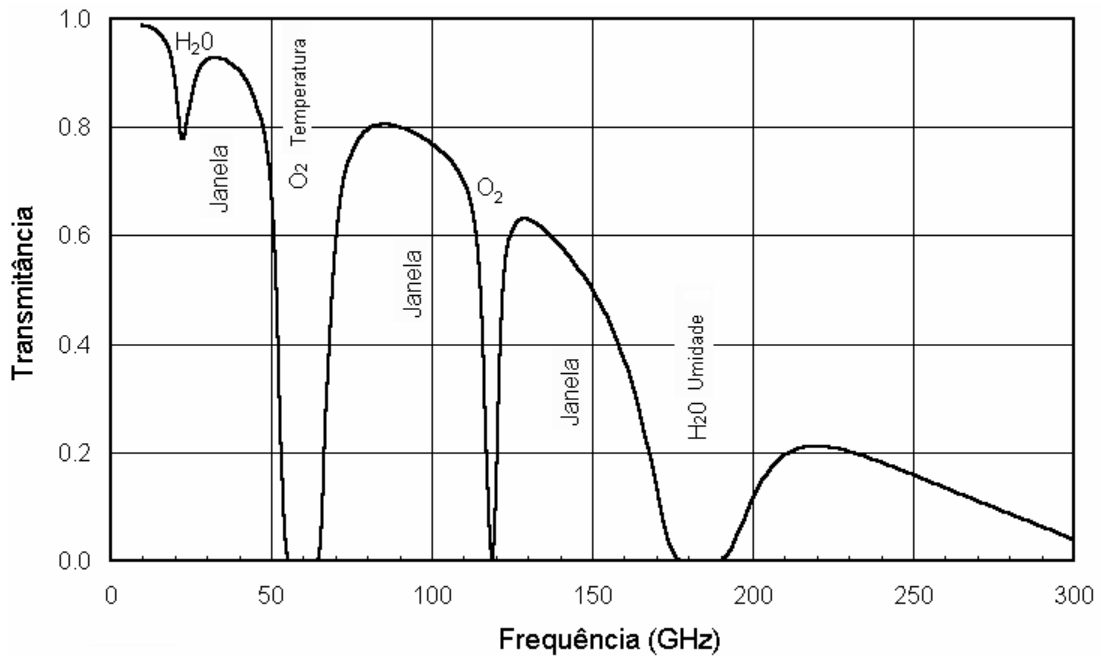


FIGURA 2.1 – Transmitância total da atmosfera em microondas.

FONTE: adaptada de <http://amsu.cira.colostate.edu/spectrum.html>.

Além do SSM/I, os satélites do DMSP transportam um sondador de temperatura (SSM/T) e um sondador de umidade (SSM/T2), ambos desenvolvidos pela Força Aérea Americana. O SSM/T foi lançado em 1979, contendo sete canais na banda de absorção do oxigênio (50 - 60 GHz) e é utilizado para recuperar perfis de temperatura desde a superfície até aproximadamente 5 mb. O SSM/T2 foi lançado em 1991 a bordo do satélite F-12 (DMSP) inspirado em trabalhos pioneiros que utilizaram simulações de transferência radiativa para concluir que a frequência de 183 GHz oferecia uma interessante possibilidade de perfilar o vapor d'água (Schaerer e Wilheit, 1979; Rozenkranz et al., 1982; Kakar 1983; Wang et al., 1983;

Kakar e Lambriksen, 1984). Este sondador possui três canais em torno da linha de absorção do vapor d'água em 183,31 GHz e outros dois canais na região de janela atmosférica (91 e 150 GHz). Todos esses canais do SSM/T2 são utilizados para recuperar perfis de umidade da superfície a aproximadamente 300 mb e identificar precipitação sobre áreas continentais e oceânicas. Atualmente, esses instrumentos (SSM/I, SSM/T e SSM/T2) estão operando a bordo do satélite F-14 (DMSP) com medidas radiométricas disponíveis entre 19 e 183 GHz.

Contudo, os diversos canais dos diferentes instrumentos do DMSP possuem diferentes geometrias de visada dificultando a combinação e comparação das informações disponíveis. Para amenizar este problema, um sensor chamado SSM/IS foi desenvolvido pela Força Aérea Americana no início da década de 1990 com o objetivo de incluir todos os canais (19 - 183 GHz) em um único instrumento. Posteriormente, como discutido a seguir, um sistema radiométrico integrado chamado “Advanced Microwave Sounding Unit” (AMSU) foi desenvolvido pela NOAA para fornecer observações coincidentes sobre uma vasta região do espectro eletromagnético.

Devido à evolução contínua dos radiômetros em microondas a bordo de satélites e à qualidade dos produtos do SSM/I, a NASA lançou em novembro de 1997 uma versão modificada do SSM/I a bordo do satélite “Tropical Rainfall Measuring Mission” (TRMM). Esse satélite foi desenvolvido com o objetivo de estudar a precipitação (chuvas) e as trocas de energia entre os trópicos e subtropicais (Kummerow et al, 1998). O TRMM é composto de cinco sensores: o “TRMM Microwave Imager (TMI), o “Precipitation Radar” (PR), o “Visible and InfraRed Scanner” (VIRS), o “Clouds and Earth’s Radiant Energy System” (CERES) e o “Lightning Imaging System (LIS). Este satélite transporta sensores ativos (PR) e passivos (TMI) na faixa das microondas e sensores na região do visível e infravermelho próximo (VIRS). Estes instrumentos auxiliam no estudo do comportamento das chuvas tropicais tanto sobre o continente como sobre o oceano

(Simpson et al., 1988), a partir de técnicas que combinam informações em microondas e no infravermelho. Até então, canais de baixa frequência em microondas (em torno de 10 GHz) estavam disponíveis apenas no primeiro radiômetro em microondas, o SMMR, lançado no Nimbus G em 1978.

Um acontecimento de importância particular para a NOAA foi o lançamento, em maio de 1998, do satélite NOAA-15 contendo o sensor AMSU, com vinte canais divididos em dois módulos, AMSU-A e AMSU-B. O módulo AMSU-A consiste de doze canais na região espectral de 50 - 60 GHz (banda do oxigênio) para fornecer informação sobre perfis de temperatura desde a superfície até 1 mb. Além disso, inclui os canais de 31,4 GHz e 89 GHz (janela) para monitorar precipitação e parâmetros de superfície, e o canal de 23,8 GHz utilizado para inferir o total de água precipitável sobre oceanos. O módulo AMSU-B possui quatro canais próximos de 183,31 GHz (banda de absorção do vapor d'água) utilizados na recuperação de perfis de umidade. Conjuntamente com o sensor HIRS, esses instrumentos constituem o sistema "Advanced TOVS" (ATOVS) que opera a bordo dos satélites NOAA-15, 16 e 17 e foram inicialmente projetados para aperfeiçoar as sondagens de temperatura realizadas com os quatro canais do MSU. Os resultados obtidos com esse novo sistema têm mostrado uma melhora na qualidade dos perfis verticais de temperatura e de umidade, principalmente sob condições de nebulosidade, melhorando o desempenho dos dados de satélites em modelos de PNT (English et al., 1999 e 2000).

Para acompanhar a evolução tecnológica dos novos sondadores do sistema ATOVS, surgiu a necessidade de se desenvolver um novo sistema para o processamento dos dados. Um pacote numérico bastante utilizado é o "ATOVS and AVHRR Processing Package" (AAPP), desenvolvido pela "European organization for the exploration of METeorological SATellites" (EUMETSAT) que tem como função preparar os dados recebidos diretamente dos satélites NOAA (nível 0) em formato "High Resolution Picture Transmission" (HRTP) para serem processados (nível 1d) e usados em modelos de inversão (Klaes, 1997 e Klaes et al., 1999). No processo de inversão, um

dos modelos utilizados é o “International ATOVS Processing Package” (IAPP), a nova versão do ITPP, projetado para trabalhar em conjunto com o AAPP (Wolf et al., 1999). Este realiza o procedimento de inversão tanto em condições de céu claro como em condições de nebulosidade (Li et al., 1999). Além disso, outras versões do modelo ICI foram aprimoradas para trabalhar com os dados dos sondadores da nova geração de satélites NOAA-KLMN (Lavanant et al., 1999).

Carvalho (2002) estudou o desempenho dos canais do sistema ATOVS/NOAA - 15 na recuperação de perfis verticais de temperatura e umidade sobre o Brasil. Seus resultados mostram que a inferência dos perfis verticais de temperatura utilizando o modelo ICI-2 atingiu os níveis de qualidade desejados pelas especificações dos sensores do sistema ATOVS, que prevêem erros de até 1,5 K. O erro RMS médio para os perfis verticais de temperatura entre os níveis de 1000 e 10 hPa foi de 1,09 K e 1,2 K para sondagens sobre o oceano e continente, respectivamente. Com relação aos perfis verticais de umidade, os erros encontrados também estavam dentro do que se esperava para o sensor AMSU-B (20% ou 1,5 g/kg). O erro RMS médio encontrado entre os níveis de 1000 e 300 hPa foi de 12,24% e 18,12% sobre o oceano e continente, respectivamente.

Com a instalação da última versão do pacote AAPP-ICI (versão 3.0) em 2001 na DSA/CPTEC, Lima et al. (2002b) analisaram o desempenho desse novo pacote comparando perfis recuperados sobre o Brasil gerados pelo ITPP - 5 com aqueles gerados pelo ICI - 3, utilizando dados do NOAA - 14 (TOVS) e NOAA - 16 (ATOVS), respectivamente. Mesmo com as limitações de uma comparação entre observações de satélites cujas passagens estavam defasadas de 3,5 horas, seus resultados sugeriram uma coerência entre os campos de temperatura gerados por ambos os métodos, com desvios de até 2 K. Além disso, verificaram a importância de se utilizar dados de modelos de circulação atmosférica como dado de entrada dos dois softwares.

Num outro estudo, buscando descrever condições tipicamente encontradas na atmosfera brasileira e tencionando uma eventual substituição do banco TIGR, Macedo (2003) estruturou diferentes bancos de dados (perfis) a partir de um extenso conjunto de radiossondagens realizadas sobre o território nacional. Esses bancos de dados representativos das condições atmosféricas brasileira foram criados utilizando um extenso conjunto de radiossondagens, distribuídas em 13 diferentes sítios sobre o território nacional para um período de aproximadamente 20 anos. Em geral, seus resultados sugerem que um banco de dados próprio das condições atmosféricas brasileira melhora a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade em comparação ao uso do banco de perfis TIGR. Todavia, para níveis próximos à superfície, notou-se que os bancos de perfis não permitem superar a qualidade dos perfis recuperados pelo ICI quando se utilizam dados de análises de modelos de PNT no processo de inversão.

Se o AMSU aperfeiçoa o MSU, para aprimorar o HIRS esforços têm se concentrado no desenvolvimento de sondadores com alta resolução espectral, o “Atmospheric Infrared Sounder” - AIRS. O AIRS é o primeiro sondador avançado de radiação infravermelha operacional com 2378 canais espectrais e representa o avanço mais importante na tecnologia de sensoriamento remoto por satélites ambientais (Aumann e Miller, 1995; Morse et al., 1999; Aumann e Pagano, 1994; Aumann et al., 2000; Fishbein et al., 2003). Ressalta-se ainda o desenvolvimento do sensor “Infrared Atmospheric Sounding Interferometer” (IASI) pela EUMETSAT em cooperação com o “Centre National d’Etudes Spatiales” (CNES), a ser lançado por volta de 2005 a bordo do satélite METOP. Esse instrumento contará com 8461 canais espectrais ( $645$  a  $2760\text{ cm}^{-1}$ ) e representará a nova geração dos sondadores de alta resolução espectral no infravermelho (Lerner et al., 2002).

Com o lançamento da plataforma AQUA no dia 4 de maio de 2002 tem-se uma nova geração de sensores para obtenção de sondagens atmosféricas sob diferentes condições de nebulosidade. Dos instrumentos que compõem o conjunto AQUA, três

deles juntos formam o mais avançado sistema de sondagem lançado ao espaço: o AIRS, o “Advanced Microwave Sounding Unit” (AMSU-A) e o “Humidity Sounder for Brazil” (HSB). Eles representam uma versão sofisticada do sistema ATOVS, complementado com o sensor “Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer” (MODIS) no mesmo satélite (por ele mesmo, uma versão sofisticada do AVHRR). Esses sondadores foram projetados para satisfazer as exigências de previsão de tempo operacionais da NOAA e os objetivos de pesquisa sobre mudança globais da NASA (Chahine et al., 2000; Aumann et al., 2003).

As sondagens são realizadas combinando as medidas do AIRS (2378 canais) com os dados do AMSU-A (27 - 89 GHz) e HSB (150 - 183 GHz). Pesquisas a partir de dados simulados para esses sondadores, em condições de nebulosidade parcial, têm mostrado a possibilidade de recuperar perfis verticais de temperatura e umidade com erro médio quadrático de 1 K e 10%, respectivamente (Susskind et al., 1998; Barnett e Susskind, 1999; Susskind et al., 2003). Espera-se com isso uma melhoria considerável da qualidade dos perfis verticais de temperatura e umidade, especialmente na presença de nebulosidade, aprimorando a performance dos dados de satélites em modelos de PNT (Goldberg et al., 2003; Parkinson, 2003).

Essa nova geração de sondadores operacionais da plataforma AQUA disponibiliza um número muito maior de informação (canais), sem precedentes na história da Meteorologia por Satélites. Dessa forma, tem-se um aumento significativo na quantidade de dados sobre a atmosfera, mas não é imediatamente óbvio como quantificá-los ou utilizá-los de forma eficiente. Pois a informação espectral incluída nos canais refere-se não apenas a perfis de temperatura e umidade, mas também de gases atmosféricos. Além disso, um único canal do AIRS pode ser sensível a mais de um gás ou variável que se deseja recuperar (temperatura e umidade). A aproximação usual para a utilização desse conjunto de dados é a seleção de bandas estreitas com um número limitado de canais, de tal forma que cada banda selecionada corresponda a um constituinte atmosférico ou um parâmetro a ser recuperado (Rodgers, 1998;

Susskind et al., 2003). Assim, algumas questões ainda estão em aberto, tais como: qual o conjunto ou subconjunto de canais que devem ser utilizados no processo de inversão, em particular, na recuperação do perfil vertical de vapor d'água? Ou, qual o melhor caminho de se selecionar um subconjunto de dados (ou canais)? Com este trabalho espera-se contribuir na seleção de canais AIRS que sejam úteis ao procedimento de inversão da NASA na ausência de informações do sensor HSB, bem como no desenvolvimento de novas metodologias de inversão.





## CAPÍTULO 3

### SISTEMA DE SONDAGEM E MODELOS

A aquisição de um maior conhecimento das características atmosféricas aliada à evolução tecnológica dos satélites artificiais levou ao aparecimento de diversas técnicas para recuperação de perfis verticais de temperatura e umidade, entre outros parâmetros atmosféricos. Neste sentido, foram projetados sistemas de medidas, basicamente constituídos por sensores de radiação, e pacotes computacionais utilizados no processamento destas informações. Com o lançamento da plataforma AQUA tem-se disponível uma nova geração de sensores para obtenção de perfis verticais de temperatura e umidade, o sistema AIRS/AMSU/HSB. Neste capítulo apresenta-se uma descrição geral dos sondadores que compõem esse novo sistema de observação, dos princípios físicos de sondagem remota, dos modelos de inversão utilizado na recuperação de parâmetros geofísicos e dos modelos diretos de transferência radiativa utilizados (microondas e infravermelho).

#### 3.1 – Sondadores da Plataforma AQUA

O termo AQUA, que no latim significa água, é o nome dado ao satélite meteorológico do Sistema de Observação da Terra (EOS) fruto de um projeto entre Brasil, Estados Unidos e Japão. A plataforma AQUA foi lançada no dia 4 de maio de 2002 na base da Força Aérea Americana em Vandenburg, Califórnia, Estados Unidos da América.

Basicamente, o sistema de sondagem da plataforma AQUA é constituído pelos seguintes instrumentos:

“Atmospheric Infrared Sounder” (AIRS). O AIRS possui 2378 canais espectrais que realizam medidas na região espectral do infravermelho termal entre os números de onda

de  $650\text{ cm}^{-1}$  a  $2700\text{ cm}^{-1}$ . Essa faixa espectral inclui importantes comprimentos de onda localizados na banda de absorção do  $\text{CO}_2$  utilizados nas sondagens de temperatura ( $4,2\ \mu\text{m}$  e  $15\ \mu\text{m}$ ), na banda de absorção do vapor d'água ( $6,3\ \mu\text{m}$ ) e na banda de absorção do ozônio ( $9,6\ \mu\text{m}$ ). O sondador AIRS é um produto da mais nova tecnologia com alta resolução espectral. A Figura 3.1 apresenta um espectro de temperatura de brilho para os canais do AIRS.

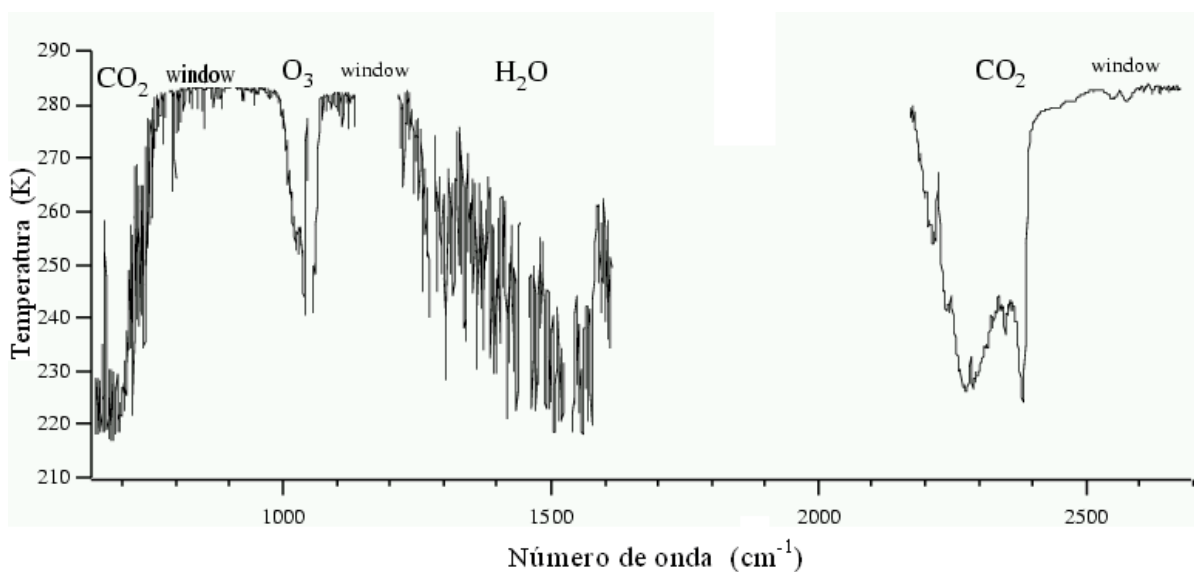


FIGURA 3.1 – Temperatura de Brilho simulada para os 2378 canais do sondador AIRS em condições de céu livre de nuvens.

FONTE: Chahine et al. (1999).

Além disso, o AIRS possui quatro canais na faixa do visível e do infravermelho próximo localizados na faixa espectral de  $0,4\ \mu\text{m}$  a  $0,95\ \mu\text{m}$ . A Figura 3.2 apresenta a resposta espectral aproximada desses quatro canais. O canal 1 cobre a faixa de  $0,40$ - $0,44\ \mu\text{m}$ , o canal 2 de  $0,58$  -  $0,68\ \mu\text{m}$ , o canal 3 de  $0,71$  -  $0,93\ \mu\text{m}$  e o canal 4 de  $0,48$  -  $0,95\ \mu\text{m}$ . Com uma resolução espacial de  $2,3\text{ km}$  no nadir, a função básica desses canais é fornecer informação adicional, por exemplo, identificar a presença de nuvens baixas (quentes) no campo de visada do AIRS ( $\sim 13,5\text{ km}$  no nadir). A Figura 3.3 mostra,

esquemáticamente, as resoluções espaciais dos canais do visível e infravermelho próximo e dos 2378 canais do infravermelho. Dentro de cada sondagem AIRS existem 36 sondagens no visível e infravermelho próximo.

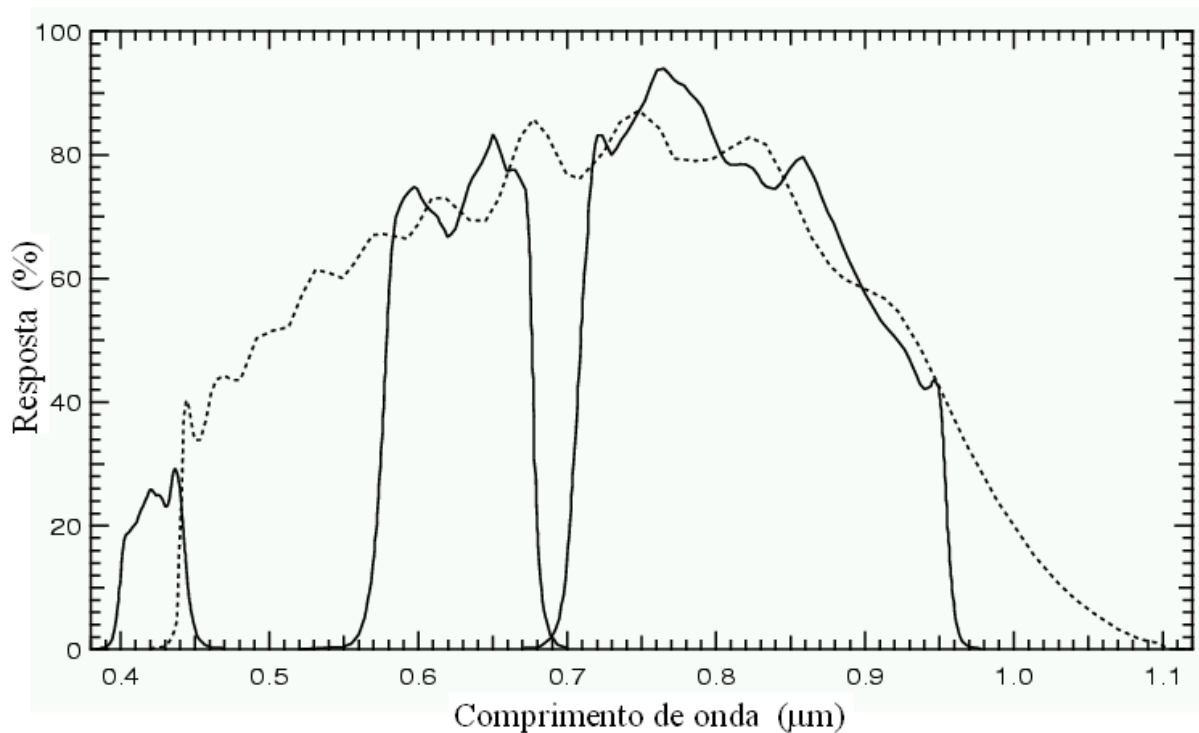


FIGURA 3.2 - Resposta espectral para os quatro canais do visível e infravermelho próximo do AIRS. As três primeiras curvas sólidas da esquerda para a direita são os canais 1, 2 e 3, respectivamente. A curva tracejada representa a função resposta para o canal 4.

FONTE: Hofstadter et al. (2000).

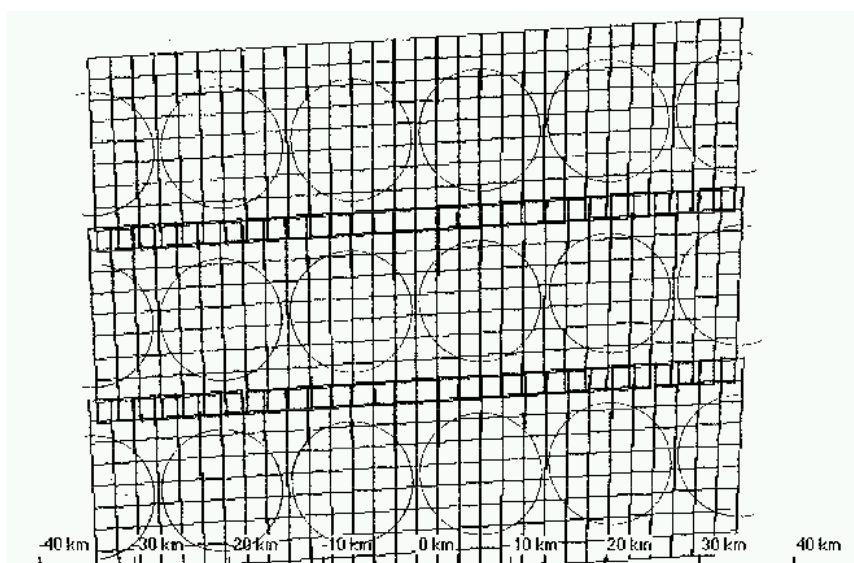


FIGURA 3.3 – Sobreposição esquemática dos campos de visada do visível (quadrados) com os campos de visada do infravermelho do AIRS (círculos).

FONTE: Hofstadter et al. (2000).

A alta resolução espectral no infravermelho pode ser a chave para alcançar alta resolução vertical nas sondagens de perfis atmosféricos. Além disso, também permite seleção de canais de sondagens não contaminados pelas linhas do vapor d'água ou por emissão de outros gases ativos, e provê canais de janela atmosférica para medidas de parâmetros de superfície. Sua função básica é obter perfis globais de temperatura e umidade com precisão superior aos atuais sistemas operacionais. Para alcançar esse objetivo, além dos dados do sondador AIRS, informações adicionais são obtidas por dois instrumentos que operam na região das microondas, o AMSU (“Advanced Microwave Sounding Unit”) e o HSB (“Humidity Sounder for Brazil”). A seguir é apresentada uma descrição desses sondadores.

“Advanced Microwave Sounding Unit” (AMSU-A). Fundamentalmente, o AMSU-A é um sondador de temperatura. Sua função principal é fornecer informação atmosférica na presença de nuvens as quais podem ser utilizadas para corrigir as radiâncias do infravermelho contaminadas pela presença de nuvens. Esse instrumento é um

descendente direto do “Microwave Sounding Unit” (MSU). O primeiro sondador AMSU-A foi lançado, como parte do satélite NOAA-15, em maio de 1998.

O sensor AMSU-A consiste de 12 canais na banda de absorção do oxigênio (50 - 60 GHz) para fornecer informações de perfis verticais de temperatura. Além disso, o AMSU-A contém três canais de janela (24, 31 e 89 GHz) para prover total de água precipitável e conteúdo de água líquida em nuvens. Estes canais também são usados para fornecer informação sobre concentração de gelo no mar e cobertura de neve. O conjunto de 15 canais do AMSU-A é apresentado na Tabela 3.1 com as respectivas características espectrais.

**TABELA 3.1 - Características espectrais dos canais que constituem o instrumento AMSU-A.**

<b>Canal</b>	<b>Freqüência (GHz)</b>	<b>Resolução nadir (Km)</b>	<b>NEAT* (K)</b>
1	23,800	45	0,17
2	31,400	45	0,25
3	50,300	45	0,25
4	52,800	45	0,14
5	53,596 ± 0,115	45	0,19
6	54,400	45	0,17
7	54,940	45	0,14
8	55,500	45	0,16
9	57,290	45	0,16
10	57,290 ± 0,217	45	0,22
11	57,290 ± 0,3222 ± 0,0480	45	0,24
12	57,290 ± 0,3222 ± 0,0220	45	0,36
13	57,290 ± 0,3222 ± 0,0100	45	0,50
14	57,290 ± 0,3222 ± 0,0045	45	0,81
15	89,000	45	0,12

\* Noise Equivalent Delta Radiance.

“Humidity Sounder for Brazil” (HSB). O HSB é um radiômetro passivo que recebe e mede radiação da atmosfera de forma a obter informações sobre umidade atmosférica. O sondador de umidade brasileiro, similar ao AMSU-B, contém um canal de janela-vapor em 150 GHz e três canais centrados em 183 GHz, com a mesma cobertura espacial e temporal do AIRS. O canal de 150 GHz pode ser usado para obter medidas de precipitação, cobertura de neve e gelo no mar. Os canais em 183 GHz são usados para melhorar a precisão nos perfis atmosféricos de umidade e total de água precipitável. A Tabela 3.2 apresenta algumas características dos canais do HSB.

**TABELA 3.2 - Características espectrais dos canais que constituem o instrumento HSB.**

<b>Canal</b>	<b>Frequência (GHz)</b>	<b>Resolução (Km)</b>	<b>NEAT* (K)</b>
1	150,000	15	0,68
2	183,31±1,00	15	0,57
3	183,31±3,00	15	0,39
4	183,31±7,00	15	0,30

\* Noise Equivalent Delta Radiance.

Juntos, os sondadores da plataforma AQUA formam um único sistema de observação. Assim, todos os canais dos sondadores AIRS/AMSU/HSB têm que observar o mesmo campo de visada ao mesmo tempo. Isso requer alinhamento e sincronização. Esta exigência de simultaneidade assegura que todos os canais observem o mesmo alvo e, por conseguinte, a mesma análise se aplica a todas as frequências. A Figura 3.4 apresenta a sobreposição dos campos de sondagem AIRS (~15 km no nadir) e dos campos AMSU-A (~45 km no nadir). É importante observar que os campos AIRS e HSB apresentam a mesma resolução horizontal.

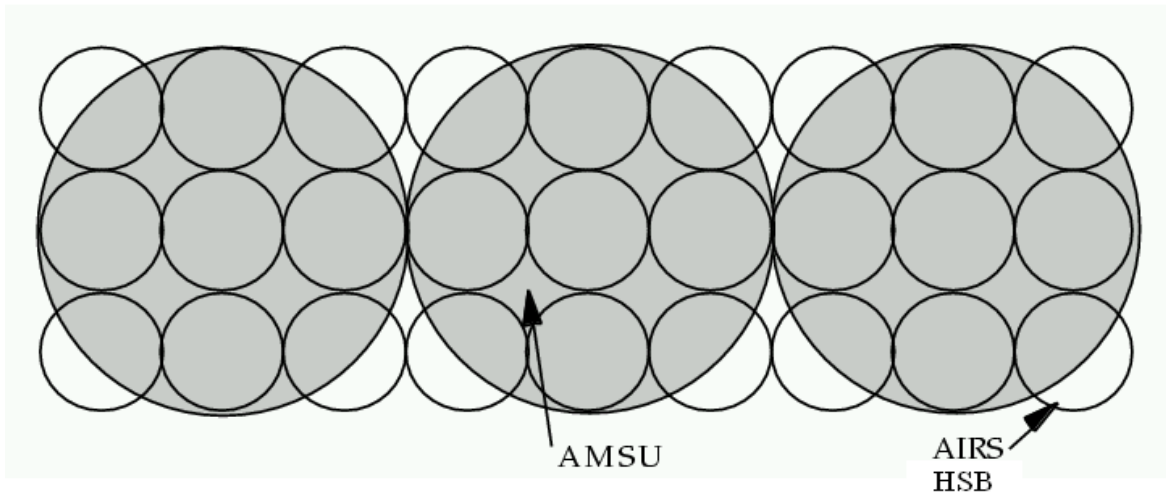


FIGURA 3.4 - Alinhamento dos campos de visada do AMSU com os do AIRS (HSB).

FONTE: Chahine et al. (1999).

Além destes instrumentos, a plataforma AQUA possui a bordo o “Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer” (MODIS), o “Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS” (AMSR-E) e o “Clouds and the Earth’s Radiant Energy System” (CERES). Esses instrumentos estão operando a 705 km de altitude, com órbita ascendente prevista para 1:30 PM ( $\pm 15$  minutos). A Tabela 3.3 sintetiza alguns produtos gerados pelos dados do sistema AIRS/AMSU/HSB.

**TABELA 3.3 - Produtos AIRS/AMSU/HSB.**

---	<b>Incerteza</b>	<b>Resolução vertical</b>	<b>Resolução horizontal</b>
<b>RADIÂNCIAS</b>	---	---	---
AIRS	3%(0,2 a 250K)	---	15 x 15 km
VIS/NIR	20%	---	2.3 x 2.3 km
AMSU	0,25 - 1,2 K	---	45 x 45 km
HSB	1,0 - 1,2 K	---	15 x 15 km
<b>PRODUTOS</b>			
Radiância céu claro no infravermelho	1,0 K	---	45 x 45 km
TSM	0,5 K	---	45 x 45 km
TSC	1,0 K	---	45 x 45 km
Perfil de temperatura	1,0 K	1 km abaixo 100mb	45 x 45 km
Perfil de umidade	15%	2 km na troposfera	45 x 45 km
Água precipitável	5,0%	---	45 x 45 km
Fração de Nuvens	5,0%	---	45 x 45 km
Altura topo de nuvem	0,5 km	---	45 x 45 km
Temp. topo nuvem	1,0 K	---	45 x 45 km

FONTE: Adaptada de Chahine et al. (2000).

### **3.2 – Princípios Físicos de Sondagem Remota da Atmosfera**

A atmosfera terrestre é um sistema complexo que apresenta grande variabilidade espacial e possui características físicas próprias (pressão, temperatura e partículas suspensas) que influenciam o processo de aquisição de dados remotos. A Equação de Transferência Radiativa (ETR) descreve os mecanismos de troca de energia que a radiação eletromagnética pode sofrer ao interagir com um meio de propagação. Os tipos de interações que a radiação eletromagnética sofre ao atravessar a atmosfera terrestre são: espalhamento simples e múltiplo, emissão e absorção (Liou, 1980).



Existem diversas soluções para a ETR, como, por exemplo, as apresentadas por Chandrasekhar (1969); Liou (1980) e Kummerow e Wienman (1988). De modo geral, todas elas utilizam condições de contorno simplificadas e artifícios do cálculo numérico. Quando trabalhamos no domínio dos processos atmosféricos em sensoriamento remoto, normalmente faz-se uso de algumas considerações físicas que vem simplificar o seu tratamento matemático. Um caso particular é a equação de Schwarzschild.

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

$$I_{\nu_j} = B_{\nu_j}[T(p_s)] \mathfrak{T}_{\nu_j}(p_s) + \int_{p_s}^{p_o} B_{\nu_j}[T(p)] \frac{d\mathfrak{T}_{\nu_j}(p)}{dp} dp, \quad (3.1)$$

onde  $I_{\nu}$  é a radiância monocromática emergente no topo da atmosfera;  $T$  é a temperatura atmosférica;  $T(p_s)$  é a temperatura radiante da superfície;  $p$  é a pressão atmosférica;  $p_o$  é a pressão no topo da atmosfera;  $B$  é a função de Planck;  $\mathfrak{T}$  é a transmitância atmosférica e  $\nu$  a frequência.

Na equação acima, a derivada da transmitância é conhecida como função peso, núcleo ou Kernel da equação integral (ETR). Assim, pode-se reescrevê-la da seguinte forma:

$$I_{\nu_j} = B_{\nu_j}[T(p_s)] \mathfrak{T}_{\nu_j}(p_s) + \int_{p_s}^{p_o} B_{\nu_j}[T(p)] K_{\nu_j}(p) dp, \quad (3.2)$$

onde  $K_{\nu_j}(p)$  é a função peso.

Dado um conjunto simultâneo de  $n$  observações de radiância no nadir, o objetivo é determinar  $B_{\nu_j}[T(p)]$  e, a partir dos valores de  $B$ , o perfil vertical da temperatura,  $T(p)$ , correspondente ao volume atmosférico em observação.

Como a função de Planck é não-linear, este problema caracteriza-se matematicamente pela resolução de um sistema de  $n$  equações integrais não lineares a fim de calcular  $T(p)$ . Este é um problema matemático de inversão. No entanto, a linearização da função de Planck é freqüentemente utilizada nos tratamentos de sondagem remota, justificada pelo fato de os radiômetros apresentarem intervalos espectrais estreitos. Assim, a função de Planck pode ser linearmente aproximada pela relação:

$$B_{\nu}[T(p)] = c_{\nu} B_{\nu_r}[T(p)] + d_{\nu}, \quad (3.3)$$

onde  $\nu_r$  é um número de onda fixo de referência e  $c_{\nu}$  e  $d_{\nu}$  são constante em relação à temperatura. Substituindo a Equação (3.3) na (3.2) e assumindo  $\mathfrak{I}_{\nu}(p_s) = 0$ , tem-se que:

$$g_{\nu} = \int_{p_s}^0 K_{\nu}(p) f(p) dp, \quad (3.4)$$

onde:

$$g_{\nu} = \frac{I_{\nu} - d_{\nu}}{c_{\nu}}, \quad f(p) = B_{\nu_r}[T(p)], \quad K_{\nu}(p) = \frac{\partial \mathfrak{I}_{\nu}(p)}{\partial p}.$$

A Equação (3.4) classifica-se como uma equação de Fredholm de primeira espécie com núcleo  $K_{\nu}(p)$  supostamente conhecido,  $g_{\nu}$  dado e  $f(p)$  a determinar. Na prática, a Equação (3.4) é discretizada em fórmulas de quadraturas, ou seja:

$$\underline{\tilde{g}} = A \underline{\tilde{f}}, \quad (3.5)$$

onde  $A=\{a_{ji}\}$  é um operador matricial com elementos  $a_{ji}$ ,  $\underline{\tilde{f}} = \{f_i\}$  é o vetor incógnita com coordenadas  $f_i$ ,  $\underline{\tilde{g}} = \{g_i\}$  é o vetor conhecido, com coordenadas  $g_i$ . Nestas condições  $i = 1, \dots, m$  e  $j = 1, \dots, n$ .

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

A ETR é também utilizada para estimar os perfis de umidade a partir de bandas de absorção do vapor d'água. O vapor d'água é um importante constituinte absorvedor, cuja distribuição vertical pode ser convenientemente caracterizada pela umidade integrada,  $U(p)$ , dada por:

$$U(p) = \frac{I_p}{g_0} \int_0^p q(p) dp, \quad (3.6)$$

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

Substituindo a Equação (3.6) na Equação (3.1) e fazendo  $p_0 = 0$ , a integração por partes resulta na seguinte equação:

$$I_{v_j} = B_{v_j}[T(p=0)] \mathfrak{F}_{v_j}(p_s) + \int_0^{p_s} \mathfrak{F}_{v_j}(U(p)) \frac{\partial B_{v_j}[T(p)]}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial p} dp \quad (3.7)$$

Admitindo-se que  $T(p)$  seja conhecido (usualmente calcula-se  $T(p)$  antes de  $U(p)$ ), torna-se evidente que estimar  $U(p)$  a partir da Equação (3.7) caracteriza-se como um problema mal posto, semelhante ao caso da temperatura.

Toda a física envolvida em sondagem remota da atmosfera por satélite está contida na ETR que fundamenta os modelos físicos existentes para a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade. Diversos métodos que interpretam medidas radiométricas em termos de parâmetros meteorológicos também têm sido apresentados na literatura. Todos esses métodos requerem a inversão da ETR. Sabe-se que a solução da ETR invertida não é única, isto é, existe mais de um perfil que satisfaz um conjunto de radiâncias observadas. Conseqüentemente, não existe um método único para a resolução deste problema. Além disso, a escolha do método de inversão vai depender da necessidade e da aplicação. Assim, a validade física da solução torna-se dependente de um algoritmo particular usado para resolver a ETR.

Os diferentes algoritmos utilizados para recuperar os perfis meteorológicos da atmosfera podem ser classificados em duas classes distintas: (1) estatísticos, onde o objetivo é encontrar um operador inverso que permita estabelecer uma correspondência direta entre os dados observados (radiâncias) e os parâmetros desconhecidos do problema, como por exemplo temperatura e/ou umidade (Wark e Fleming, 1966; Rodgers, 1966; Smith e Woolf 1976; Smith et al., 1970) e (2) físicos ou iterativos, onde se tenta ajustar a solução matemática através de um processo iterativo de busca até que haja uma concordância entre as radiâncias observadas e as radiâncias calculadas pelo modelo numa dada iteração (Smith, 1968; Chahine, 1968 e 1970; Wark e Hilleary, 1969). Além disso, combinações desses métodos resultam em esquemas híbridos.

As soluções estatísticas são vantajosas para recuperar as características atmosféricas sobre regiões onde dados atuais e históricos estão disponíveis para gerar funções estatísticas representativas. Conseqüentemente, as aplicações dessas soluções se restringem a regiões da atmosfera terrestre onde há uma vasta cobertura de dados

convencionais. Para regiões remotas, as soluções iterativas são mais vantajosas por não dependerem de séries históricas de dados convencionais.

### 3.2.1 – Jacobiano

Em problemas relacionados com transferência radiativa atmosférica, a transmitância normalmente aparece expressa em termos de uma função, conhecida na literatura por função peso é o mesmo  $K_{\nu}(p)$  da Equação 3.2. A função peso encontrada na ETR forma a base para todos os esquemas de inversão de perfis de temperatura a partir de medidas de radiômetros, sendo uma ferramenta básica importante no processo de seleção de canais espectrais de diferentes instrumentos (Meeks e Lilley, 1963). Para recuperar perfis verticais de temperatura, a ETR pode ser expressa da seguinte forma:

$$T_{B\uparrow}(\infty) = \int_0^{\infty} K(\nu, h) T(h) dh + A \quad (3.8)$$

onde  $A$  representa os termos independentes do perfil de temperatura atmosférico e  $K(\nu, h)$ , a função peso, que é ligeiramente dependente do perfil de temperatura e  $T_{B\uparrow}$  é a temperatura de brilho ascendente no topo da atmosfera.

Contudo, a recuperação de constituintes atmosféricos, como o vapor d'água, é intrinsecamente mais difícil pelo fato desses constituintes estarem presentes nos valores de radiância ou de temperatura de brilho dentro do coeficiente de absorção atmosférica. De fato, seria desejável selecionar um formalismo similar de função peso para a recuperação de perfis de constituintes atmosféricos, como apresentado pela Equação 3.8:

$$T_{B\uparrow}(\infty) = \int_0^{\infty} G(\nu, h) \gamma(h) dh + B \quad (3.9)$$

onde  $B$  representa os termos que independem do perfil  $\gamma(h)$  e  $G(\nu, h)$  a função peso do constituinte atmosférico. No entanto, não é possível representar a ETR dessa forma. Por outro lado, pode-se contornar o problema representando a equação acima de uma forma variacional. O que se faz é introduzir pequenas perturbações na absorção atmosférica, ou seja, podem-se expressar pequenas mudanças na temperatura de brilho ou na radiância que chega ao topo da atmosfera devido a pequenas mudanças na absorção como função da altitude (ou pressão), da seguinte forma:

$$\Delta T_{B\uparrow}(\infty) = \int_0^{\infty} G[h, \gamma(h), T(h)] \Delta\gamma(h) dh \quad (3.10)$$

onde  $\Delta T_B$  é uma variação infinitesimal na temperatura de brilho introduzida por uma variação infinitesimal  $\Delta\gamma(h)$  no perfil vertical de um constituinte atmosférico, por exemplo, causado por uma mudança no perfil de umidade. Então, a forma variacional da função peso ( $G$ ) irá descrever a informação do vapor d'água contida na temperatura de brilho para uma dada frequência. Essa função também é conhecida na literatura como função peso do vapor d'água ou jacobiano do vapor d'água. Esse método também é conhecido como método da perturbação (Schaerer e Wilheit 1979).

### 3.3 – Modelos de Inversão e de Transferência Radiativa

Neste estudo são analisados perfis verticais de temperatura e umidade recuperados por dois diferentes modelos de inversão: o ICI e o modelo da NASA. O ICI usa informações dos satélites da série NOAA e é utilizado operacionalmente no CPTEC/INPE. O modelo da NASA utiliza as informações do sistema de sondagem AIRS/AMSU/HSB, bem como de seus respectivos códigos de transferência radiativa.

### **3.3.1 – Modelo de Inversão: ICI**

O ICI é um modelo de recuperação de parâmetros geofísicos desenvolvido pelo Centro de Meteorologia Espacial da França (CMS – “Centre de Météorologie Spatiale”) que tem como objetivo recuperar perfis verticais de temperatura e umidade a partir de inversão da ETR, utilizando informações do sistema TOVS e também ATOVS. Seus principais módulos são: biblioteca de perfis iniciais, inversão da ETR e o módulo de ajuste estatístico, também conhecido como “tuning” (Lavanant et al., 1997).

#### **3.3.1.1 – Biblioteca de Perfis Iniciais**

O conjunto de dados iniciais utilizados pelo ICI pode ser gerado de duas formas distintas: a primeira forma está baseada na criação de uma base dinâmica de perfis atmosféricos criada a partir de análises de modelos de PNT (modo dinâmico) e a segunda baseia-se na utilização de uma base fixa de perfis climatológicos (modo estático). O modo estático do ICI dispõe de dois bancos de perfis climatológicos pré-determinados: o NESDISPR da NOAA/CIMSS, com um total de 1200 perfis, e o TIGR com 1761 perfis atmosféricos criado pelo “Laboratoire de Météorologie Dynamique” (LMD) do “Centre National de Recherche Scientifique” (CNRS) em Paris (Chedin et al., 1985). Posteriormente, são calculadas as radiâncias e transmitâncias para os canais do radiômetro considerado utilizando o modelo direto RTTOV.

#### **3.3.1.2 – Inversão da ETR**

Selecionado o perfil inicial, tem-se o procedimento de inversão que utiliza uma abordagem Bayesiana para estimar os perfis atmosféricos de temperatura e umidade. A idéia básica da inversão consiste em perturbar o perfil inicial de forma a minimizar a diferença entre a temperatura de brilho medida pelo sensor e a temperatura de brilho calculada a partir do perfil perturbado.

Assim, considerando  $\mathbf{x}$  um vetor que representa o perfil atmosférico e  $\mathbf{y}^m$  um vetor com informação de temperatura de brilho ou radiância observada por satélite, o procedimento de inversão consiste em encontrar o valor mais provável do estado atmosférico  $\mathbf{x}$  a partir de um conjunto de medidas  $\mathbf{y}^m$ . Isto é feito maximizando a probabilidade condicional de  $\mathbf{x}$  a partir de um  $\mathbf{y}^m$ :  $P(\mathbf{x} | \mathbf{y}^m) = \text{máximo}$  (Eyre, 1989a).

Segundo o teorema de Bayes:

$$P(\mathbf{x} | \mathbf{y}^m) = P(\mathbf{y}^m | \mathbf{x}) P(\mathbf{x}) \quad (3.11)$$

onde  $P(\mathbf{y}^m | \mathbf{x})$  é a probabilidade de se medir  $\mathbf{y}^m$  quando o estado atmosférico é  $\mathbf{x}$ ; e  $P(\mathbf{x})$  é a probabilidade de se obter o estado atmosférico  $\mathbf{x}$  antes de se realizar a inversão.

Essas probabilidades encontram-se expressas segundo a Lei de Gauss:

$$P(\mathbf{y}^m | \mathbf{x}) = \exp \left[ -\frac{1}{2} \{ \mathbf{y}^m - \mathbf{y}(\mathbf{x}) \}^T \{ \mathbf{E} \}^{-1} \{ \mathbf{y}^m - \mathbf{y}(\mathbf{x}) \} \right] \quad (3.12)$$

$$P(\mathbf{x}) = \exp \left[ -\frac{1}{2} \{ \mathbf{x} - \mathbf{x}^b \}^T \{ \mathbf{C} \}^{-1} \{ \mathbf{x} - \mathbf{x}^b \} \right] \quad (3.13)$$

onde  $\mathbf{x}^b$  representa a informação inicial do estado atmosférico (perfil vertical);  $\mathbf{C}$  é uma matriz de covariância do erro do perfil inicial;  $\mathbf{y}(\mathbf{x})$  representa a temperatura de brilho calculada a partir de um modelo de transferência radiativa (RTTOV);  $\mathbf{E}$  corresponde à matriz de covariância do erro de medida (observações e RTTOV); e os sobrescritos T e -1 identificam a matriz transposta e inversa, respectivamente.

Neste contexto, a solução que maximiza a probabilidade  $P(\mathbf{x} | \mathbf{y}^m)$  é aquela que minimiza a seguinte função  $\mathbf{J}$ :



$$\mathbf{J}(\mathbf{x}) = (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + \{\mathbf{y}^m - \mathbf{y}(\mathbf{x})\}^T \mathbf{E}^{-1} \{\mathbf{y}^m - \mathbf{y}(\mathbf{x})\}, \quad (3.14)$$

Assim, para encontrar o valor mais provável para  $\mathbf{x}$ , a equação da função  $\mathbf{J}(\mathbf{x})$  é minimizada supondo que não existe mais de um valor mínimo. Isto é feito tomando-se a derivada parcial com respeito à  $\mathbf{x}$  e fazendo-a igual a zero, da seguinte forma:

$$\mathbf{J}'(\mathbf{x}) = \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) - \mathbf{K}(\mathbf{x})^T \mathbf{E}^{-1} \{\mathbf{y}^m - \mathbf{y}(\mathbf{x})\} = 0, \quad (3.15)$$

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

A partir de um algoritmo de otimização iterativo proposto por Rodgers (1976), obtém-se a seguinte solução para a Equação (3.15):

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_n - \mathbf{J}''(\mathbf{x}_n)^{-1} \cdot \mathbf{J}'(\mathbf{x}_n) \quad (3.16)$$

Através de manipulação de matrizes encontra-se a seguinte formulação para o problema:

$$\begin{aligned} \mathbf{x}_{n+1} &= \mathbf{x}_n + (\mathbf{x}^b - \mathbf{x}_n) + \mathbf{W}_n \cdot \{\mathbf{y}^m - \mathbf{y}(\mathbf{x}_n) - \mathbf{K}_n \cdot (\mathbf{x}^b - \mathbf{x}_n)\} \\ \mathbf{W}_n &= \mathbf{C}\mathbf{K}_n^T (\mathbf{K}_n \mathbf{C}\mathbf{K}_n^T + \mathbf{E})^{-1} \end{aligned} \quad (3.17)$$

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

### **3.3.1.3 – Ajuste Estatístico (“tuning”)**

O ajuste estatístico realizado pelo modelo ICI tem dois objetivos principais: reinicializar o processo de inversão calibrando periodicamente os coeficientes estatísticos do modelo (matriz de covariância do erro do perfil inicial, da observação e do modelo de transferência radiativa) a fim de estabilizar os perfis estimados e armazenar os dados de satélite, os perfis estimados pelas radiossondagens e/ou análises de PNT em um arquivo, a fim de atualizar os coeficientes estatísticos, citados anteriormente, com a informação dos últimos “n” dias de dados.

### **3.3.2 – Modelo de Inversão: NASA-AQUA**

#### **3.3.2.1 – Recuperação de Parâmetros Geofísicos**

O algoritmo de inversão possui duas metas principais: (1) determinação rápida do estado atmosférico a partir de métodos de regressão e (2) recuperação precisa de parâmetros geofísicos a partir de métodos físicos. Esse algoritmo não tenta resolver as propriedades de nuvem simultaneamente com a recuperação de perfis de temperatura e umidade, uma vez que erros nas propriedades de nuvens resultarão em erros nas quantidades recuperadas. Inicialmente, obtém-se radiâncias para céu claro, porque não requer conhecimento detalhado das propriedades radiativas de nuvens. A partir das radiâncias para céu claro têm-se soluções para parâmetros geofísicos, e posteriormente recuperam-se as propriedades de nuvem.

Para serem úteis em modelos de previsão numérica, os dados AIRS devem ser consistentes com outras fontes de dados (radiossondas). Erros em ambos os dados, AIRS e radiossondas resultam em diferenças sistemáticas entre as fontes de dados. Para remover essas diferenças faz-se um ajuste estatístico, antes de iniciar o procedimento de inversão.

Efetuada o ajuste estatístico, inicia-se o processo de inversão. Na primeira etapa (I) desse processo tem-se um algoritmo de inversão em microondas, o qual recupera perfis verticais de temperatura, vapor d'água e água líquida em nuvens a partir de temperaturas de brilho do AMSU/HSB. Seu objetivo principal é caracterizar a coluna atmosférica em termos de precipitação e água líquida em nuvens a serem utilizadas no processo de filtragem de nuvens (II) e na recuperação de parâmetros geofísicos a partir de dados AIRS. O processo de filtragem de nuvens é utilizado antes de se obter os produtos inicial e final. Na terceira etapa, obtêm-se os produtos iniciais (III) a partir de métodos estatísticos, para serem utilizados como condições iniciais na recuperação do produto final (IV). Dessa forma, tem-se uma estimativa rápida e precisa dos parâmetros geofísicos, os quais podem ser melhorados utilizando métodos físicos de inversão. Finalmente, faz-se a recuperação dos perfis verticais integrando as informações dos sondadores AIRS/AMSU/HSB (IV). A Figura 3.5 descreve de forma simplificada as etapas do algoritmo de inversão, que são apresentadas a seguir.

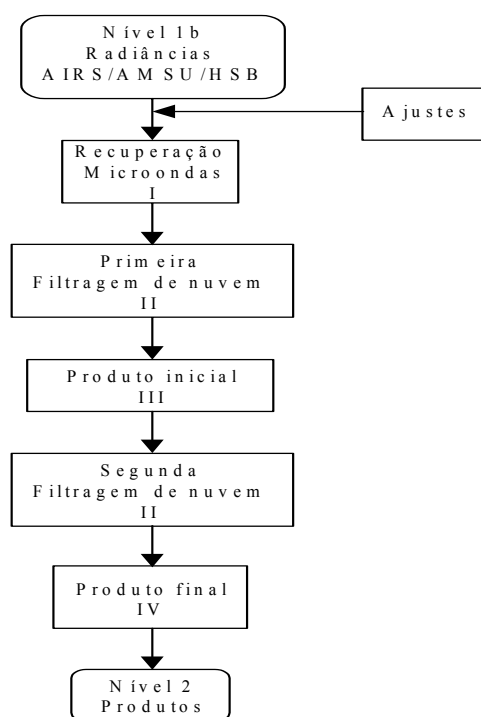


FIGURA 3.5 - Diagrama simplificado do algoritmo de inversão da NASA.

### **3.3.2.2 – Inversão em Microondas**

O algoritmo de inversão em microondas tem como objetivo fornecer informação inicial tanto no processo de filtragem de nuvem como na etapa de recuperação de parâmetros geofísicos a partir de informações do AMSU-A e do HSB (Rosenkranz, 2001). O procedimento de inversão utiliza uma abordagem Bayesiana (Eyre, 1989a) para inferir os perfis atmosféricos de temperatura e de umidade, semelhante ao procedimento utilizado pelo modelo de inversão ICI (descrito na seção 3.3.1). O perfil de temperatura é obtido a partir de informações dos canais 4-14 do AMSU, que correspondem à banda de absorção do oxigênio e a umidade e parâmetros de superfície são obtidos a partir de canais do vapor e de janela atmosférica (1, 2, 3 e 15 AMSU e 1-4 HSB).

### **3.3.2.3 – Filtragem de Nuvem**

As nuvens atenuam as radiâncias observadas no infravermelho e podem ter um efeito menor, mas não desprezível, nas observações em microondas. Por essa razão, uma das etapas fundamentais na análise dos dados utilizados no processo de sondagem atmosférica é verificar o efeito das nuvens nas radiâncias observadas.

Basicamente, existem três aproximações para tratar o efeito das nuvens nas observações no infravermelho: 1) identificar áreas livres de nuvem e só executar a recuperação de parâmetros geofísicos nessas áreas, sem necessitar correção de nuvem; 2) recuperar parâmetros geofísicos, como também propriedades de nuvem, apenas a partir de radiâncias observadas, incluindo os efeitos das nuvens no procedimento de inversão. 3) eliminar o efeito das nuvens fazendo uso de campos de visada adjacentes ao campo nublado, utilizando informações no infravermelho e em microondas, para reconstruir as radiâncias como se as cenas estivessem livres de nuvens, e utilizar estas radiâncias reconstruídas para determinar parâmetros geofísicos. Um exemplo da primeira aproximação é apresentado por Cuomo et al. (1993). Eyre (1989a, 1989b e 1990) tem utilizado a segunda aproximação. A aproximação utilizada pelo algoritmo de inversão

da NASA baseia-se no terceiro caso e é uma extensão das metodologias apresentadas por Smith (1968) e Chahine (1974; 1977).

Assumindo que a fração de cobertura de nuvem dentro do campo de visada de um radiômetro é representada por  $\eta$ , tem-se que a radiância espectral emergente no topo da atmosfera medida pelo instrumento é dada por:

$$I_{\lambda} = \eta I_{\lambda}^n + (1 - \eta) I_{\lambda}^c \quad (3.18)$$

onde  $n$  significa nuvem e a letra  $c$  significa céu claro.

Essa aproximação pode ser utilizada considerando campos de visada adjacentes. Para um determinado comprimento de onda (ou canal), as radiâncias provenientes de dois campos de visada independentes são representadas por:

$$I_{\lambda,1} = \eta_1 I_{\lambda,1}^n + (1 - \eta_1) I_{\lambda,1}^c \quad (3.19)$$

$$I_{\lambda,2} = \eta_2 I_{\lambda,2}^n + (1 - \eta_2) I_{\lambda,2}^c \quad (3.20)$$

A técnica supõe que as propriedades radiativas de um determinado tipo de nuvem são idênticas em todos os campos de visada e que estes possuem as mesmas radiâncias, para um determinado comprimento de onda, sobre a área livre de nuvem e sobre a parte nublada, diferenciando-se apenas na quantidade de nuvem. Assim, tem-se que:

$$I_{\lambda}^n = I_{\lambda,1}^n = I_{\lambda,2}^n \quad (3.21)$$

$$I_{\lambda}^c = I_{\lambda,1}^c = I_{\lambda,2}^c \quad (3.22)$$

Conseqüentemente,

$$\frac{\eta_1(I_{\lambda}^n - I_{\lambda}^c)}{\eta_2(I_{\lambda}^n - I_{\lambda}^c)} = \frac{\eta_1}{\eta_2} = \eta^* = \frac{I_{\lambda,1} - I_{\lambda}^c}{I_{\lambda,2} - I_{\lambda}^c} \quad (3.23)$$

onde  $\eta^*$  é a razão entre as frações de cobertura de nuvem de dois campos de visada adjacentes.

Por essa razão, a radiância para céu claro após a filtragem de nuvem é dada por:

$$I_{\lambda} = \frac{I_{\lambda,1} - \eta^* I_{\lambda,2}}{1 - \eta^*} \quad (3.24)$$

onde  $\eta^*$  ainda precisa ser determinado.

No entanto, não é necessário conhecer  $\eta_1$  e  $\eta_2$  para determinar  $\eta^*$ . Dada uma medida de temperatura da superfície ( $T_s$ ), e radiâncias  $I_{j,1}$  e  $I_{j,2}$  em canais de janela atmosférica,  $\eta^*$  pode ser determinado da seguinte forma:

$$\eta^* = \frac{I_{j,1} - B_j(T_s)}{I_{j,2} - B_j(T_s)} \quad (3.25)$$

e  $I_{\lambda}$  pode ser resolvido para diferentes canais espectrais. No algoritmo utilizado pela NASA utilizam-se informações de alguns canais escolhidos nas vizinhanças de 15  $\mu\text{m}$ , 4,2  $\mu\text{m}$  ( $\text{CO}_2$ ) e na janela atmosférica.

### 3.3.2.4 – Inversão Estatística: AIRS

Por causa do grande número de canais do sondador AIRS, um método de regressão baseado em autovetores, comumente referido como análise em Componentes Principais (CP), é útil para explorar as informações contidas em todos os canais de forma mais eficiente computacionalmente. Representando as informações radiométricas em termos de um conjunto reduzido de CP, a dimensão do problema de regressão é reduzida por aproximadamente duas ordens de magnitude. Outra vantagem é que a influência de ruídos aleatórios é reduzida quando eliminamos o conjunto de CP de ordem mais alta. Desta forma, o método de regressão a partir dos autovetores reduz-se a solucionar um problema de mínimos quadrados no qual as medidas de satélite são usadas diretamente como preditores. A derivação matemática dos coeficientes de regressão baseados em CP é descrita a seguir.

#### 3.3.2.4a - Gerando as Matrizes de Covariância e Regressão dos Preditores

Dados de temperatura de brilho gerados a partir de perfis verticais de temperatura, de umidade e de ozônio são armazenados em uma matriz  $\Delta\Theta_{\text{trein}}$ , de dimensões  $[nchan \times nsamp]$ , onde  $nsamp$  é o número de observações para o conjunto de treinamento e  $nchan$  é o número total de canais. A matriz de covariância de temperatura de brilho, a partir da qual as CP são derivadas é obtida da seguinte maneira:

$$\Theta_{\text{cov}} = \frac{1}{nsamp} \Delta\Theta_{\text{trein}} (\Delta\Theta_{\text{trein}})^T \quad (3.26)$$

onde o sobrescrito  $T$  indica a matriz transposta, e  $\Theta_{\text{cov}}$  é uma matriz quadrada de ordem  $nchan$ . Os elementos da diagonal dessa matriz representam a variância da temperatura de brilho do respectivo canal enquanto os elementos fora da diagonal da matriz

representam a covariância entre dois canais. A decomposição em autovetores executada na matriz  $\Theta_{\text{cov}}$  fornece:

$$\Theta_{\text{cov}} = \Gamma \Lambda \Gamma^T \quad (3.27)$$

onde  $\Gamma$  [ $n_{\text{chan}} \times n_{\text{samp}}$ ] é a matriz de autovetores.  $\Lambda$  é a matriz diagonal de autovalores, sendo o primeiro autovalor o primeiro elemento da matriz diagonal, e assim sucessivamente. As CP são ordenadas em termos da quantidade de variância. O primeiro autovetor é aquele que tem maior variância, o segundo autovetor corresponde à segunda maior variância, e assim por diante.

Como a variância é maximizada ocorre que um pequeno número destes autovetores explica a maior parte da variância total do conjunto de dados originais. Experimentos com a temperatura de brilho simulada têm mostrado  $m = 40$ , onde  $m$  representa o número ótimo de autovetores para capturar as informações do sistema de sondagem. Somente uma pequena melhora na precisão dos perfis recuperados tem sido observada quando se usa maior número de autovetores (Chahine et al., 1999). Uma vez que  $m$  é determinado a partir de dados experimentais, os autovetores são usados para representar a informação da temperatura de brilho original em termos dos coeficientes de expansão referidos como CP. Inicialmente, se expressa  $\Delta\Theta_{\text{trein}}$  como uma combinação linear dos autovetores, como segue:

$$\Delta\vec{T}_{\text{trein}}^j = a_1^j \tilde{\Gamma}_1 + a_2^j \tilde{\Gamma}_2 + \dots + a_m^j \tilde{\Gamma}_m \quad (3.28)$$

onde  $\Delta\vec{T}_{\text{trein}}^j$  é a  $j$ -ésima coluna da matriz  $\Delta\Theta_{\text{trein}}$  e  $a_1^j, a_2^j, \dots, a_m^j$  são as correspondentes  $m$  componentes principais para a  $j$ -ésima amostra. Considerando que os autovetores são mutuamente ortogonais, isto é:



$$\tilde{\Gamma}_i \bullet \tilde{\Gamma}_j = \begin{cases} 1 & \text{para } i = j \\ 0 & \text{para } i \neq j \end{cases} \quad (3.29)$$

onde  $(\bullet)$  denota o produto interno de dois vetores, cada componente principal é expressa como:

$$a_i^j = \Delta T_{trein}^j \bullet \tilde{\Gamma}_i \quad (3.30)$$

para  $i = 1, 2, \dots, m$  e  $j = 1, 2, \dots, nsamp$ .

### 3.3.2.4b – Gerando os Coeficientes de Regressão

A técnica de regressão de mínimos quadrados é usada para gerar os coeficientes de regressão usando o conjunto de dados do treinamento. O seguinte modelo de regressão é usado para gerar os coeficientes:

$$\Delta V = CA_{trein} \quad (3.30)$$

onde  $\Delta V$  é a matriz de preditandos, onde cada elemento é definido pela diferença entre variável considerada (temperatura, umidade, etc) e o valor médio da variável para conjunto de treinamento,  $A_{trein}$  [ $m \times nsamp$ ] é a matriz de componentes principais calculada usando a Equação 3.30, e  $C$  [ $n \times m$ ] é a matriz de coeficientes de regressão a ser obtida. Sendo  $n$  é o número de preditandos (temperatura e umidade),  $nsamp$  é o número de observações do conjunto de treinamento, e  $m$  é o número de componentes principais usadas.

Resolvendo a Equação 3.31, obtêm-se os coeficientes de regressão:

$$\mathbf{C} = \Delta \mathbf{V} \mathbf{A}_{\text{trein}}^T (\mathbf{A}_{\text{trein}} \mathbf{A}_{\text{trein}}^T)^{-1} \quad (3.32)$$

onde o sobrescrito  $^{-1}$  indica matriz inversa.

Desde que os coeficientes de regressão estejam calculados, o ultimo passo é obter a equação de regressão para ser aplicada ao conjunto de dados independentes usando a Equação 3.31.

$$\mathbf{V} = \bar{\mathbf{V}} + \mathbf{C} \mathbf{A}_{\text{obs}} \quad (3.33)$$

onde  $\mathbf{V} [n \times \text{noobs}]$  é a matriz de parâmetros recuperados (temperatura e/ou umidade),  $\bar{\mathbf{V}}$  é o vetor que representa o valor médio do preditando obtido para o período de treinamento e  $\mathbf{A}_{\text{obs}} [m \times \text{noobs}]$  é matriz de componentes principais calculada a partir de observações de radiância. A matriz  $\mathbf{A}_{\text{obs}}$  é gerada usando a Equação 3.30 onde  $\Delta \Theta_{\text{trein}}$  é substituído pela matriz de diferença entre temperatura de brilho observada e a temperatura de brilho médio para o conjunto de treinamento ( $\Delta \Theta_{\text{obs}}$ ).

### 3.3.2.5 – Etapa Final na Recuperação de Parâmetros Geofísicos

O algoritmo usado na recuperação do produto final (perfis verticais) consiste dos seguintes passos principais: (0) Obter um perfil inicial para temperatura, umidade e ozônio; (1) Fornecer uma primeira estimativa de radiância para áreas livres de nuvens; (2) Recuperar parâmetros de superfície. Estas etapas finalizam o procedimento básico inicial; (3) Recuperar o perfil de temperatura; (4) Recuperar o perfil de vapor de água; (5) Recuperar o perfil de ozônio e (6) Estimar radiâncias para áreas livres de nuvens (filtragem de nuvens). Repetir os passos de (2) - (3) com as radiâncias estimadas para

áreas livres de nuvem (passo 6) e com os perfis de umidade (passo 4) e ozônio (passo 5).

A aproximação geral utilizada para resolver os parâmetros nos passos (2)-(5) está na forma de solução de mínimos quadrados (Susskind et al., 1998). Assim, a solução iterativa para recuperar o perfil de temperatura (T) pode ser escrita da seguinte forma:

$$T^m(P_l) = T^0(P_l) + \sum_{j=1}^J F_j(P_l) A_j^m \quad (3.34)$$

onde  $P_l$  é a pressão no nível  $l$ , o  $m$  corresponde ao número de iterações,  $F_j$  é um conjunto de  $J$  funções da pressão, que correspondem às mudanças de T em uma camada de  $P_j$  para  $P_{j-1}$ , e  $A_j^m$  são os coeficientes da regressão, os quais juntamente com o parâmetro T determinam a solução. A solução encontrada será aquela que minimizará a diferença entre as radiâncias observada e calculada para os canais utilizados na determinação da temperatura. A recuperação do vapor d'água é resolvida de uma forma análoga à da temperatura:

$$q^m(P_l) = q^0(P_l) \left[ 1 + \sum_{j=1}^J F_j(P_l) A_j^m \right] \quad (3.35)$$

### 3.3.2.6 – Seleção de Canais AIRS

Quando se está resolvendo diferentes parâmetros geofísicos, é aconselhável escolher um conjunto apropriado de canais sensíveis aos parâmetros que se quer recuperar e relativamente insensíveis a outros parâmetros. Em geral, os canais serão afetados por mais de um tipo de parâmetro. Por exemplo, canais com radiâncias sensíveis ao vapor de água ou distribuição de ozônio também são sensíveis ao perfil de temperatura e à

temperatura da superfície. O procedimento do algoritmo será resolver parâmetros de superfície, perfil de temperatura, perfil de vapor de água e perfil de ozônio nessa ordem. Nesta aproximação, as variáveis já resolvidas, usadas em conjunto com as variáveis iniciais, são mantidas fixas quando se resolve o próximo conjunto de variáveis. A ordem acima é escolhida porque podem ser selecionados canais para um determinado passo que são relativamente insensíveis às variáveis a serem resolvidas subsequentemente.

Para recuperar o perfil vertical de temperatura são selecionados 154 canais do sondador AIRS localizados nas vizinhanças de 15  $\mu\text{m}$ , 10,6  $\mu\text{m}$  e 4,3  $\mu\text{m}$ . Essas regiões espectrais correspondem às bandas de absorção do dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ). No caso do perfil vertical de umidade, selecionam-se 66 canais na região de absorção do vapor d'água em torno de 6,7  $\mu\text{m}$ . As Tabelas 3.4 e 3.5 apresentam os números de onda ( $\text{cm}^{-1}$ ) do sondador AIRS utilizados no processo de inversão para recuperar os perfis verticais de umidade e de temperatura, respectivamente. A Figura 3.6 ilustra a localização desses canais dentro do espectro de temperatura de brilho simulado para todos os canais AIRS, considerando uma atmosfera tropical.

Deve-se observar que o conjunto de canais descrito corresponde à versão b-30 do modelo de inversão da NASA (fevereiro/março de 2002). A escolha foi realizada por um “método de tentativa e erro” (Christopher Barnet, NASA, 2002, comunicação pessoal). Uma nova versão é a c-01 (setembro/outubro de 2003), apresentada no capítulo de resultados desta tese.

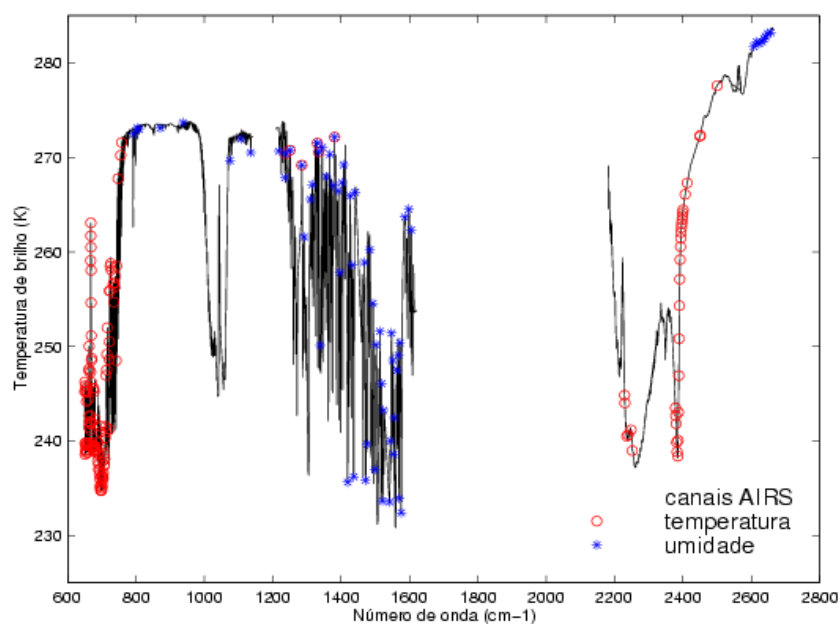


FIGURA 3.6 - Espectro de temperatura de brilho para os 2738 canais do AIRS com a localização esquemática dos canais utilizados pelo modelo de inversão da NASA para recuperar os perfis de temperatura (em vermelho) e os perfis de umidade (em azul).

**TABELA 3.4 – Canais AIRS utilizados para recuperar perfil de umidade ( $\text{cm}^{-1}$ ).**

793,074	804,287	809,080	871,201
937,807	1074,836	1106,686	1135,428
1218,359	1236,397	1237,968	1251,213
1285,323	1291,555	1310,607	1315,898
1330,813	1334,442	1339,549	1345,174
1357,095	1367,110	1377,280	1381,066
1392,004	1396,985	1402,002	1407,620
1419,570	1427,072	1432,313	1437,005
1441,728	1468,661	1471,743	1476,079
1484,199	1493,043	1498,784	1502,636
1513,656	1518,896	1520,871	1524,173
1542,266	1544,299	1547,697	1551,795
1553,852	1555,915	1563,522	1567,701
1569,799	1571,903	1576,126	1586,065
1598,298	1604,849	2607,601	2616,095
2622,503	2632,175	2637,580	2641,920
2648,457	2657,225		

**TABELA 3.5 – Canais AIRS utilizados para recuperar perfil de temperatura (cm<sup>-1</sup>).**

650,264	650,503	650,981	651,221	651,940
652,662	652,903	653,385	654,110	654,351
654,836	655,079	655,807	656,051	656,538
658,004	658,740	658,985	659,477	661,700
662,196	662,445	662,693	662,942	663,690
664,439	664,689	665,943	666,194	666,698
666,950	667,202	667,454	667,707	667,959
668,212	668,466	668,719	668,972	669,480
669,734	669,989	670,498	672,031	672,287
673,572	673,829	674,345	675,119	675,378
676,156	676,675	676,935	677,455	678,238
678,499	679,546	680,071	681,386	681,650
687,798	688,067	689,418	689,689	691,046
691,318	692,681	692,955	694,325	694,600
695,150	695,977	696,806	697,637	697,915
699,027	699,305	699,584	700,142	700,702
700,982	701,542	702,385	702,666	703,794
704,359	706,060	706,914	707,770	708,628
709,488	710,927	711,215	712,661	714,112
714,403	715,862	721,460	721,758	722,055
722,949	723,247	724,443	726,244	727,752
734,067	735,298	735,607	737,152	738,704
741,828	742,770	747,517	755,237	758,173
1237,968	1251,213	1285,232	1330,813	1334,442
1381,066	2229,336	2230,281	2235,968	2239,775
2248,388	2252,236	2378,164	2379,133	2380,103
2382,045	2383,017	2384,964	2385,938	2386,914
2387,890	2388,867	2389,845	2390,824	2391,803
2392,784	2393,765	2394,747	2395,729	2396,713
2397,698	2398,683	2399,669	2400,656	2406,594
2412,563	2450,020	2451,047	2500,313	

### **3.4 – Modelos de Transferência Radiativa (Modelos Diretos)**

#### **3.4.1 – Modelo Direto em Microondas**

Existem muitos métodos para se obter perfis verticais de temperatura e umidade a partir de radiâncias medidas por satélites. Uma grande quantidade de métodos é classificada como métodos físicos (Susskind et al., 1983 e 1984; Eyre e Woolf, 1988; Eyre 1989a, b; Kuo et al., 1994) porque o desvio do perfil recuperado a partir de um perfil inicial é

guiado pelas diferenças entre as temperaturas de brilho medida pelo sensor e as temperaturas de brilho calculadas utilizando o perfil inicial. Nesses algoritmos são feitos cálculos de transferência radiativa para cada perfil e, conseqüentemente, existe uma necessidade de utilizar um algoritmo computacionalmente eficiente e rápido para calcular a transmitância atmosférica como função dos níveis de pressão. Assim, a transmitância é calculada através de métodos de regressão que usam coeficientes gerados por modelos de transferência radiativa do tipo “line-by-line”. Dessa forma, o modelo de transferência radiativa, também conhecido como modelo direto, deve representar os processos radiativos ocorridos na atmosfera a fim de simular a temperatura de brilho registrada pelo sensor o mais próximo possível.

O modelo direto em microondas, desenvolvido por Rosenkranz (1995), calcula as transmitâncias atmosféricas para todos os canais dos sensores AMSU/HSB. A transmitância atmosférica média de um canal em uma camada da atmosfera limitada pelas pressões  $P_1$  e  $P_2$  é dada por:

$$\langle \tau(P_1, P_2) \rangle = \exp\{-(\alpha + \beta V + \gamma L)\} \quad (3.36)$$

onde  $V$  é a densidade do vapor d’água integrado na coluna atmosférica entre os dois níveis de pressão,  $L$  é a densidade de água líquida integrado na coluna atmosférica, ambos em unidades de moléculas por centímetro quadrado,  $\alpha$  representa a opacidade atmosférica (espessura óptica) na camada para os gases oxigênio e nitrogênio,  $\beta$  e  $\gamma$  são coeficientes calculados para cada camada e para cada canal a partir dos dados de  $V$ , temperatura, pressão e secante do ângulo de visada do sensor. No algoritmo de inversão para os dados do AQUA as transmitâncias são calculadas em 100 camadas dentro do intervalo de 0,005 a 1100 hPa.

As transmitâncias de múltiplas camadas são calculadas como um produto das transmitâncias de cada camada. Essa transmitância é utilizada na Equação de Transferência Radiativa (ETR) para calcular a temperatura de brilho desejada.

### 3.4.2 – Modelo Direto no Infravermelho (AIRS-RTA)

Em todos os procedimentos físicos de inversão usados para recuperar perfis de temperatura é necessário conhecer a natureza das transmitâncias atmosféricas para todos os gases absorvedores no intervalo espectral utilizado. O método mais rigoroso de se obter essas transmitâncias é a partir da soma dos coeficientes de absorção num intervalo espectral muito estreito, sobre cada linha de contribuição, integrando sobre o caminho atmosférico. Esse método é conhecido como "line-by-line". No entanto, esse método é trabalhoso e lento. Além disso, a alta taxa de observações por satélites requer um modelo rápido o suficiente para trabalhar em fase com as observações (uso operacional).

O objetivo do modelo direto é possibilitar o cálculo rápido de radiâncias simuladas para comparar com as radiâncias registradas por instrumentos de observação. A radiância registrada por um instrumento é a radiância atmosférica monocromática incidente ponderada com a resposta espectral do instrumento.

A radiância monocromática que chega no topo da atmosfera, excluindo espalhamento e reflexão, é dada por:

$$R = \varepsilon_s B(T(s)) \mathfrak{T}_z(L) + \sum_{i=1}^L B(T(i)) (\mathfrak{T}_z(i-1) - \mathfrak{T}_z(i)) \quad (3.37)$$

onde as camadas atmosféricas são numeradas do topo da atmosfera em direção à superfície, de 1 a  $L$ , respectivamente. O termo  $B(T(i))$  é a função de Planck para a



camada  $i$  na temperatura  $T(i)$ ,  $\mathfrak{T}_z(i)$  é a transmitância da camada  $i$  para o topo da atmosfera,  $\varepsilon_s$  é a emissividade da superfície e  $T(s)$  a temperatura da superfície.

Na prática, os instrumentos possuem uma resposta espectral ( $\phi$ ) como função do número de onda  $\nu$  sobre um intervalo de número de onda finito ( $\Delta\nu$ ). Por essa razão, quando aplicamos o conceito de transmitância monocromática para instrumentos, consideramos uma transmitância média sobre um intervalo  $\Delta\nu$  ponderado pela resposta espectral do instrumento. Assim, temos a transmitância média definida como:

$$\overline{\mathfrak{T}}_i(\Delta\nu) = \int_{\Delta\nu} \mathfrak{T}_i(\nu) \phi(\nu) d\nu \quad (3.38)$$

onde  $\phi(\nu)$  é normalizado tal que a integral sobre  $\Delta\nu$  é igual a um.

Para o AIRS, as simulações mostram que essa é uma boa aproximação com erros típicos  $\leq 0,1$  K. Esse erro é geralmente menor que o ruído nominal de 0,2 K do AIRS, e então não se tem nenhuma imprecisão séria (Hannon et al., 1996).

A aproximação utilizada na Equação 3.38 forma a base comum para as duas técnicas utilizadas no modelo direto no infravermelho, a “Pressure Layer Optical Depth” (PLOD), utilizada para os canais onde a influência do vapor d’água é pequena, e a “Optical Path Transmittance” (OPTRAN) que é utilizada para os canais sensíveis ao vapor d’água. A principal diferença entre as duas técnicas está na forma de como elas analisam cada camada da atmosfera. No método PLOD cada camada da atmosfera é definida com valores fixos de pressão (constante), enquanto no OPTRAN a expansão da transmitância é realizada para valores fixos de profundidade óptica (a pressão passa a ser um preditor).

Ambas as técnicas envolvem relações de transmitâncias com uma função simples envolvendo vários perfis de preditores dependentes. Esses preditores são funções simples de parâmetros tais como pressão, temperatura, quantidade absorvedora e ângulo de visada. A equação que relaciona as transmitâncias com os preditores é a seguinte:

$$-\ln(\mathfrak{T}_{eff}) = \sum_{i=1}^N c_i Q_i \quad (3.39)$$

onde  $\mathfrak{T}_{eff}$  é transmitância efetiva da camada,

$$\mathfrak{T}_{eff}(l) = \frac{\mathfrak{T}_z(l)}{\mathfrak{T}_z(l-1)} \quad (3.40)$$

$Q_i$  é o  $i$ -ésimo perfil preditor,  $N$  é o número de preditores e  $C_i$  são os coeficientes de transmitância determinados por regressão linear da equação acima para um conjunto representativo de perfis atmosféricos.

#### 3.4.2.1 – Método PLOD

O método PLOD é uma modificação das aproximações utilizadas por muitos modelos diretos encontrados na literatura (McMillin e Fleming, 1976; Fleming e McMillin, 1977; Eyre e Woof, 1988; Susskind et al., 1983). As camadas atmosféricas com valores fixos de pressão foram escolhidas para manter erros nas estimativas de radiância abaixo do ruído instrumental. A grade que representa os diferentes níveis de pressão foi criada considerando-se a região espectral de observação estudada, a resolução e o ruído instrumental. A velocidade do modelo depende do número de camadas, então um número excessivo de camadas foi evitado (Hannon et al., 1996).

Para o AIRS, simulações com o método “line-by-line” indicam que alguns canais necessitam de uma camada superior com pressões tão pequenas quanto 0,01 hPa, uma altitude de aproximadamente 80km. Suaves variações nas camadas facilitam a interpolação e evitam grandes mudanças na transmitância efetiva da camada. Assim, os 101 níveis de pressão que dividem a atmosfera em 100 camadas são definidos por:

$$P(i) = (ai^2 + bi + c)^{7/2} \quad (3.41)$$

onde  $P$  é a pressão (hPa), o termo  $i = 1, 2, \dots, 101$  representa as diferentes camadas atmosféricas (100 camadas). Os termos  $a$ ,  $b$  e  $c$  são constantes. Fixando os seguintes valores de pressão para  $P(1) = 1100$  hPa,  $P(38) = 300$  hPa e  $P(101) = 0,005$  hPa, as constantes da Equação 3.41 podem ser resolvidas. A Figura 3.7 apresenta os valores de pressão média para as 100 camadas do método.

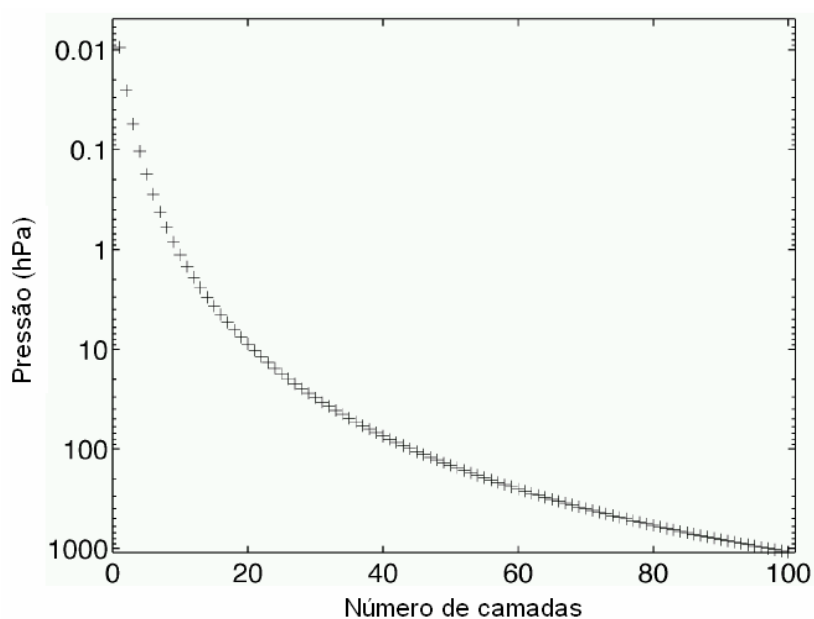


FIGURA 3.7 – Pressões médias das 100 camadas utilizadas pelo modelo direto utilizado pela NASA para trabalhar com os dados do AIRS.

FONTE: Chahine et al. (1999).

Outra etapa importante é selecionar um conjunto de perfis para o cálculo das transmitâncias. As transmitâncias desses perfis tornam-se dados de regressão para calcular os coeficientes da transmitância. Para o modelo direto do AIRS, utilizam-se 48 perfis de regressão (para 5 ângulos de visada cada) que representam todas as possíveis condições atmosféricas. Esse número é um compromisso do tempo disponível e recursos computacionais. Escolhendo poucos perfis há possibilidade de se ter problemas de precisão com perfis que ficaram fora dos perfis considerados. Escolhendo mais perfis que o necessário tem-se um consumo extra de tempo e recursos computacionais na criação do modelo.

#### **3.4.2.2 – Método OPTRAN**

O método conhecido como OPTRAN, introduzido por McMillin et al. (1995a, b), é utilizado para os canais do AIRS dominados pelo vapor d'água. A quantidade de vapor d'água pode variar consideravelmente na baixa troposfera produzindo grande variabilidade na transmitância atmosférica e dificultando sua parametrização. No OPTRAN a atmosfera é dividida em camadas considerando níveis fixos de quantidade absorvedora (caminho óptico) ao invés da pressão. Como tal, os caminhos ópticos são sempre constantes dentro da camada.

À exceção da técnica usada para dividir a atmosfera em camadas, o OPTRAN é similar ao PLOD. A primeira etapa é selecionar um conjunto de perfis de regressão. Isso deverá ser feito seguindo os mesmos procedimentos utilizados com o PLOD, mas com uma importante diferença: um dos perfis deve apresentar a máxima concentração possível para cada gás que nenhum outro perfil possa exceder. Com isso, tem-se a definição de uma nova grade para um conjunto de valores onde o caminho óptico pode variar. As transmitâncias não serão calculadas para caminhos ópticos fora desse intervalo. Para o OPTRAN, os principais preditores para todos os gases são geralmente a pressão e a temperatura.

### 3.4.3 – Modelo Direto do ICI: RTTOV

No caso do ICI o modelo direto utilizado é o RTTOV. A precisão dos modelos de transferência radiativa é de fundamental importância para a qualidade dos perfis verticais recuperados pelo modelo de inversão. Do ponto de vista operacional, os modelos diretos devem ser utilizados em tempo real para cada inversão e a construção de um código rápido se faz necessária. Com isso, esses modelos pertencem à classe dos “fast transmittance code”, os quais calculam as transmitâncias atmosféricas a partir de métodos de regressão que utilizam coeficientes fornecidos por modelos monocromáticos (“line-by-line”).

Basicamente, o RTTOV fundamenta-se em três etapas: entrada de dados, cálculo das transmitâncias atmosféricas e utilização dos coeficientes calculados por um modelo “line-by-line” (Eyre, 1991). Nos dados de entrada são utilizados parâmetros atmosféricos e de superfície como, por exemplo, perfis verticais de temperatura, de umidade, de ozônio, cobertura de nuvem e emissividade da superfície. A transmitância monocromática é função do canal espectral, do ângulo de visada, da temperatura, da pressão e da concentração de gases absorvedores de forma que a atmosfera precisa ser dividida em camadas, para que se possa assumir uma homogeneidade em cada uma delas.

O RTTOV adota uma atmosfera dividida em 40 níveis de pressão. Para calcular a transmitância total de um canal  $i$  no nível  $j$ , o vapor d’água e o ozônio são tratados como sendo gases de concentração variável, enquanto que para outros gases ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_2$ , entre outros) a transmitância é calculada assumindo-os como um único conjunto de gases uniformemente concentrados. Assim, a transmitância total é calculada da seguinte forma:

$$\mathfrak{T}_{i,j}^{tot} = \mathfrak{T}_{i,j}^{mix} \frac{\mathfrak{T}_{i,j}^{mix+vapor}}{\mathfrak{T}_{i,j}^{mix}} \frac{\mathfrak{T}_{i,j}^{mix+vapor+ozonio}}{\mathfrak{T}_{i,j}^{mix+vapor}} \quad (3.42)$$

onde  $\mathfrak{T}_{i,j}^{mix}$  é a transmitância para os gases uniformemente concentrados,  $\mathfrak{T}_{i,j}^{mix+vapor}$  é a transmitância para os gases uniformemente concentrados mais o vapor d'água e  $\mathfrak{T}_{i,j}^{mix+vapor+ozonio}$  é a transmitância para os gases uniformemente concentrados mais o vapor d'água e o ozônio.

As transmitâncias monocromáticas são calculadas pelo modelo “line-by-line” para um conjunto de 32 perfis atmosféricos, os quais representam todas as possíveis condições atmosféricas (Clough et al., 1988; Rothman et al., 1992). Essas transmitâncias para as diferentes condições atmosféricas são utilizadas no cálculo dos coeficientes internos do RTTOV utilizados para calcular a profundidade óptica da camada para um determinado perfil de entrada (Eyre e Woolf 1988). A regressão é realizada em função da profundidade óptica para os gases uniformemente concentrados, para o vapor d'água e para o ozônio pela expressão:

$$\tau_{i,j} = \tau_{i,j-1} + Y_j \sum_{k=1}^k a_{i,j,k} X_{k,j} \quad (3.43)$$

onde  $k$  é o número de preditores,  $X_{k,j}$  e  $Y_j$  são preditores definidos em tabelas (Eyre, 1991; Saunders, 1999),  $i$  é o canal espectral,  $j$  corresponde às diferentes camadas da atmosfera e  $a$  são os coeficientes da regressão.

## CAPÍTULO 4

### DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo são apresentados os dados utilizados para a elaboração deste trabalho e uma descrição de como foram feitas as análises de desempenho dos sistemas de sondagens AQUA (NASA) e NOAA-16 (ICI) nos sítios experimentais de Guajará-Mirim, Porto Velho e Ouro Preto d'Oeste. Além disso, é apresentado o procedimento utilizado para as simulações de temperatura de brilho para os canais do HSB e para a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade a partir das temperaturas de brilho simuladas.

#### 4.1 - Dados

Os dados utilizados neste trabalho são informações coletadas pelos sensores AIRS/AMSU/HSB (no que segue, denominaremos de “sondador AQUA”) que operam a bordo do satélite AQUA em “Hierarchical Data Format” (HDF), análises de modelos de PNT, perfis verticais de temperatura e umidade obtidos a partir de radiossondas e perfis inferidos a partir de dados do NOAA-16 e do AQUA. O sondador AQUA fornece dados em nível L1A, correspondentes a medições (fluxos) codificadas em 12 bits (“counts”). Um software adequado permite recuperar as radiâncias calibradas em unidades físicas (nível L1B). As quantidades geofísicas recuperadas, como por exemplo os perfis verticais de temperatura e de umidade, encontram-se no nível 2 (L2). Neste trabalho foram utilizados os dados do tipo L1B e L2. A seguir é apresentada a descrição dos dados utilizados.

#### **4.1.1 – Dados L1B da Plataforma AQUA**

Os dados L1B correspondem a um período de 62 dias, compreendido entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002, exceto os dias 12 e 25 de setembro e 20 e 21 de outubro. Assim, têm-se efetivamente 58 dias de dados do sondador AQUA. A informação compreende todas as órbitas do satélite AQUA, as quais correspondem a um conjunto diário de 240 arquivos em formato HDF, sendo 120 arquivos no período matutino (órbita ascendente) e 120 no período noturno (órbita descendente), cobrindo todo o globo. Esses dados foram cedidos pelo “Jet Propulsion Laboratory” (JPL), localizado na cidade de Pasadena, Califórnia, Estados Unidos da América. As Figuras 4.1a e 4.1b ilustram a cobertura espacial global dos dados AQUA para um único dia de sondagem. É importante comentar que esses arquivos apresentam um grande volume de informação exigindo um significativo espaço de armazenamento em termos de máquina, como se descreve a seguir.

Os arquivos HDF nível L1B para os sondadores AIRS, AMSU e HSB, são organizados em três diretórios com os seguintes nomes: AIRIBRAD, AIRABRAD e AIRHBRAD, respectivamente. Os arquivos encontrados em AIRIBRAD apresentam as radiâncias no infravermelho, num intervalo espectral de 3,7 - 15,5  $\mu\text{m}$ , e calibradas para os 2378 canais do AIRS. Cada um dos 240 arquivos diários, também chamados de grânulos, apresenta um tamanho médio de 130 MB. Os grânulos são definidos como o menor conjunto de dados que podem ser manipulados de forma independente. Eles representam aproximadamente 1/15 de uma órbita completa, correspondendo a 45 linhas de sondagem do AMSU e 135 linhas de sondagem do AIRS e do HSB, o que equivale a 6 minutos de dados.



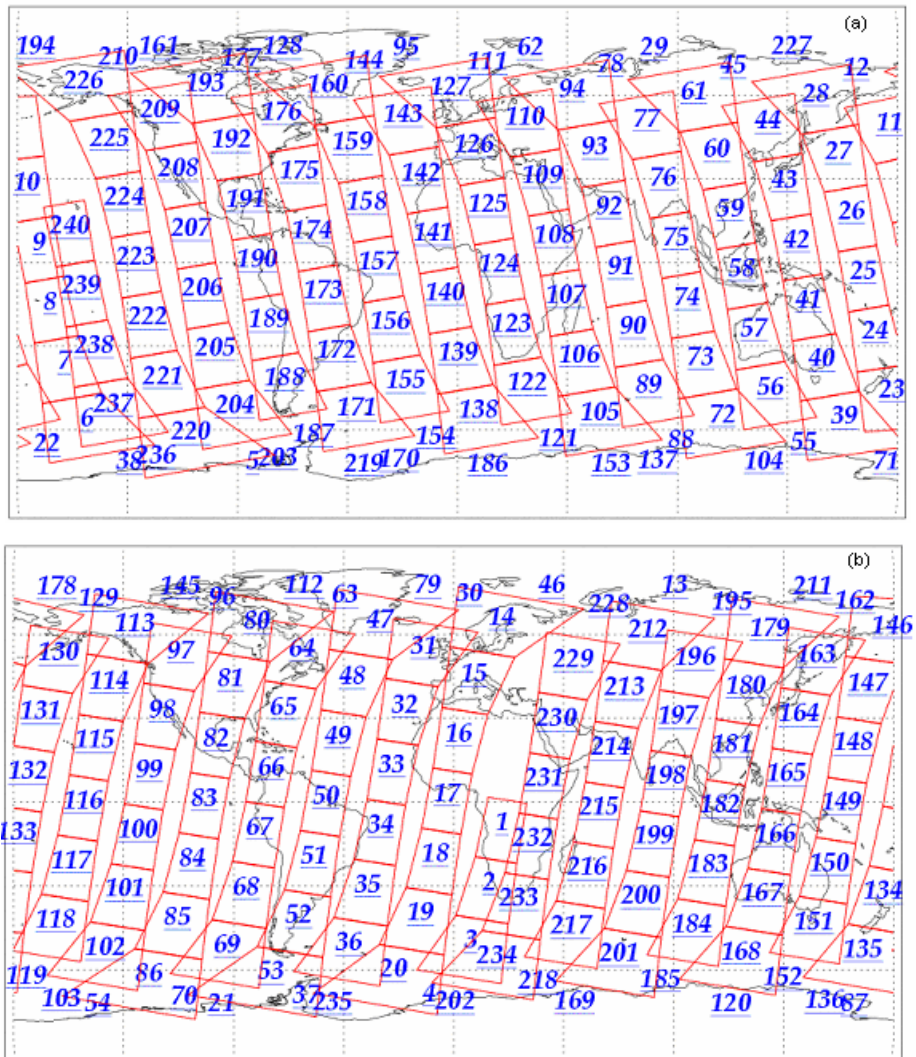


FIGURA 4.1 - Cobertura global do satélite AQUA para um único dia do mês de setembro de 2002, com a identificação dos respectivos números das passagens. a) passagens ascendentes; b) passagens descendentes.

Os arquivos em AIRABRAD e AIRHBRAD apresentam as radiâncias no espectro das microondas, calibradas para os 19 canais do AMSU/HSB. Juntos, cada grânulo apresenta um tamanho médio de 1,7 MB. Além disso, o AIRS apresenta quatro canais localizados na região espectral do visível e do infravermelho próximo (VIS/NIR). As informações de radiâncias desses canais são armazenadas no diretório AIRVBRAD e apresentam uma resolução espacial de 2,3 por 1,8 km no nadir. Cada grânulo do diretório AIRVBRAD apresenta um tamanho médio de 17,5 MB. Assim, o sistema AQUA possui um conjunto diário de dados nível L1B com tamanho médio de 35 GB.

As Figuras 4.2a, b, c e d mostram exemplos de saídas de temperatura de brilho para todos os canais do sondador HSB. A Figura 4.3 é um exemplo de radiância para um canal de janela atmosférica do AIRS, mantendo-se as respectivas resoluções espaciais de cada instrumento. Pode-se observar na Figura 4.3 a sensibilidade do canal de janela atmosférica do AIRS à presença de nuvens no campo de visada. Na figura 4.4 tem-se uma composição das informações dos canais AIRS, que operam na região do visível e infravermelho próximo, para todos os grânulos diurnos de um único dia de dados AQUA.

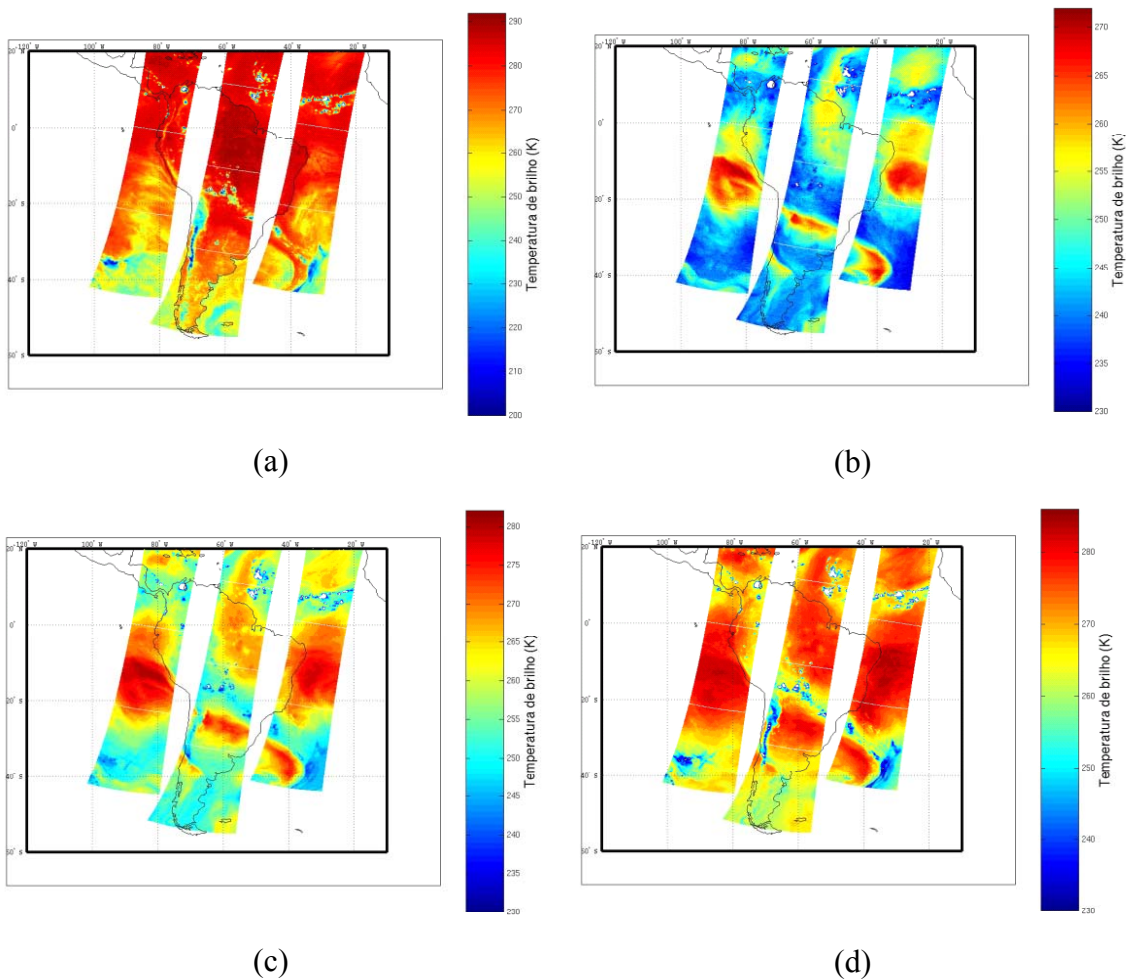


FIGURA 4.2 - Temperatura de brilho para três passagens descendentes do satélite AQUA sobre o Brasil para os canais do HSB: (a) canal 1, (b) canal 2, (c) canal 3 e (d) canal 4.

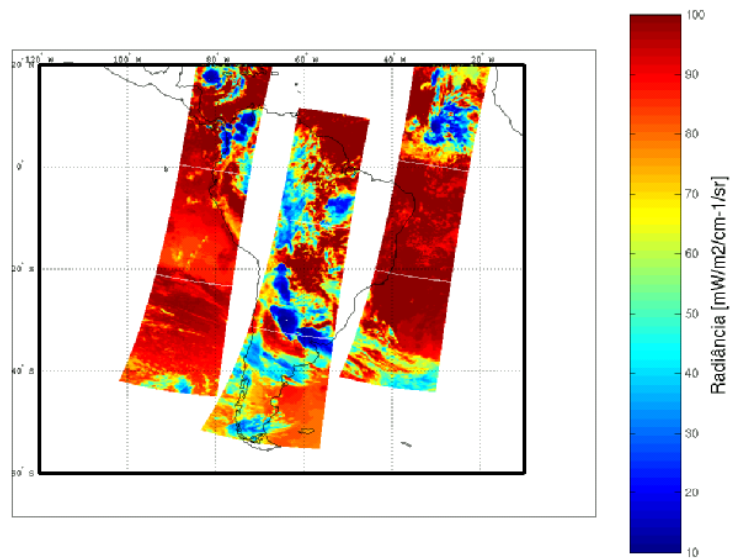


FIGURA 4.3 - Radiância para um canal de janela atmosférica do sondador AIRS ( $759\text{ cm}^{-1}$ ) para três passagens descendentes do satélite AQUA sobre o Brasil.

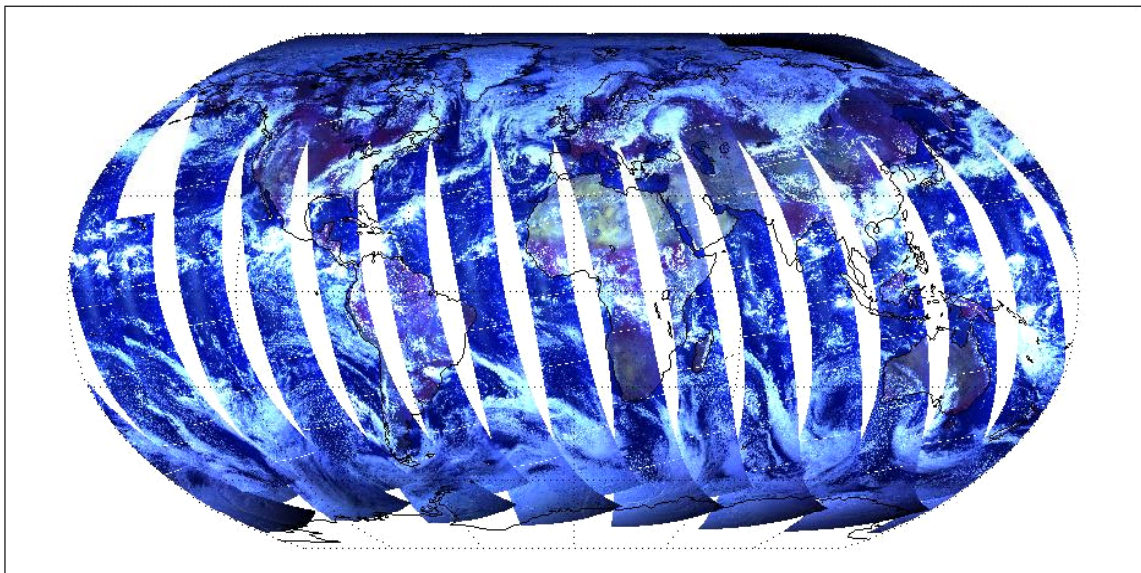


FIGURA 4.4 - Composição das informações dos canais AIRS, que operam na região do visível e infravermelho próximo, para todos os grânulos diurnos de um único dia de dados AQUA.

#### **4.1.2 – Dados L2 da Plataforma AQUA**

Um segundo conjunto de dados AQUA utilizado neste estudo foram os perfis verticais de temperatura e umidade, inferidos pelo modelo de inversão da NASA (versões “off-line” b-30 e c-01), para os sítios de Guajará-Mirim, Porto Velho e Ouro Preto d’Oeste para o período de setembro a outubro de 2002. A versão b-30 é de fevereiro/março de 2003 e a c-01 é de setembro/outubro de 2003. Na versão c-01 os dados estão disponíveis apenas para o sítio de Guajará-Mirim. É importante comentar que esses perfis atmosféricos foram gerados em caráter experimental, pois o modelo de inversão da NASA encontrava-se em fase de validação e desenvolvimento. Trabalhos continuam sendo desenvolvidos para o aprimoramento desse modelo de inversão (Susskind, 2003). Esses dados são utilizados na comparação com perfis de temperatura e umidade de radiossondagens.

#### **4.1.3 – Dados de Radiossondagens**

Os dados de radiossondagens correspondem à campanha chamada “DRY-TO-WET Atmospheric Mesoscale Campaign” do Projeto LBA (DRY-TO-WET AMC/LBA), realizada em Rondônia, para os sítios de Guajará-Mirim, Porto Velho e Ouro Preto d’Oeste (Fazenda Nossa Senhora), entre os meses de setembro e outubro de 2002, para os horários próximos das passagens dos satélites NOAA-16 e AQUA. Com a participação do Brasil no sondador AQUA (HSB), uma das atividades relevantes para o projeto é a validação dos perfis verticais de temperatura e umidade inferidos por esse sondador sobre a região Amazônica. Com isso, foi realizada uma campanha de coleta de dados (radiossondagens) no sítio de Guajará-Mirim, Rondônia, em conjunto com a campanha “DRY-TO-WET” do projeto LBA. Neste caso, os lançamentos das radiossondagens foram realizados nos horários coincidentes com as passagens do satélite AQUA (1:30AM e 1:30PM, hora local). Assim, foram utilizados os dados de radiossondagens das duas campanhas. É importante comentar que esses dados passaram



por um controle de qualidade (nível C). A Figura 4.5 ilustra a localização dos três sítios estudados.



FIGURA 4.5 - Localização de três sítios da Campanha “DRY-TO-WET AMC/LBA” de coleta de dados utilizados neste estudo.

#### 4.1.4 – Perfis Atmosféricos do ICI e das Análises do Modelo Global do CPTEC

Foram analisados perfis verticais de temperatura e umidade gerados pelo modelo de inversão ICI a partir de dados do NOAA-16, que roda operacionalmente na Divisão de Satélites Ambientais do CPTEC (CPTEC/DSA), e os gerados pelo modelo global de PNT do CPTEC. Foram considerados nas análises todos os perfis verticais inferidos pelo modelo ICI que se encontravam num raio de até 100 km de cada sítio experimental (Figura 4.5), nos horários próximos das 6 e 18 GMT. No caso do modelo numérico de previsão foram selecionados os pontos de grade que correspondem aos três sítios ilustrados na Figura 4.5, nos horários das 6 e 18 GMT. Esses dados correspondem aos

meses de setembro e outubro de 2002. Os dados do NOAA-16 foram utilizados porque esse satélite possui as órbitas próximas das do satélite AQUA e, conseqüentemente, passagens próximas dos horários dos lançamentos das radiossondas do experimento de campo. A base de dados iniciais utilizada pelo ICI (operacional) para recuperar os perfis atmosféricos é uma base dinâmica de perfis criados a partir de análises e previsões do modelo global do CPTEC (Macedo, 2003).

#### **4.1.5 – Dados de Análise e Previsão**

Para fazer a simulação das radiâncias do sondador AQUA, a partir dos algoritmos rápidos de transferência radiativa (modelos diretos), foram utilizados perfis atmosféricos fornecidos pelo modelo de PNT do “European Centre for Medium-Range Weather Forecasts” (ECMWF) para o mesmo período de 58 dias dos dados do AQUA. Os perfis do ECMWF têm uma resolução horizontal de 0,5 graus em latitude por 0,5 graus em longitude, para os horários de 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 GMT, abrangendo tanto campos de análises como campos de previsão. Para a utilização desses dados são escolhidos os pontos de grade mais próximos, no espaço e no tempo, dos dados do satélite AQUA.

#### **4.1.6 – Formato dos Dados AQUA: RTP – “Radiative Transfer Profile”**

Como citado anteriormente, os dados do sistema AQUA exigem um significativo espaço de armazenamento em termos de máquina. Assim sendo, busca-se uma maneira de criar arquivos de dados apenas para o grânulo e a área de interesse, permitindo uma otimização no processo de manipulação e armazenamento de arquivos. Ainda, os dados originais LIB do sondador AQUA, em formato HDF, são manipulados num formato RTP (“Radiative Transfer Profile”), uma ferramenta criada na UMBC (“University of Maryland, Baltimore County”).

Essa ferramenta também pode ser utilizada para formatar dados provenientes de cálculos de transferência radiativa e na manipulação de perfis atmosféricos. O formato RTP inclui um cabeçalho com informações sobre todos os registros de um arquivo (Motteler, 2002). Assim, após efetuar a filtragem de nuvens, os arquivos HDF originais são manipulados para gerar arquivos de saída no formato RTP. Esses arquivos de saída contêm informações de radiâncias observada e calculada (modelo direto) para áreas livres de nuvens sobre o oceano.

#### **4.2 – Análise de Desempenho do Sistema de Sondagem AQUA**

Na primeira fase do trabalho, realizou-se uma análise do desempenho do sistema de sondagem AQUA comparando os perfis de temperatura e umidade recuperados pelo modelo de inversão da NASA com os perfis obtidos pelas radiossondas lançadas nos três sítios do LBA citados anteriormente. Foram utilizadas todas as radiossondas disponíveis com horários próximos das sondagens do satélite AQUA. Como a campanha de validação do sondador HSB (AQUA) limitou-se ao sítio de Guajará-Mirim e como as passagens do satélite AQUA sobre Rondônia são próximas das 6:00 e das 18:00 GMT, as radiossondagens desses horários também foram aproveitadas, o que possibilitou estender as análises aos sítios de Porto Velho e de Ouro Preto d'Oeste.

As análises basearam-se em cálculos de erros médios (viés) e erros médios quadráticos (EMQ). Foram utilizados na comparação com cada radiossonda todos os perfis verticais inferidos sob diferentes condições de nebulosidade e localizados num raio de até 100 km do sítio de lançamento. Similarmente, foram feitas comparações entre os perfis obtidos pelas radiossondas e os perfis de temperatura e umidade obtidos pelo ICI e pelas análises do CPTEC. Com isso, pôde-se analisar o desempenho das diferentes fontes de dados em estimar perfis verticais de temperatura e umidade e verificar qual reproduz com maior precisão os perfis observados.



### **4.3 – Simulação dos Canais HSB**

Como citado anteriormente, o lançamento do sensor AIRS abre um campo fértil para a pesquisa, principalmente no contexto de seleção de canais a serem utilizados no processo de recuperação de parâmetros geofísicos. Ressalta-se ainda o fim do sensor brasileiro de umidade (HSB) que operava na plataforma AQUA, decorrente de problemas mecânicos. Neste contexto, na segunda fase do trabalho, fez-se a seleção de canais AIRS sensíveis ao vapor d'água que são representativos do comportamento espectral dos canais HSB. Nesta fase, as análises foram realizadas sobre os oceanos em áreas livres de nuvens.

#### **4.3.1 – Detecção de Campos de Visada Livres de Nuvens**

A detecção de campos de visada livres de nuvens foi realizada em conjunto com o grupo da UMBC. Basicamente, a filtragem de nuvem nos dados AIRS envolve três etapas. Inicialmente, compara-se a uniformidade das radiâncias observadas no campo de visada central com todos os demais campos de visada adjacentes considerando um alvo de 3 por 3 pixels do sensor AIRS. Para um conjunto escolhido de canais na janela atmosférica, localizados em  $800 - 1250 \text{ cm}^{-1}$  e em  $2500 - 2700 \text{ cm}^{-1}$ , calcula-se uma temperatura de brilho média desses canais para todos os campos de visada. A seguir, seleciona-se o alvo se nenhum pixel difere do central em mais de 0,25 K. Esta etapa elimina cenas parcialmente nubladas ou com alta variabilidade de vapor d'água. A segunda etapa exige que as temperaturas da superfície do mar obtidas a partir dos canais escolhidos na janela atmosférica tenham diferença não superior ao limiar de 0,4 K entre si. Finalmente, uma tolerância de aproximadamente  $\pm 4 \text{ K}$  é considerada nas diferenças entre as temperaturas da superfície do mar observadas e as calculadas pelo modelo do ECMWF. Essa técnica assume bom conhecimento da emissividade da superfície do mar, e que os campos de vapor d'água do ECMWF e o continuum sejam ambos precisos o suficiente para remover os efeitos de emissão atmosférica quando se determina a temperatura da superfície do mar (Strow et al., 2002a).

Para ilustrar um caso de seleção de pontos livres de nuvem, a Figura 4.6 apresenta uma imagem composta com canais do visível e do infravermelho próximo do AIRS (VIS/NIR). Nesta figura nota-se uma boa concordância entre as regiões aparentemente livres de nuvens detectadas pelas informações dos canais do VIS/NIR e os campos de visada selecionados (círculos verdes).

Com base na seleção dos campos de visada livres de nuvens realizada com o sondador AIRS podem-se obter as informações em condições de céu claro para o sondador HSB. A resolução horizontal de ambos os sondadores é a mesma; portanto, tem-se a coincidência nos pontos livres de nuvem. Por outro lado, a resolução horizontal dos dados AMSU-A não é a mesma dos dados AIRS/HSB. Nesse caso, uma vez identificados os pontos livres de nuvens nos dados AIRS/HSB, buscou-se o pixel AMSU mais próximo do pixel AIRS/HSB selecionado.

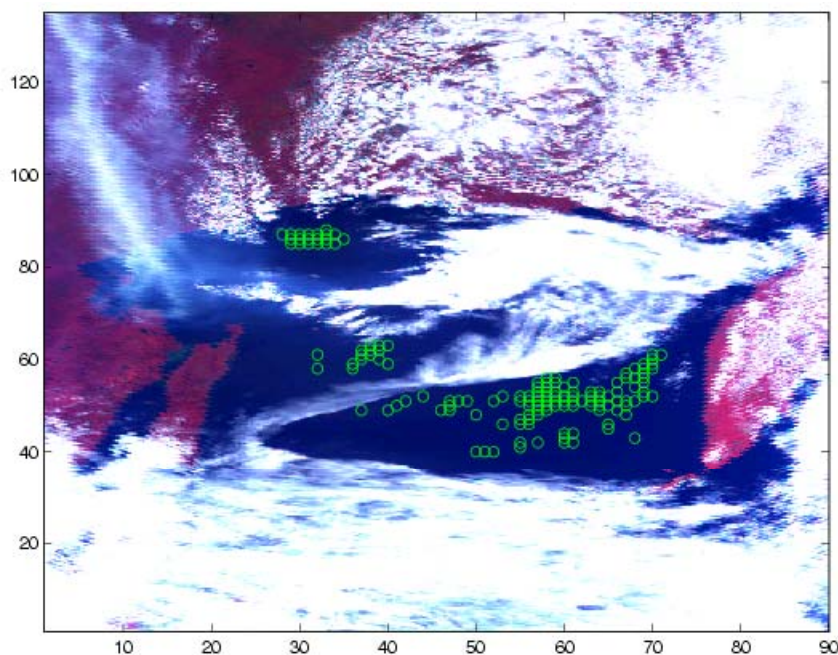


FIGURA 4.6 - Ilustração da localização dos pontos livres de nuvem (círculos verdes), para um grânulo do satélite AQUA.

FONTE: Strow et al., 2002b.

### 4.3.2 – Seleção de Canais AIRS

Considerando  $N_p$  pixels em áreas livres de nuvem, inicialmente procurou-se selecionar os canais AIRS altamente correlacionados com os do HSB. Para isso avaliou-se o coeficiente de correlação linear entre as radiâncias dos 2378 canais AIRS e cada um dos quatro canais HSB, sobre um conjunto de  $N_p = 3000$  pixels distribuídos sobre as áreas oceânicas do globo terrestre entre  $\pm 60$  graus de latitude. Os  $N_p$  pixels utilizados correspondem a um único dia de dados do sondador AQUA.

Em seguida, foram selecionados os  $N_1$  canais com coeficientes de correlação maior que 0,8. Para os  $N_p$  pixels avaliou-se a matriz de correlação  $\mathbf{R}$  ( $N_1 \times N_1$ ) entre os canais AIRS. Foram obtidas quatro matrizes (uma para cada canal HSB). A análise em componentes principais foi aplicada à matriz  $\mathbf{R}$  para estudar a informação contida nos  $N_1$  canais, em particular o nível de redundância nas informações dos  $N_1$  canais AIRS. Para a seleção do número de fatores foi aplicado o critério de Guttman-Kaiser, o qual sugere que o número de autovalores maiores que 1 determina o número mínimo de fatores (Jackson, 1991).

Paralelamente às análises de correlação e componente principal analisa-se o comportamento dos jacobianos do vapor d'água para os diferentes canais do sondador AQUA. Essa análise, descrita no capítulo anterior, é baseada no método proposto por Schaerer e Wilheit (1979). Nesse sentido, foram feitas comparações da magnitude e da forma dos jacobianos do vapor d'água entre os canais AIRS e HSB, a fim de verificar quais os canais AIRS são representativos do comportamento espectral dos canais HSB.

O estudo de sensibilidade foi feito em duas condições atmosféricas distintas a fim de identificar as possíveis diferenças nos comportamentos dos jacobianos. Inicialmente, utilizaram-se informações de perfis atmosféricos típicos (temperatura e umidade) na região do Equador e, posteriormente, sobre a região de latitudes médias (45 graus de latitude). Os jacobianos foram obtidos pelo método da perturbação, o qual fornece uma

excelente aproximação para pequenas perturbações (Garand et al., 2001). No caso do vapor d'água a perturbação introduzida nos perfis foi de 10% da concentração inicial. Além disso, a fim de mostrar o comportamento dos jacobianos de temperatura para os diferentes canais do sistema de sondagem AQUA, foram introduzidas perturbações de 1 K em um perfil tropical padrão de temperatura.

### 4.3.3 – Simulação de Temperatura de Brilho do HSB

Uma vez identificados os canais AIRS que apresentaram respostas semelhantes aos canais HSB, a próxima etapa foi agrupar canais AIRS para cada um dos canais HSB. Basicamente, o critério de agrupamento foi baseado nas análises de correlação e nos jacobianos. Assim, para cada canal HSB, os diferentes canais AIRS que apresentaram jacobianos semelhantes foram organizados em ordem decrescente de coeficientes de correlação. Posteriormente, selecionou-se, dentro de cada grupo de canais AIRS, um número mínimo de canais os quais foram utilizados para fazer as simulações de temperatura de brilho dos canais HSB.

As simulações de temperatura de brilho foram baseadas na técnica de regressão múltipla (Wilks, 1995). O modelo de regressão foi construído utilizando as radiâncias dos canais AIRS selecionados, para cada canal HSB, para um conjunto de 3000 pixels distribuídos sobre oceano, para um único dia de dados AQUA. Assim, os coeficientes de regressão foram calculados da seguinte forma:

$$\mathbf{Q}(n, p) = A + \mathbf{X}(n,1) * \mathbf{I}(1, p) + \mathbf{X}(n,2) * \mathbf{I}(2, p) + \dots + \mathbf{X}(n,m) * \mathbf{I}(m, p) \quad (4.1)$$

onde  $A$  é uma constante de regressão,  $p$  é o pixel de observação,  $m$  e  $n$  representam os canais AIRS e HSB, respectivamente. A matriz  $\mathbf{Q}$  representa a temperatura de brilho simulada, a matriz  $\mathbf{X}$  representa os coeficientes da regressão e a matriz  $\mathbf{I}$  representa as radiâncias para os canais AIRS. Definidos os coeficientes de regressão, tem-se uma

equação que relaciona as informações do AIRS com as do HSB. As simulações de temperatura de brilho sobre o oceano foram realizadas a partir de dados AIRS observados para o período de setembro a outubro de 2002.

Essas simulações de temperatura de brilho foram validadas com os dados observados do HSB para o mesmo período. Para todos os pixels selecionados como livres de nuvem as comparações foram realizadas calculando-se os erros médios e os erros médios quadráticos para cada dia de simulação separadamente.

Com o objetivo de simular as temperaturas de brilho sobre as regiões continentais, inicialmente utilizou-se o modelo direto RTTOV-7 para verificar se os canais do HSB são afetados por propriedades da superfície, como por exemplo, emissividade. Nessas simulações foram utilizados dois perfis típicos do banco de dados do modelo direto, sendo um para região tropical e outro para altas latitudes (maior que 45 graus). Resultados preliminares indicaram que, nos trópicos, os canais de vapor d'água do HSB e os canais do AIRS utilizados na simulação de temperatura de brilho não são afetados por propriedades da superfície, permitindo que os mesmos coeficientes de regressão calculados sobre o oceano fossem utilizados para simular as temperaturas de brilho sobre regiões continentais. Assim, simulações de temperatura de brilho foram realizadas para uma passagem do satélite AQUA sobre o Brasil e comparadas com os dados observados pelo HSB.

#### **4.4 – Perfis Verticais de Temperatura e Umidade**

Na última etapa do trabalho fez-se um estudo de caso utilizando o modelo ICI para inferir perfis verticais de temperatura e umidade a partir das temperaturas de brilho simuladas para os sítios de Guajará-Mirim, Porto Velho e Ouro Preto d'Oeste. O modelo de inversão ICI foi utilizado no modo climatológico considerando as bases de dados iniciais de perfis climatológicos TIGR, com 1760 perfis representativos de diversas regiões do globo e a CLASS1, com 657 perfis atmosféricos de temperatura e

umidade típicos para o Brasil (Macedo, 2003). Foi escolhido o modo estático, pelo fato dos bancos TIGR e CLASS1 se encontrarem instalados em área não operacional da DSA (para pesquisa).

Inicialmente, selecionaram-se os dias onde houve passagens dos satélites NOAA-16 e AQUA sobre cada sítio estudado, em condições de céu claro. Em seguida, exigiu-se que os pixels NOAA-16 e AQUA fossem coincidentes e que estivessem sobre o local de lançamento da radiossonda. No caso dos dados AQUA foram utilizadas as temperaturas de brilho simuladas para os canais HSB (a partir de dados AIRS) e as observadas pelo sensor AMSU-A. Posteriormente, para o pixel selecionado, efetuou-se a substituição das temperaturas de brilho observadas pelo satélite NOAA-16 pelas temperaturas de brilho dos sensores HSB e AMSU-A da plataforma AQUA. Finalmente, foram utilizadas apenas as informações em microondas para inferir os perfis verticais de temperatura e umidade a partir do ICI para o pixel selecionado.

## CAPÍTULO 5

### RESULTADOS

#### 5.1 – Análise de Desempenho do Sistema de Sondagem AQUA e do Modelo ICI

Nesta seção analisa-se o desempenho do sistema de sondagem AQUA (versão b-30) e do modelo ICI (versão 3.0) para recuperar perfis verticais de temperatura e umidade sobre a região Amazônica, particularmente sobre o estado de Rondônia, durante o experimento de campo “DRY-TO-WET AMC/LBA” realizado nos meses de setembro e outubro de 2002. Os perfis atmosféricos recuperados sob diferentes condições de nebulosidade são comparados com as radiossondagens do experimento de campo. Análises do modelo global do CPTEC também são comparadas com os dados de radiossondagens. A Tabela 5.1 ilustra o conjunto total de perfis utilizados nessas análises para todo o período do experimento de campo.

**TABELA 5.1 – Número total de perfis de temperatura e de umidade utilizados nas análises estatísticas.**

Perfis Verticais de Temperatura e Umidade					
Guajará-Mirim		Porto Velho		Ouro Preto D'Oeste	
Radiossondas	AQUA	Radiossondas	AQUA	Radiossondas	AQUA
14	162	5	68	20	280
Radiossondas	ICI	Radiossondas	ICI	Radiossondas	ICI
12	90	6	43	17	127
Radiossondas	CPTEC	Radiossondas	CPTEC	Radiossondas	CPTEC
44	44	37	37	58	58

### 5.1.1 – Inferência de Perfis Verticais de Temperatura

Os resultados da análise estatística para sondagens de temperatura na região Amazônica considerando diferentes modelos são ilustrados nas figuras abaixo. As Figuras 5.1, 5.2 e 5.3 apresentam os erros médios (viés) e os Erros Médios Quadráticos (EMQ) entre os perfis de temperatura recuperados pelos diferentes modelos e os dados de radiossondagens para o sítio de Guajará-Mirim, Porto Velho e Ouro Preto d'Oeste, respectivamente. Além disso, as figuras mostram perfis médios de temperatura para um único dia de sondagem com a respectiva radiossonda. O gráfico da esquerda corresponde aos perfis verticais de temperatura, o central ilustra a estatística dos erros médios e o da direita apresenta os EMQ.

Nos três sítios estudados, os perfis verticais de temperatura recuperados pelo modelo de PNT do CPTEC e pelo modelo de inversão ICI são os que apresentam maior concordância com os dados das radiossondas, quando comparados com os perfis recuperados pelo modelo de inversão da NASA. Isso pode ser justificado pelo fato de que: a) os dados das análises do modelo de PNT são em horários sinóticos coincidentes com os lançamentos das radiossondas; b) apesar de existir uma pequena diferença entre os horários de lançamento das radiossondas e a passagem do NOAA-16 (menor que 2 horas), a base de dados iniciais utilizada pelo ICI para recuperar os perfis atmosféricos é uma base dinâmica de perfis criados a partir das análises do modelo global do CPTEC. Devido a isso, espera-se uma maior consonância entre os perfis inferidos pelo ICI e os da análise do modelo PNT do CPTEC.

Em geral, os EMQ são similares nos três sítios analisados com os maiores valores localizados entre 1000 e 850 hPa. Em relação ao viés, os maiores valores são encontrados próximo à superfície em todos os sítios analisados para os dados recuperados pelo sistema de sondagem AQUA. Os maiores erros médios encontrados nas análises do modelo de inversão da NASA podem estar relacionados à diferença nos horários do lançamento das radiossondas com as passagens do satélite AQUA sobre a



região. Outro fator poderia ser o conjunto de canais selecionados no processo de inversão, que pode não ser o conjunto ideal para ser aplicado sobre a região tropical, em particular sobre a região Amazônica. Além disso, incertezas nas estimativas de parâmetros de superfície como a temperatura e a emissividade podem estar relacionadas a esse fato.

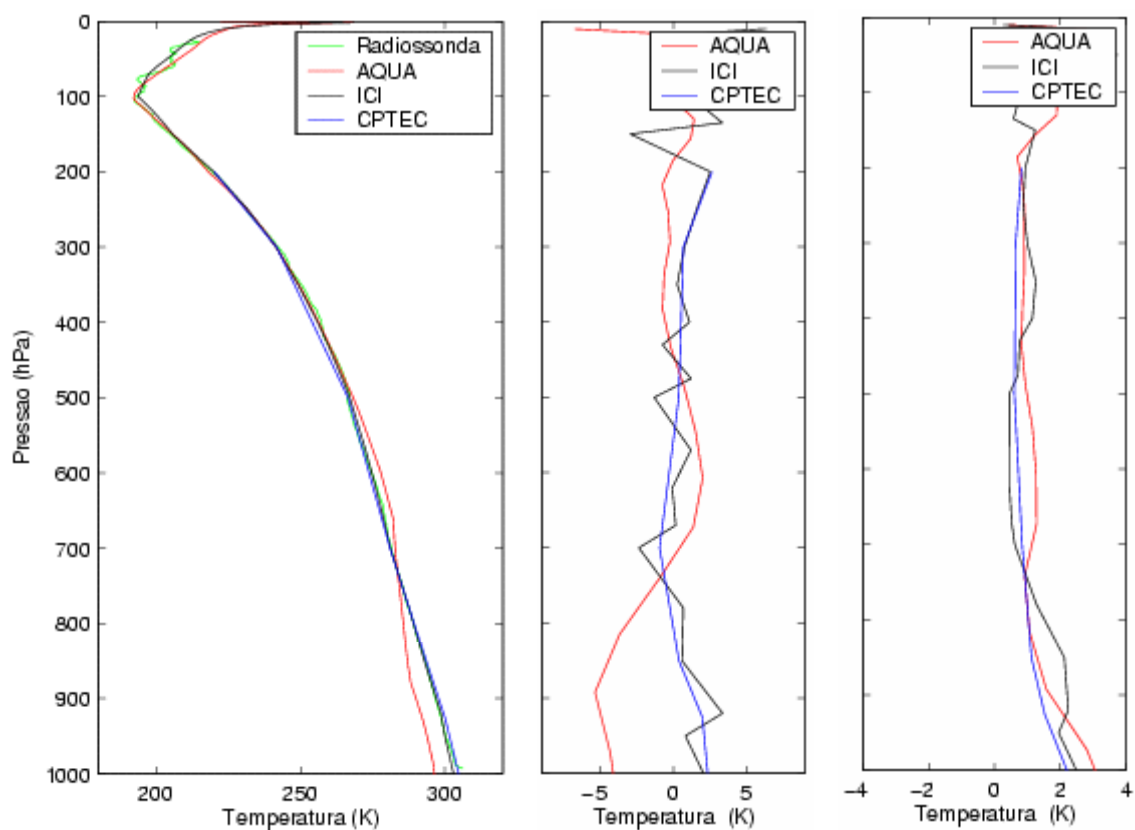


FIGURA 5.1 – Perfis verticais de temperatura para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de temperatura recuperados por diferentes modelos e os perfis observados (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Guajará-Mirim.

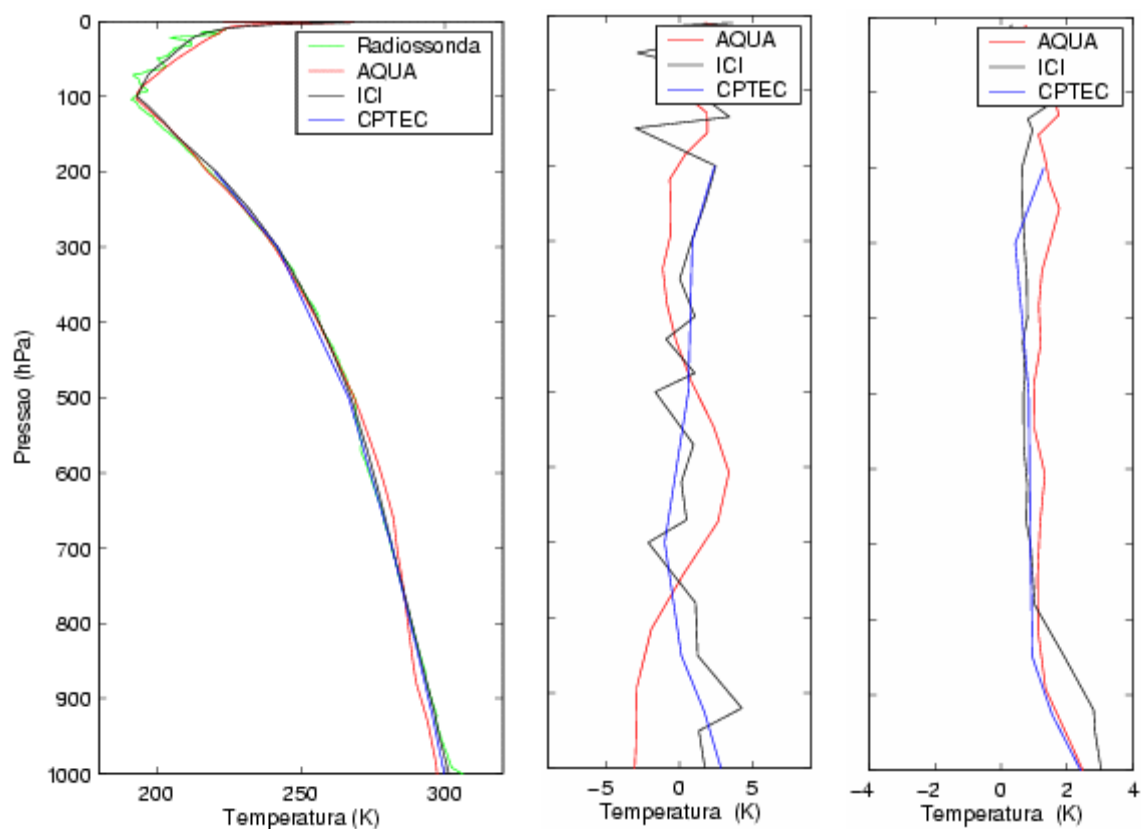


FIGURA 5.2 – Perfis verticais de temperatura para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de temperatura recuperados por diferentes modelos e os perfis observados (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Porto Velho.

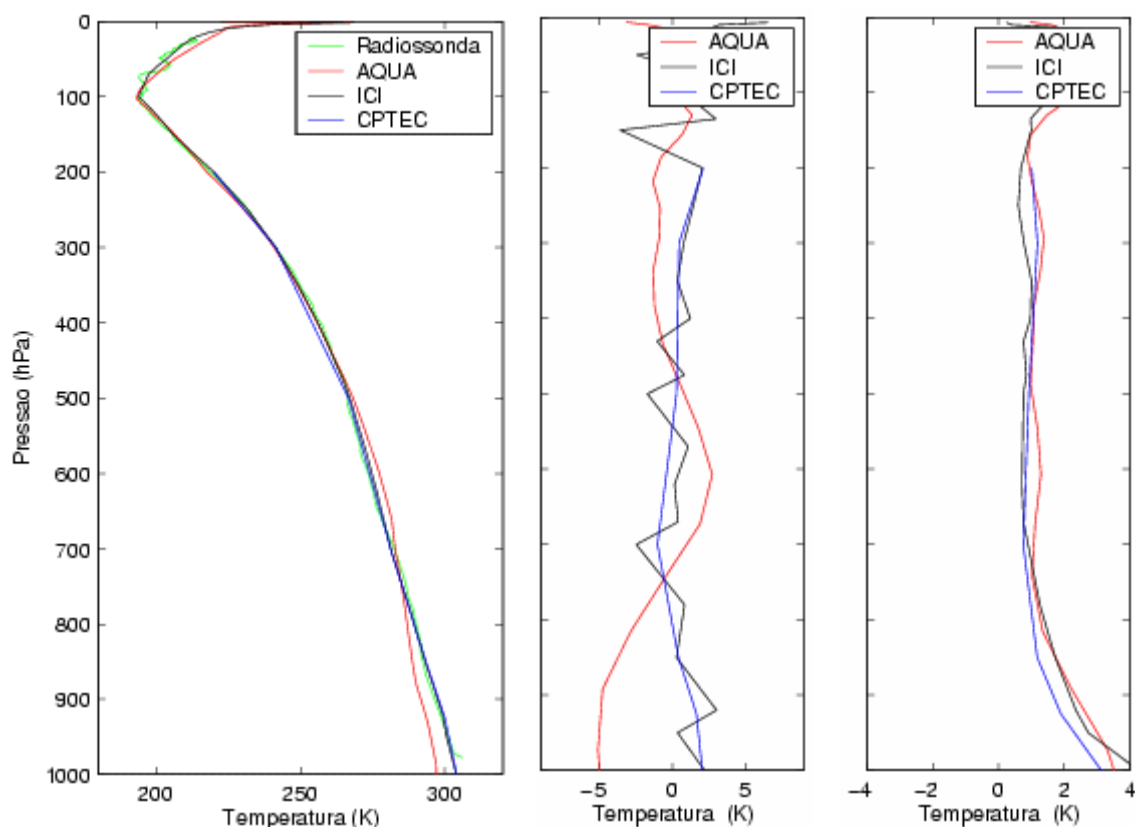


FIGURA 5.3 – Perfis verticais de temperatura para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de temperatura recuperados por diferentes modelos e os perfis observados (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Ouro Preto d’Oeste.

As Tabelas 5.2, 5.3 e 5.4 apresentam o viés e o EMQ, mostrado nas figuras anteriores, para 7 níveis padrões do modelo de PNT do CPTEC em conjunto com os valores médios de temperatura das radiossondagens. Observam-se melhores resultados para os modelos de PNT do CPTEC e do ICI. Além disso, nos três sítios estudados e na média para a camada entre 1000 e 850 hPa, o ICI e o modelo de PNT superestimam a temperatura com viés médio não superior a 2,5 K enquanto o modelo de inversão da NASA subestima a temperatura com um viés médio de até 4 K no sítio de Ouro Preto d’Oeste.

**TABELA 5.2 – Viés e EMQ entre os perfis de temperatura inferidos e as radiossondagens para Guajará-Mirim.**

Sítio	Guajará-Mirim						
Temperatura (K)	Média	Erro Médio (viés)			EMQ		
Pressão (hPa)	Radiossonda	ICI	AQUA	CPTEC	ICI	AQUA	CPTEC
1000	300,5	2,1	-3,7	2,4	2,5	3,6	2,2
925	297,8	3,4	-4,3	2,0	2,2	2,8	1,5
850	292,7	0,6	-3,7	0,4	2,1	1,1	1,1
700	282,5	-2,4	1,4	-0,9	0,6	1,3	0,8
500	266,9	-1,3	0,8	0,4	0,5	0,9	0,6
300	241,6	0,8	-0,2	0,7	1,0	0,9	0,7
200	219,0	2,5	-0,8	2,7	0,9	0,8	0,8

**TABELA 5.3 – Viés e EMQ entre os perfis de temperatura inferidos e as radiossondagens para Porto Velho.**

Sítio	Porto Velho						
Temperatura (K)	Média	Erro Médio (viés)			EMQ		
Pressão (hPa)	Radiossonda	ICI	AQUA	CPTEC	ICI	AQUA	CPTEC
1000	300,7	1,8	-3,2	2,8	3,0	3,1	2,4
925	297,5	4,3	-3,0	1,7	2,8	2,2	1,5
850	292,4	1,3	-1,9	0,1	1,9	1,1	1,0
700	282,5	-2,1	2,6	-1,0	0,9	1,2	0,9
500	266,9	-1,6	0,9	0,6	0,7	1,0	0,8
300	241,6	0,8	-0,6	0,9	0,7	1,5	0,4
200	219,0	2,5	-0,7	2,4	0,6	1,5	1,3

**TABELA 5.4 – Viés e EMQ entre os perfis de temperatura inferidos e as radiossondagens para Ouro Preto d'Oeste.**

Sítio	Ouro Preto d'Oeste						
Temperatura (K)	Média	Erro Médio (viés)			EMQ		
Pressão (hPa)	Radiossonda	ICI	AQUA	CPTEC	ICI	AQUA	CPTEC
1000	300,8	2,2	-4,8	2,0	4,3	3,9	3,1
925	298,5	3,0	-5,1	1,7	2,4	3,3	1,9
850	292,9	0,3	-2,8	0,4	1,7	1,3	1,2
700	282,6	-2,5	1,9	-1,0	0,9	1,1	0,8
500	267,0	-1,7	0,5	0,3	0,8	1,0	0,9
300	241,7	0,8	-0,9	0,5	0,8	1,4	1,2
200	219,4	2,1	-1,3	2,1	0,7	1,0	1,0

A fim de observar as possíveis diferenças entre os perfis recuperados para diferentes horários, análises similares são realizadas para os períodos matutino e vespertino. O viés e o EMQ entre os perfis de temperatura inferidos e as radiossondas para o sítio de

Guajará-Mirim são apresentados na Tabela 5.5. Maiores erros médios são encontrados no período da manhã para os modelos de PNT do CPTEC e do ICI, ao contrário do que acontece com o modelo da NASA. No entanto, os maiores valores de EMQ são predominantes no período da tarde. O mesmo comportamento foi observado nas análises efetuadas para os demais sítios (não apresentadas). Os perfis médios de temperatura das radiossondagens, nos três sítios estudados para os períodos matutino e vespertino, encontram-se no Apêndice A.

**TABELA 5.5 – Viés e EMQ entre os perfis de temperatura inferidos e as radiossondagens nos períodos matutino e vespertino para Guajará-Mirim.**

Temperatura (K)	Erro Médio (viés)					
	ICI		AQUA		CPTEC	
Pressão (hPa)	Manhã	Tarde	Manhã	Tarde	Manhã	Tarde
1000	3,4	0,2	-1,9	-5,8	2,8	1,9
925	2,7	4,3	-3,5	-5,3	1,9	2,1
850	0,1	1,3	-3,6	-3,8	0,3	0,5
700	-2,4	-2,3	1,1	1,7	-1,1	-0,8
500	-1,4	-1,2	1,1	0,3	0,4	0,4
300	1,1	0,4	-0,2	-0,2	0,5	0,9
200	2,6	2,3	-0,8	-0,7	2,7	2,6
Temperatura (K)	EMQ					
	ICI		AQUA		CPTEC	
Pressão (hPa)	Manhã	Tarde	Manhã	Tarde	Manhã	Tarde
1000	1,7	2,3	1,8	4,0	1,7	2,5
925	2,0	2,2	1,8	3,4	1,4	1,7
850	1,7	2,5	0,9	1,2	1,0	1,3
700	0,6	0,6	1,5	0,9	0,9	0,8
500	0,5	0,4	0,8	0,8	0,5	0,7
300	1,2	0,4	0,9	1,0	0,7	0,6
200	1,2	0,4	0,8	0,9	0,8	0,8

### 5.1.2 – Inferência de Perfis Verticais de Umidade

As Figuras 5.4, 5.5 e 5.6 apresentam o viés e o EMQ entre os perfis de umidade recuperados pelos diferentes modelos citados anteriormente, com os dados de radiossondagens para o sítio de Guajará-Mirim, Porto Velho e Ouro Preto d'Oeste,

respectivamente. Além disso, são apresentados os perfis médios de umidade para um único dia de sondagem com a respectiva radiossonda. O gráfico da esquerda apresenta os perfis verticais de umidade, o central corresponde ao viés e o da direita ao EMQ.

Uma das dificuldades em se recuperar perfis verticais de umidade é a sua grande variabilidade espacial e temporal na atmosfera, particularmente em regiões tropicais. Essa grande variabilidade dificulta a comparação com dados observacionais, fundamental no processo de validação. De maneira geral, nos três sítios estudados os perfis verticais de umidade recuperados pelo modelo de PNT do CPTEC e pelo modelo de inversão ICI são os que apresentaram maior concordância com os dados das radiossondas, comparados com os perfis recuperados pelo modelo de inversão da NASA. A concordância observada nas análises dos perfis de temperatura entre os dados do ICI e do modelo de PNT também é notada para os perfis de umidade. Os EMQ são similares nos três sítios analisados e apresentam os maiores valores entre 1000 e 850 hPa. Além disso, nota-se nos três modelos que em alguns casos há uma tendência de subestimar a umidade na baixa troposfera.

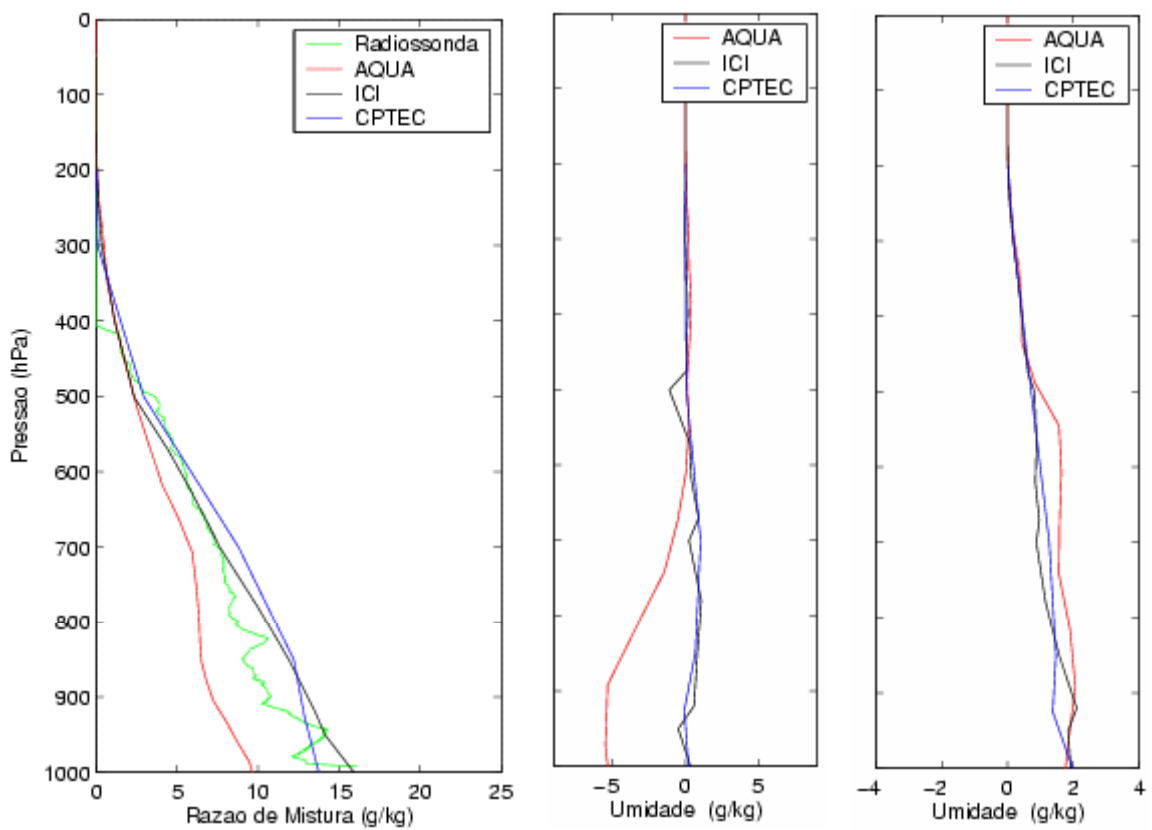


FIGURA 5.4 – Perfis verticais de umidade para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de umidade recuperados por diferentes modelos e o perfil observado (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Guajará-Mirim.

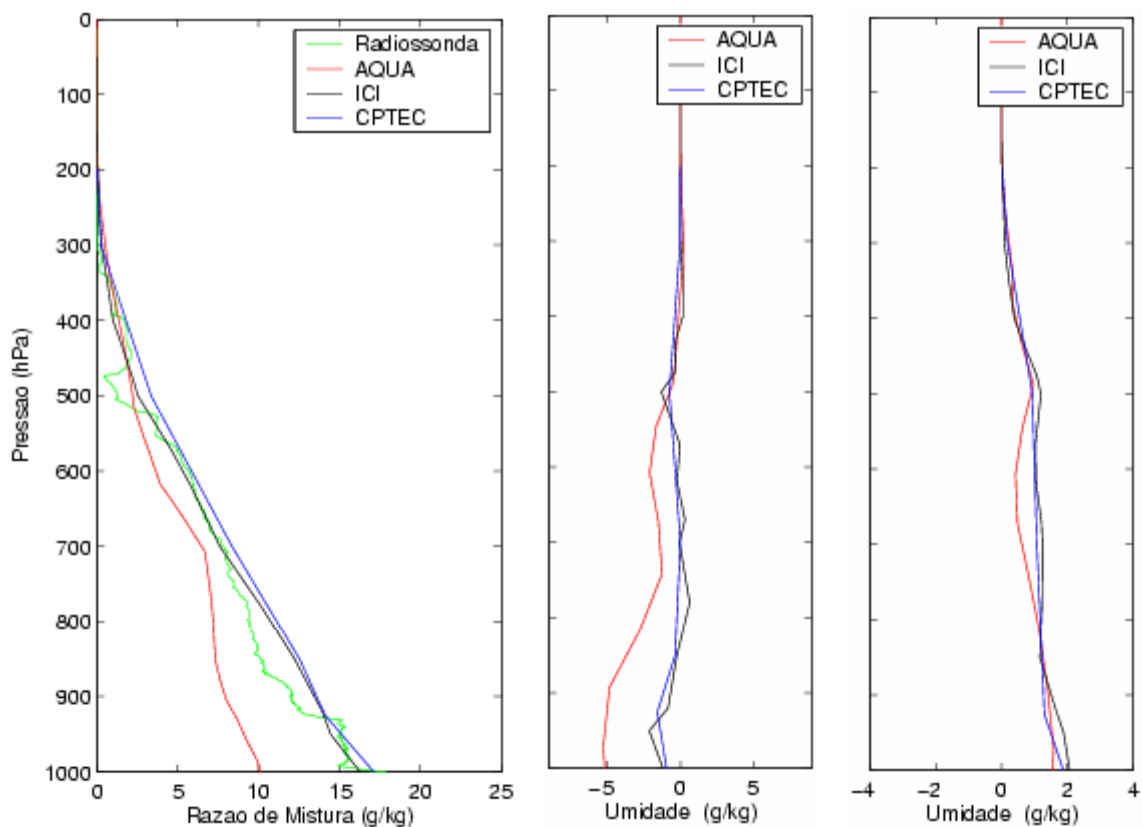


FIGURA 5.5 – Perfis verticais de umidade para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de umidade recuperados por diferentes modelos e o perfil observado (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Porto Velho.



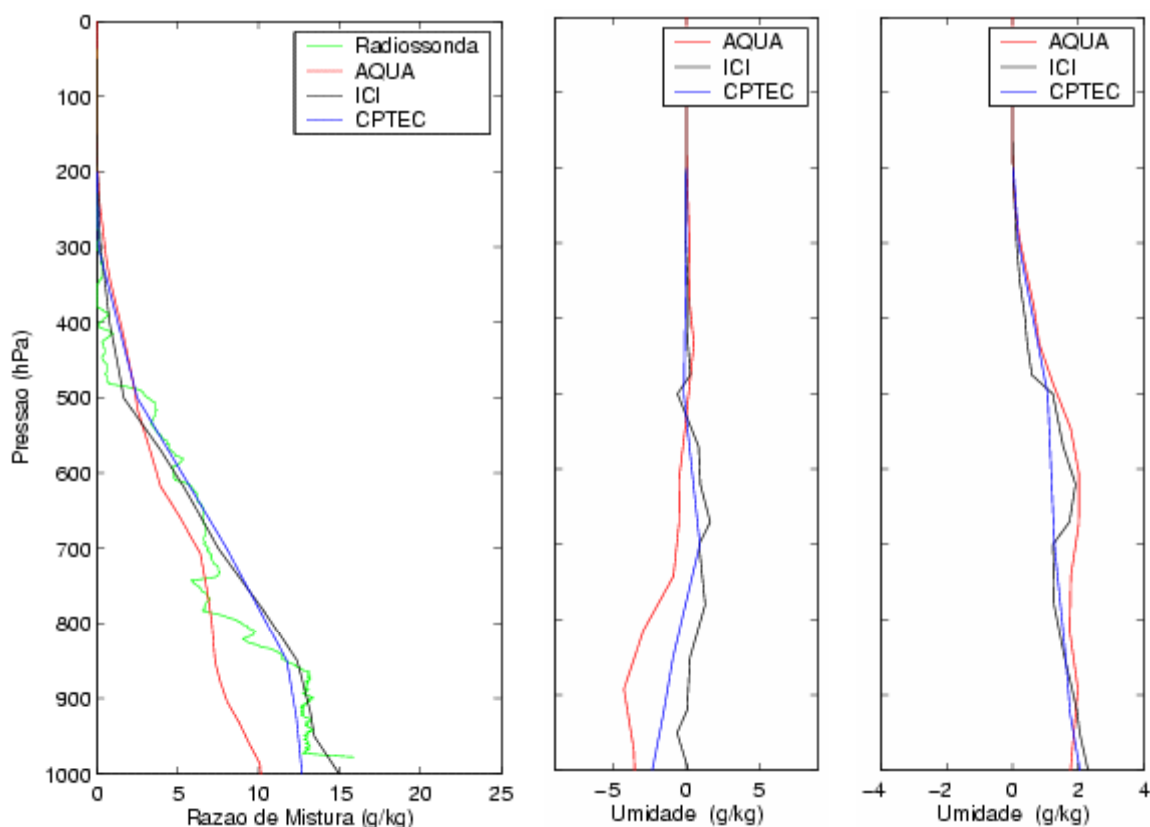


FIGURA 5.6 – Perfis verticais de umidade para um dia de sondagem (esquerda), erro médio (central) e erro médio quadrático (direita) entre os perfis de umidade recuperados por diferentes modelos e o perfil observado (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Ouro Preto d’Oeste.

As Tabelas 5.6, 5.7 e 5.8 apresentam o viés e o EMQ para a umidade em 7 níveis padrões do modelo de PNT do CPTEC em conjunto com os valores médios de umidade das radiossondagens. Os valores apresentados nessas tabelas ilustram melhores resultados para o modelo de PNT do CPTEC, seguido pelo ICI. Nesses casos os desvios sistemáticos (viés) não ultrapassam 2 g/kg. Por outro lado, os dados inferidos pelo modelo de inversão da NASA mostram um grande viés próximo à superfície em todos os sítios analisados. Esse modelo subestima a umidade na baixa troposfera (entre 1000 e 850 hPa) com erros chegando até -5 g/kg.

**TABELA 5.6 – Viés e EMQ entre os perfis de umidade inferidos e as radiossondagens para Guajará-Mirim.**

Sítio	Guajará-Mirim						
Umidade (g/kg)	Média	Erro Médio (viés)			EMQ		
Pressão (hPa)	Radiossonda	ICI	AQUA	CPTEC	ICI	AQUA	CPTEC
1000	13,8	0,4	-5,0	0,2	1,9	1,6	2,0
925	13,2	0,6	-5,5	-0,1	2,1	1,8	1,4
850	11,1	0,8	-3,4	0,7	1,6	1,9	1,5
700	7,2	0,3	-0,5	1,0	0,9	1,6	1,3
500	2,4	-1,1	0,1	0,1	0,8	0,8	0,7
300	0,3	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2
200	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

**TABELA 5.7 – Viés e EMQ entre os perfis de umidade inferidos e as radiossondagens para Porto Velho.**

Sítio	Porto Velho						
Umidade (g/kg)	Média	Erro Médio (viés)			EMQ		
Pressão (hPa)	Radiossonda	ICI	AQUA	CPTEC	ICI	AQUA	CPTEC
1000	15,8	-1,2	-4,9	-0,9	2,1	1,5	1,9
925	14,7	-0,8	-5,3	-1,6	1,7	1,6	1,3
850	12,5	-0,2	-2,7	-0,4	1,2	1,2	1,2
700	8,0	-0,1	-1,5	0,0	1,3	0,5	1,1
500	3,0	-1,3	-0,5	-0,7	1,2	1,0	0,9
300	0,3	0,0	0,2	0,0	0,1	0,2	0,2
200	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

**TABELA 5.8 – Viés e EMQ entre os perfis de umidade inferidos e as radiossondagens para Ouro Preto d'Oeste.**

Sítio	Ouro Preto d'Oeste						
Umidade (g/kg)	Média	Erro Médio (viés)			EMQ		
Pressão (hPa)	Radiossonda	ICI	AQUA	CPTEC	ICI	AQUA	CPTEC
1000	14,6	0,2	-3,4	-2,3	2,3	1,7	2,1
925	13,5	0,1	-3,6	-1,6	2,0	1,8	1,8
850	12,3	0,2	-2,9	-0,9	1,6	1,7	1,6
700	7,1	0,9	-0,5	0,9	1,2	2,0	1,3
500	2,3	-0,6	0,2	-0,2	1,2	1,2	1,1
300	0,3	0,0	0,2	0,0	0,1	0,2	0,2
200	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0

As análises realizadas para os períodos matutino e vespertino para o sítio de Guajará-Mirim são apresentadas na Tabela 5.9. Maiores erros médios são observados no período da manhã e para o modelo de inversão da NASA. Nos demais modelos, essas diferenças

não são significativas. Os valores de EMQ encontrados para ambos os períodos são comparáveis. O mesmo comportamento foi observado nas análises efetuadas para os demais sítios (não apresentadas). Os perfis médios de umidade das radiossondagens, nos três sítios estudados para os períodos matutino e vespertino, encontram-se no Apêndice A.

**TABELA 5.9 – Viés e EMQ entre os perfis de umidade inferidos e as radiossondagens nos períodos matutino e vespertino para Guajará-Mirim.**

Umidade (g/kg)	Erro Médio (viés)					
	ICI		AQUA		CPTEC	
Pressão (hPa)	Manhã	Tarde	Manhã	Tarde	Manhã	Tarde
1000	0,4	0,3	-5,9	-3,9	0,2	0,2
925	1,1	-0,1	-6,3	-4,4	-0,4	0,2
850	0,8	0,9	-3,8	-2,9	0,5	0,9
700	0,3	0,2	0,0	-1,1	0,7	1,3
500	-1,0	-1,3	0,2	0,0	-0,2	0,4
300	-0,1	0,1	0,3	0,2	0,1	0,0
200	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Umidade (g/kg)	EMQ					
	ICI		AQUA		CPTEC	
Pressão (hPa)	Manhã	Tarde	Manhã	Tarde	Manhã	Tarde
1000	1,8	2,1	1,4	1,1	2,1	1,9
925	1,9	2,2	1,7	1,3	1,4	1,3
850	1,5	1,7	1,8	1,8	1,4	1,5
700	0,9	0,8	1,8	1,1	1,3	1,2
500	0,7	1,0	0,8	0,9	0,6	0,7
300	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2
200	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0

### 5.1.3 – Conclusões Preliminares

Com base nos resultados acima, observa-se que a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade sobre a região Amazônica pode ser melhor representada pelo modelo ICI e pelas análises do modelo de PNT do CPTEC do que pela versão b-30 do modelo da NASA. Nota-se também que os maiores erros são encontrados na camada entre 1000 e 850 hPa. Para os três sítios analisados, o ICI e o modelo de PNT do

CPTEC superestimam a temperatura nessa camada com valores não superiores a 2,5 K enquanto o modelo de inversão da NASA subestima a temperatura em até 4 K no sítio de Ouro Preto d'Oeste. No caso da umidade para os três sítios analisados, os erros médios não ultrapassam 2 g/kg para os modelos ICI e de PNT do CPTEC, enquanto que os erros encontrados para o modelo da NASA atingem valores próximos a 5 g/kg. É interessante notar que o viés do ICI e do modelo de PNT são próximos. Isto sugere que a base de dados dinâmica utilizada pelo ICI pode estar enviesada pelos dados do modelo de PNT do CPTEC.

Uma das causas relacionadas com os erros encontrados nas inferências de perfis verticais de temperatura e de umidade pode ser a diferença entre os horários das observações, compostas por radiossondagens, e os horários médios das passagens dos satélites NOAA-16 e AQUA (5:30 e 17:30 GMT), particularmente nos sítios de Porto Velho e Ouro Preto, onde não houve lançamentos de radiossondas em horários coincidentes com a passagem do satélite AQUA. Nesses dois sítios foram utilizadas as radiossondas das 6:00 e 18:00 GMT. Além disso, diferenças nas resoluções espaciais entre as radiossondas e os dados do sistema de sondagem AQUA podem ter influenciado os resultados. Em Guajará-Mirim também foram aproveitadas as radiossondas desses dois horários devido ao reduzido número de radiossondagens em horários coincidentes com os perfis recuperados pelo modelo de inversão da NASA (AQUA). Os dados do modelo de PNT do CPTEC utilizados são para as 6:00 e 18:00 GMT. Com isso, tem-se uma diferença de aproximadamente uma hora entre os dados de satélites e as radiossondas. Essa diferença pode ter sido suficiente para acarretar erros nas camadas próximas à superfície, tanto nos perfis de temperatura como nos de umidade. Além disso, incertezas em parâmetros como a emissividade e a temperatura da superfície podem introduzir incertezas no processo de inferência desses perfis atmosféricos.

Assim, pode-se concluir que os perfis verticais de temperatura e de umidade estimados pelo modelo ICI atingiram níveis de qualidade dentro das especificações dos sensores,

que prevêem erros de até 1,5 K para os perfis de temperatura e de 1,5 g/kg para os de umidade (ATOVS Technical Specification) e compatíveis com os encontrados por Carvalho (2002). Por outro lado, os perfis recuperados pela versão b-30 do modelo de inversão da NASA nos sítios estudados estão abaixo do nível de qualidade desejado de 1 K para o perfil de temperatura e, aproximadamente, 1 g/kg para o perfil de umidade (Susskind, 2003).

Um fator importante que influencia diretamente na qualidade dos perfis recuperados é a seleção de canais espectrais ótimos no procedimento de inversão, particularmente para o modelo da NASA (que utiliza apenas alguns dos 2378 canais disponíveis do AIRS). Os resultados anteriores sugerem que o conjunto de canais AIRS selecionados no processo de inversão pode não ser o ideal para ser aplicado sobre a região tropical continental, em particular sobre a região Amazônica. Além disso, outro fator que pode ter alterado a qualidade dos resultados da versão b-30 está relacionado a um ajuste estatístico, o qual não foi aplicado no procedimento de inversão. Esse ajuste é utilizado para remover diferenças sistemáticas entre as fontes de dados.

Vale ressaltar que a base de dados iniciais (“first-guess”) utilizada pelo modelo de inversão da NASA para inferir os perfis atmosféricos (versão b-30) foi uma base de perfis climatológicos (TIGR). Com a utilização de uma base de dados inicial criada a partir de perfis atmosféricos das análises de modelos de PNT pode-se esperar uma melhora nesses resultados.

## **5.2 – Seleção de Canais Substitutivos do HSB**

O HSB não se encontra em operação desde o final do ano de 2002 devido a problemas eletrônicos. Com isso, surge um novo problema que é a perda das informações do HSB no processo de inversão. Entretanto, pode-se estudar a possibilidade de obter informação até certo ponto equivalente no próprio sensor AIRS, no sentido de encontrar quais os canais AIRS que podem ser representativos do comportamento espectral dos

canais HSB em condições de céu claro. No entanto, antes de analisar essa possibilidade é conveniente analisar as semelhanças e diferenças entre os sensores AMSU-A e HSB a fim de verificar se alguns dos canais do AMSU-A podem ser substitutivos das informações dos canais HSB.

Os jacobianos de temperatura e umidade para todos os canais do AMSU-A e do HSB são apresentados nas Figuras 5.7a e b, respectivamente. A Figura 5.7a mostra que os diferentes canais do AMSU-A são sensíveis em camadas diferentes da troposfera e estratosfera e os canais que apresentam maior sensibilidade possuem os máximos dos jacobianos de temperaturas acima de 100 hPa. Por outro lado, as sensibilidades dos canais HSB localizam-se na troposfera. Os jacobianos de temperatura para os canais HSB sugerem a utilização desses canais em conjunto com os canais do AMSU-A para inferência de perfis verticais de temperatura.

Na Figura 5.7b, como era de se esperar, a grande maioria dos quinze canais do sensor AMSU-A não são sensíveis às perturbações de umidade na atmosfera. Os poucos canais que apresentaram alguma resposta são os canais de janela atmosférica e do vapor d'água. Baseando-se nesses perfis pode-se concluir que não é possível simular o comportamento espectral dos canais HSB a partir de informações dos canais do AMSU-A. No que segue, tal possibilidade é discutida para os canais do sensor AIRS. É importante perceber que uma eventual substituição do HSB pelo AIRS é possível apenas para pixels livres de nuvem, desde que o AIRS trabalha no espectro infravermelho. A capacidade do HSB de fornecer informação sobre fase líquida e gelo deve ser considerada perdida.

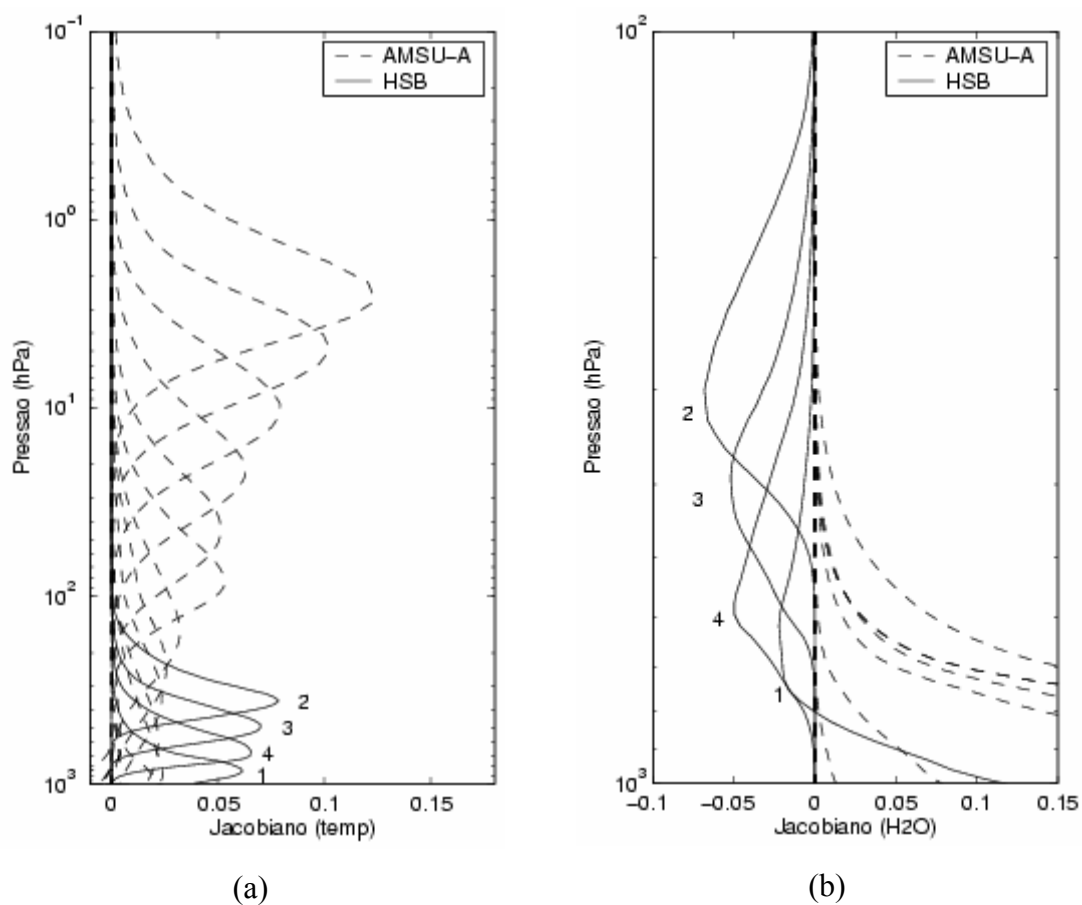


FIGURA 5.7 – Jacobianos de temperatura (a) e de umidade (b) para os canais AMSU-A e HSB.

### 5.2.1 – Localização de Pixels para a Análise

Uma correspondência entre as informações AIRS e HSB só pode ser concebida selecionando pixels livres de nuvem. A seguir são apresentados alguns dos resultados dessa seleção para os dados do sondador AIRS sobre o oceano. As Figuras 5.8a, b, c e d representam quatro diferentes grânulos, em pontos de grade de 135 linhas por 90 colunas, sobre o Atlântico próximo à costa brasileira para o dia primeiro de outubro de 2002. Os círculos verdes ilustram as localizações aproximadas dos pixels considerados em condições de céu claro após a filtragem de nuvem. Observa-se boa concordância

visual dos pontos selecionados com os campos criados a partir de informações do VIS/NIR do sensor AIRS. A Figura 5.9 ilustra a localização desses quatro grânulos.

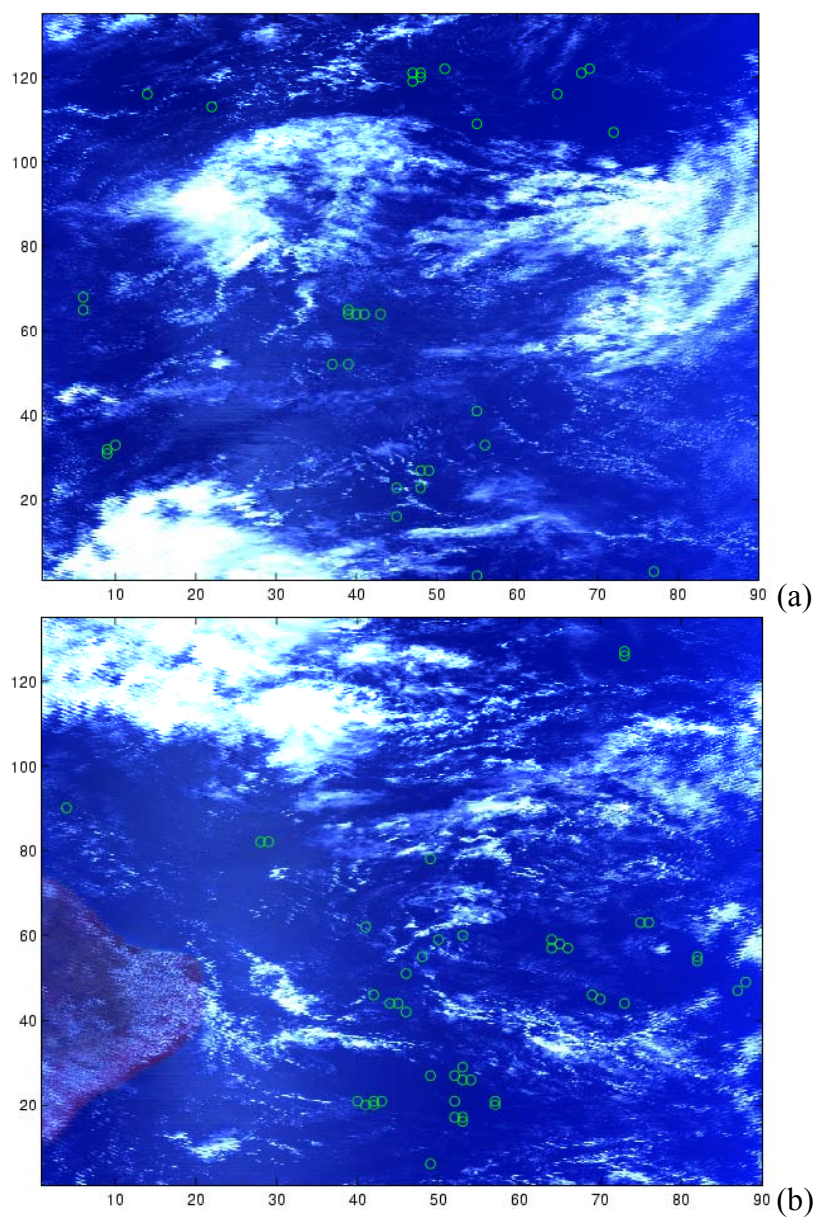


FIGURA 5.8 - Localização dos pixels considerados livres de nuvens sobre o oceano Atlântico (círculos verdes) para quatro grânulos de uma passagem ascendente do satélite AQUA no dia 01 de outubro de 2002: a) grânulo 158, b) grânulo 157, c) grânulo 156 e d) grânulo 155.

(Continua)



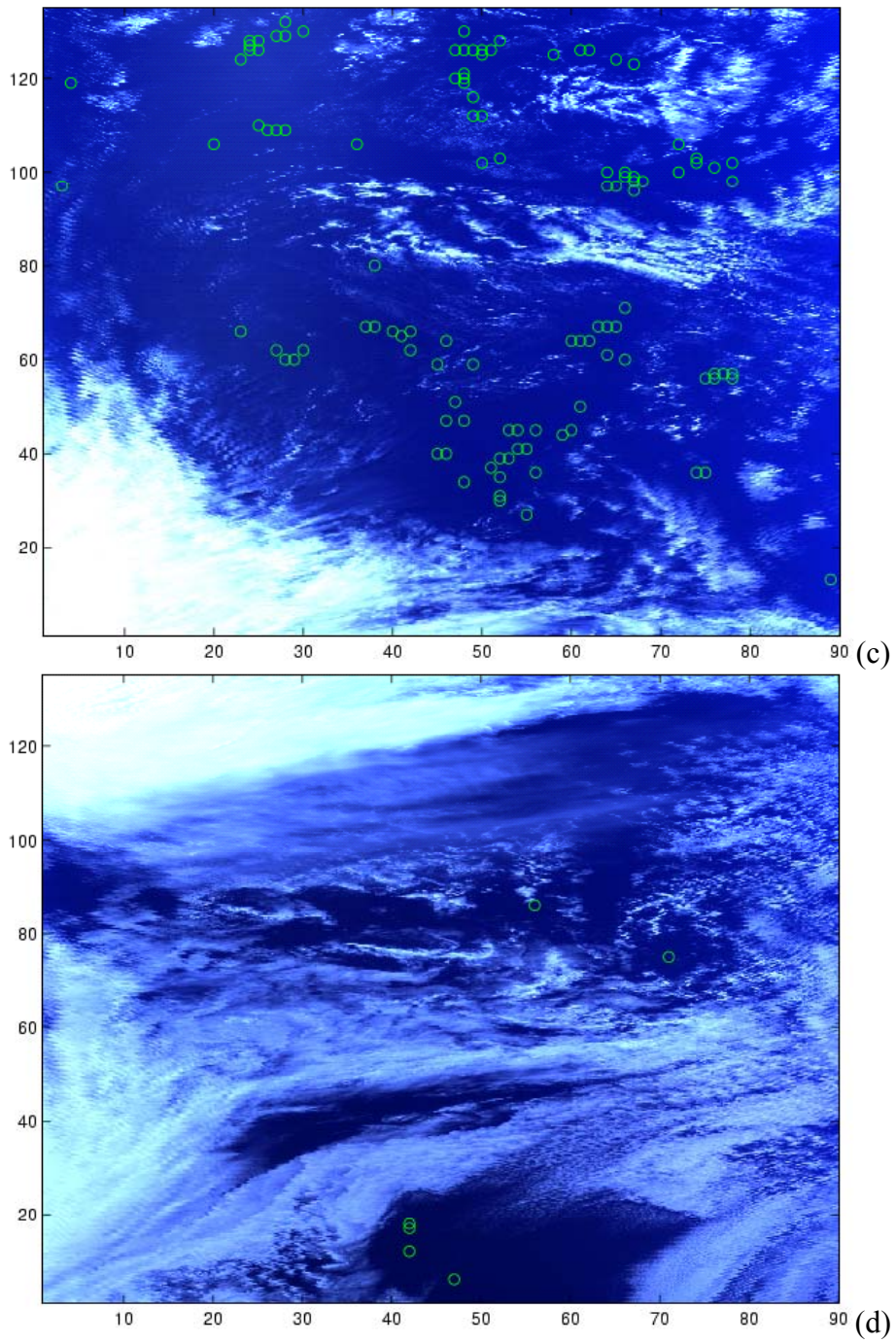


FIGURA 5.8 – (Conclusão).

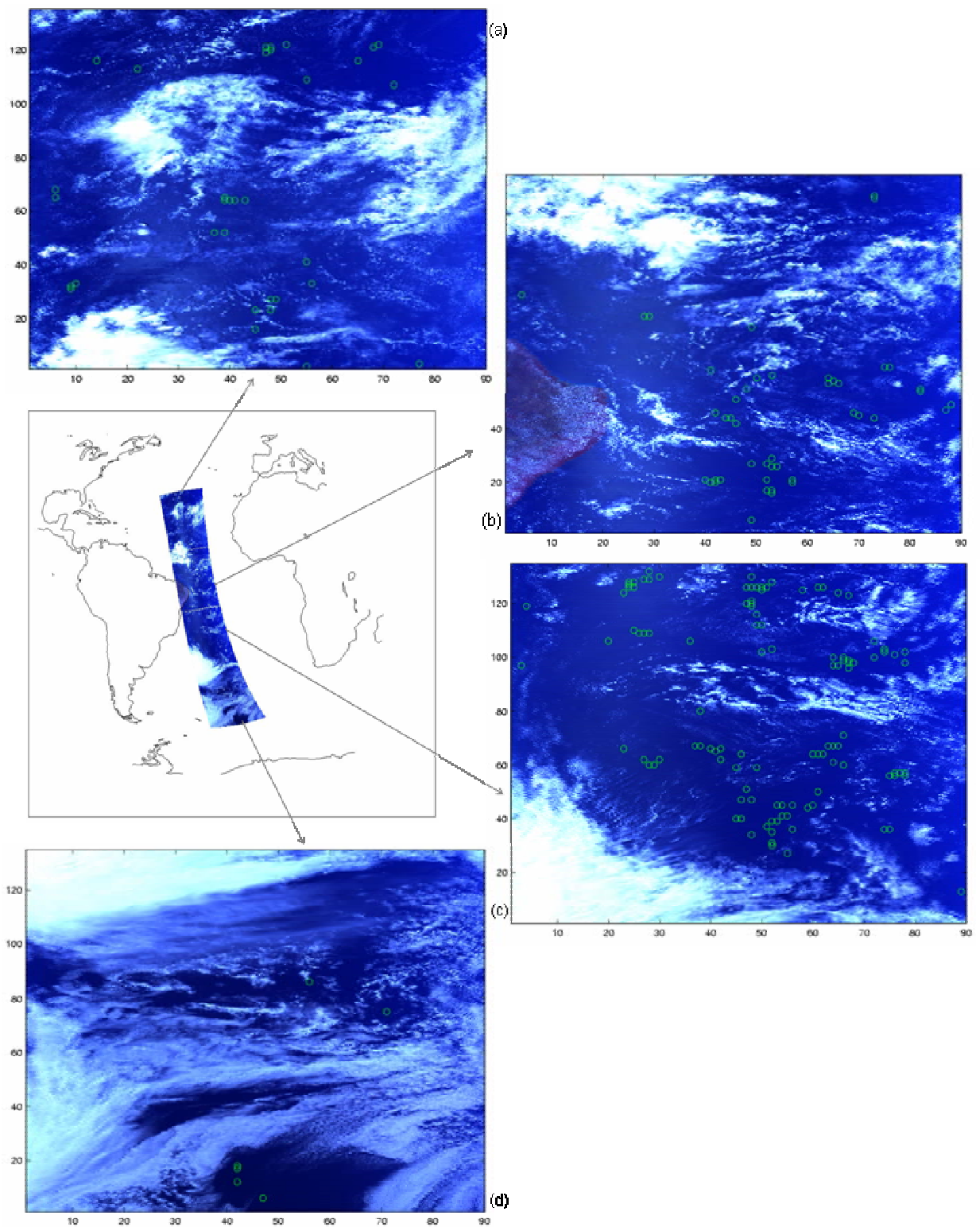


FIGURA 5.9 - Localização dos quatro grânulos ilustrados na figura anterior para uma passagem ascendente do satélite AQUA sobre o oceano Atlântico.

### 5.2.2 – Análise Estatística da Relação AIRS/HSB

O cálculo de coeficientes de correlação entre as observações dos 2378 canais do sensor AIRS e as dos canais HSB foi realizado sobre um conjunto de aproximadamente 3000 pixels livres de nuvem distribuídos sobre o globo (entre  $\pm 60$  graus de latitude) para o dia 31 de agosto de 2002. A Figura 5.10 apresenta a localização desses pixels.

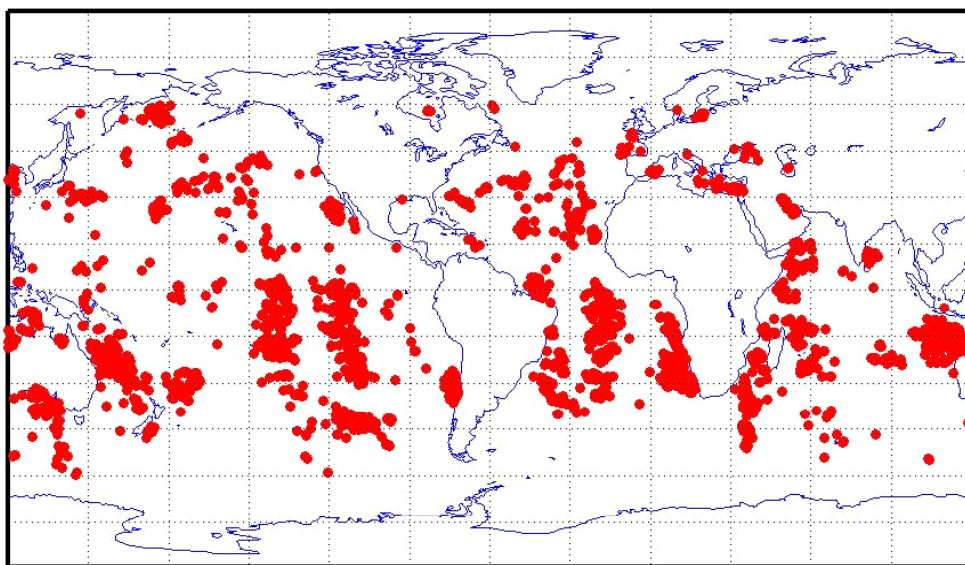


FIGURA 5.10 - Localização dos pixels livres de nuvem sobre o oceano para todos os grânulos do dia 31 de agosto de 2002 do satélite AQUA (entre  $\pm 60$  graus de latitude).

A Figura 5.11a ilustra espectros de temperatura de brilho observados para quatro diferentes faixas de latitude. De maneira geral, observa-se que as maiores semelhanças de temperatura de brilho do AIRS encontram-se na banda de absorção do vapor d'água (em torno de  $1500\text{ cm}^{-1}$  ou  $6,3\text{ }\mu\text{m}$ ).

Os coeficientes de correlação são ilustrados na Figura 5.11b. Nota-se que os valores mínimos e os máximos valores negativos de correlação estão associados às bandas de absorção do CO<sub>2</sub>, do monóxido de carbono (CO), do ozônio, do dióxido de enxofre (SO<sub>2</sub>) e outros gases minoritários. Por outro lado, os máximos valores positivos de correlação estão associados aos canais localizados nas bandas de absorção do vapor d'água (6.3 μm e continuum).

Com relação à correlação AIRS/HSB, observa-se que o canal 4 é o que apresenta os maiores valores de correlação com os canais AIRS na região do continuum (canais 400-1400), que corresponde ao intervalo espectral de, aproximadamente, 200 a 1200 cm<sup>-1</sup>. Por outro lado, os canais 2 e 3 apresentam os maiores valores de correlação nas vizinhanças de 6.3 μm (aproximadamente os canais entre 1400 e 1880). Além disso, o canal de 150 GHz (canal 1) possui seus maiores valores de correlações com os canais AIRS nas regiões de janela atmosférica.

Para ter uma idéia mais detalhada da relação entre os canais AIRS sensíveis ao vapor d'água (aproximadamente 600 canais) com os HSB, são apresentados na Figura 5.12 apenas os coeficientes de correlação para esse conjunto de canais. Observa-se nessa figura que mesmo para alguns canais AIRS sensíveis ao vapor d'água existem valores de correlação menores que 0,5. Assim, as análises sugerem que nem todos os canais do infravermelho sensíveis ao vapor podem ser representativos do comportamento espectral dos canais HSB. No entanto, não fica claro nas análises de correlação se as informações dos diferentes canais AIRS com alta correlação são redundantes. Neste contexto, a análise fatorial em componentes principais (AFCP, no que segue) contribui a identificar modos principais ou fatores não redundantes do comportamento do AIRS.



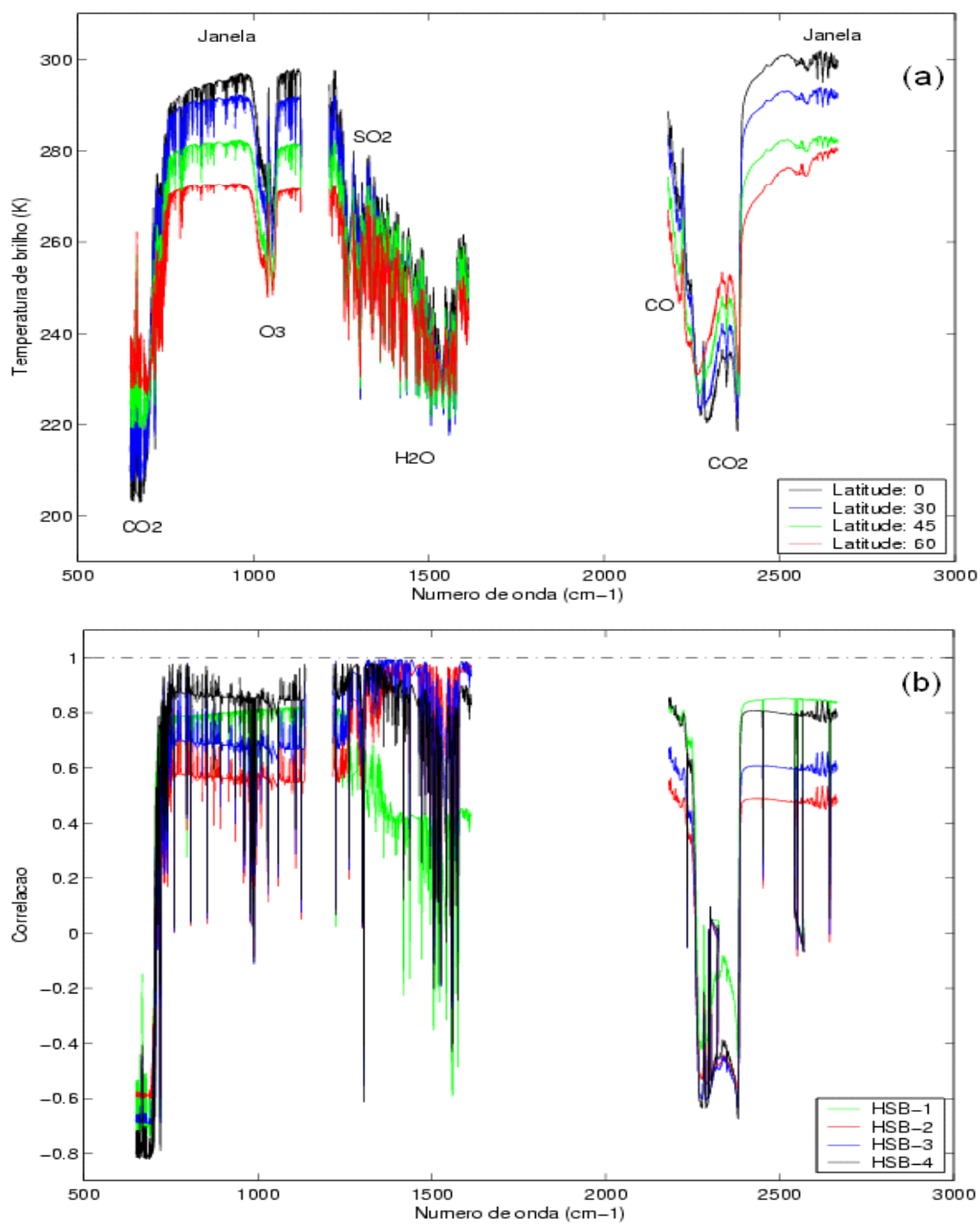


FIGURA 5.11 – a) Espectros de temperatura de brilho do AIRS para quatro diferentes regiões do globo (latitudes); b) Coeficientes de correlação entre os 2378 canais AIRS e os 4 canais HSB.

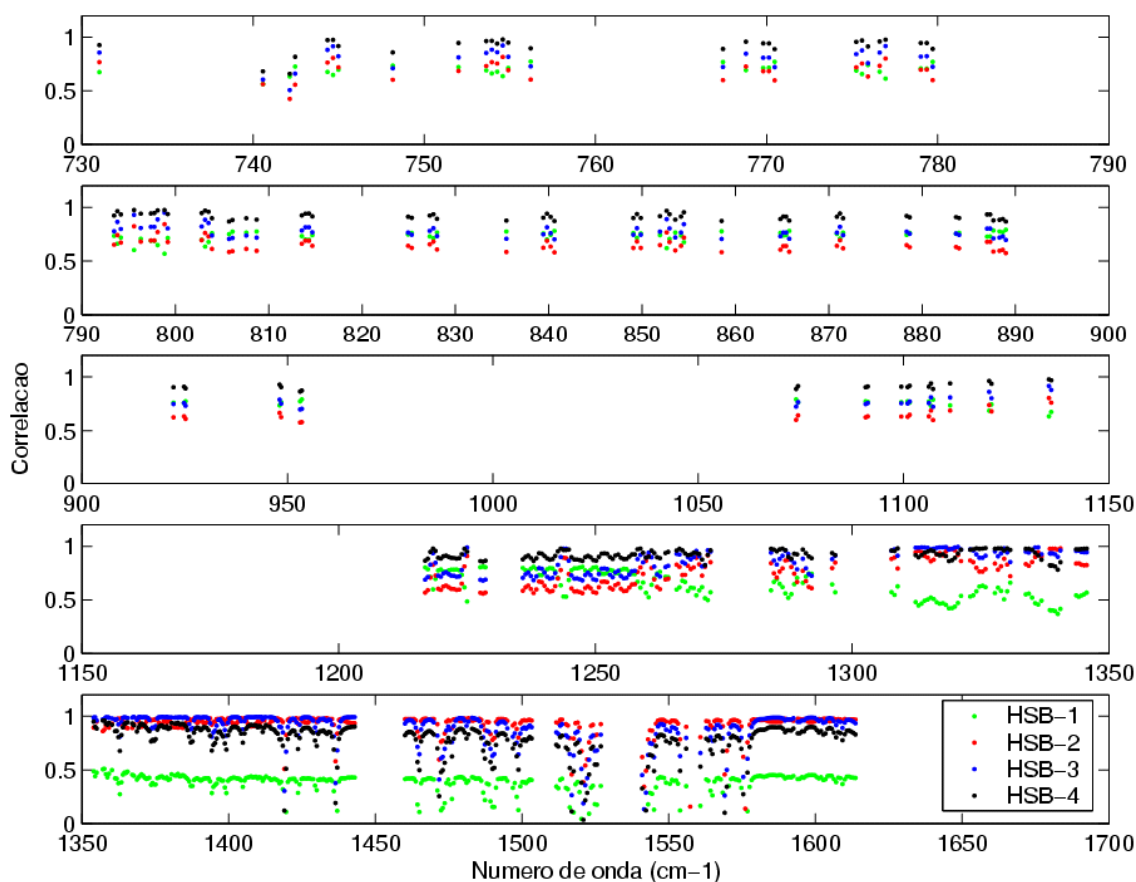


FIGURA 5.12 - Coeficientes de correlação para um conjunto de, aproximadamente, 600 canais AIRS sensíveis ao vapor d'água com os 4 canais HSB.

A Figura 5.13 ilustra a localização espectral de  $N_h$  canais com coeficiente de correlação maior que 0,8 com cada canal HSB ( $h = 1, 2, 3, \text{ e } 4$ ). Apresenta também a seqüência decrescente de autovalores das matrizes de correlação  $\mathbf{R}(N_h \times N_h)$ . Segundo o critério de Guttman-Kaiser, os 5 primeiros modos de componentes principais fornecem a informação contida nos respectivos conjuntos de canais AIRS com uma variância explicada maior que 98%. Esta análise sugere a existência de um grande número de canais AIRS com informações redundantes. Desta forma, um subconjunto desses canais pode ser usado para representar o comportamento espectral dos canais HSB. Entretanto, uma melhor precisão na escolha dos canais que descrevem o comportamento do HSB

pode ser obtida utilizando essas informações em conjunto com a análise dos jacobianos do vapor d'água.

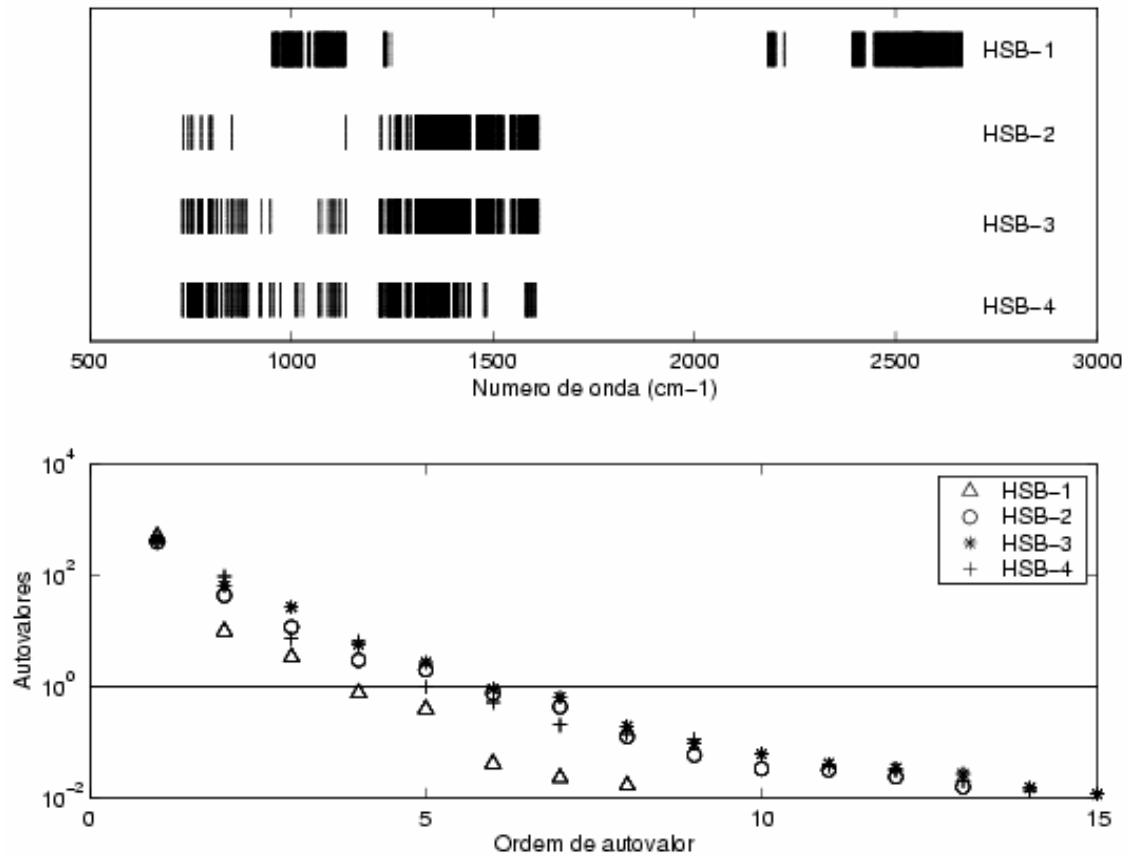


FIGURA 5.13 - Localização espectral dos canais AIRS utilizados na AFCP para cada um dos quatro canais HSB e apresentação dos autovalores da análise para os canais HSB.

### 5.2.3 – Cálculo dos Jacobianos: AIRS e HSB

Os jacobianos de temperatura e do vapor d'água para todos os canais do sondador AIRS e para os canais do vapor d'água do HSB calculados, a partir do método da perturbação, para uma atmosfera tropical são discutidos a seguir. No entanto, antes apresenta-se o jacobiano do vapor d'água para o canal de 150 GHz (pseudojanela). A Figura 5.14

mostra os jacobianos do vapor d'água para os canais AIRS e do canal 1 do HSB. Os canais AIRS correspondem aqueles que possuem os máximos coeficientes de correlação (da ordem de 0,85) com o canal 1 do HSB. Nota-se nessa figura que os canais AIRS não são representativos do comportamento espectral do canal de 150 GHz do HSB. Esse fato justifica a eliminação desse canal na tentativa de simular sua temperatura de brilho a partir de informações do AIRS.

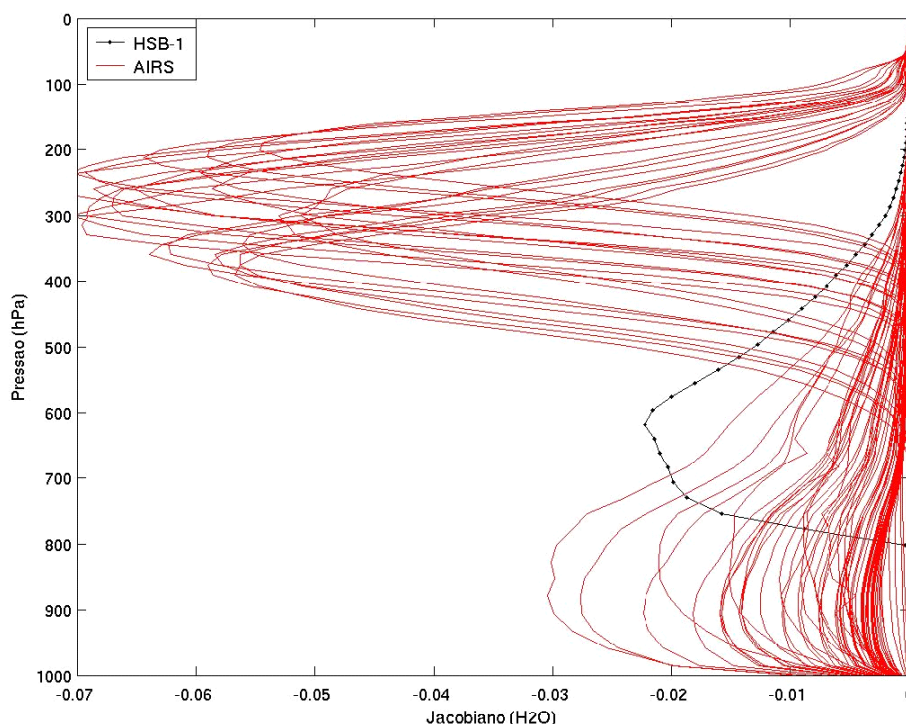


FIGURA 5.14 - Comparação dos Jacobianos do vapor d'água de canais AIRS que correspondem aqueles que apresentam os máximos valores de correlação com o canal de 150 GHz do HSB.

Na Figura 5.15, da esquerda para a direita, encontram-se o perfil de temperatura para uma atmosfera tropical, os jacobianos de temperatura para todos os 2378 canais do sensor AIRS e os jacobianos de temperatura para os canais HSB. Observa-se que os canais AIRS são sensíveis à perturbação de 1 K em diferentes camadas da troposfera, sendo alguns deles sensíveis na estratosfera, e apresentam intensidades diferentes



(jacobiano). Os três canais do HSB centrados em 183 GHz também são sensíveis à perturbação de 1 K e seus máximos valores de jacobiano de temperatura estão localizados na troposfera.

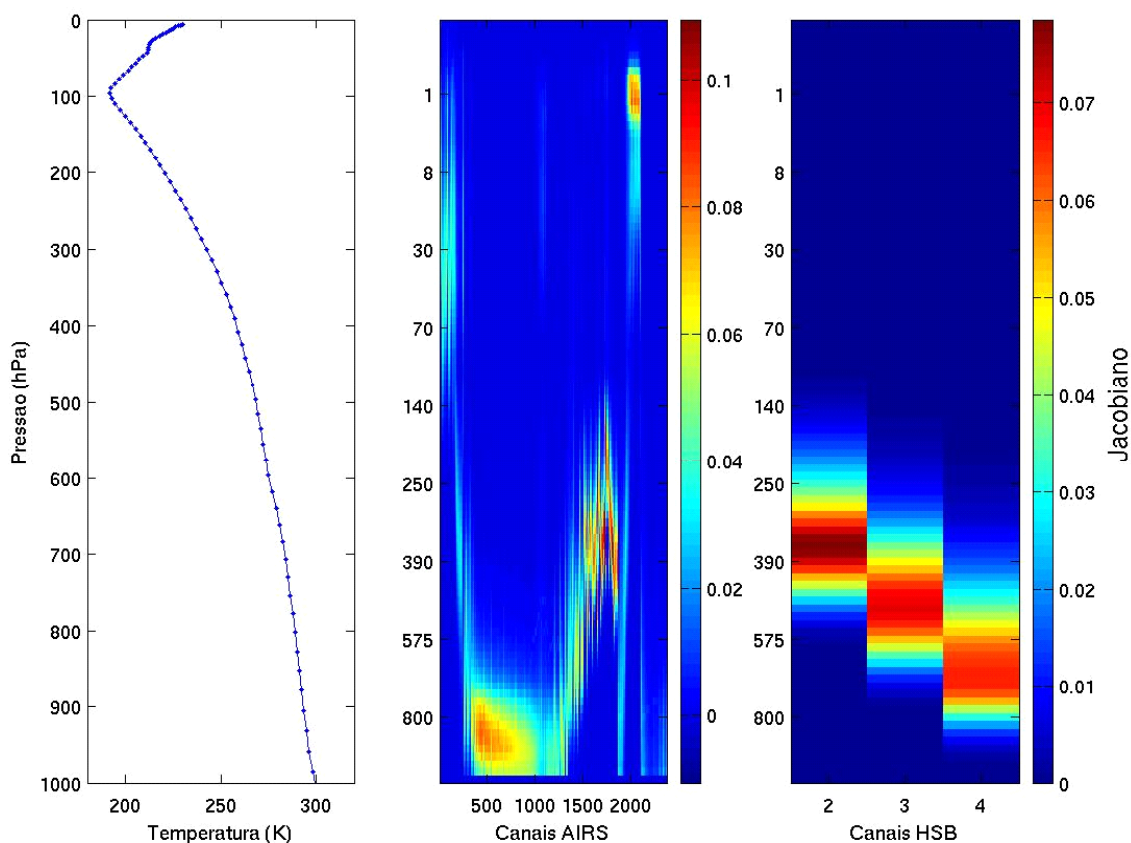


FIGURA 5.15 – Perfil de temperatura para uma atmosfera tropical utilizado na criação dos jacobianos (esquerdo), jacobiano de temperatura para os canais AIRS (centro) e jacobiano de temperatura para canais HSB centrados em 183 GHz (direito).

Os jacobianos do vapor d'água de todos os canais AIRS e dos canais HSB resultantes da alteração de 10% na concentração do vapor no perfil de umidade tropical são mostrados na Figura 5.16. De maneira geral, observa-se uma redução no número de canais AIRS sensíveis à perturbação na umidade em relação aos canais sensíveis à perturbação de

temperatura (Figura 5.15). Para os canais HSB, os máximos valores do jacobiano de umidade estão localizados na troposfera, de forma semelhante ao comportamento encontrado na Figura 5.15. Numa primeira análise, especial atenção deve ser dispensada aos canais AIRS entre 1400 e 1900, pois seus jacobianos sugerem a possibilidade de encontrar canais AIRS sensíveis em níveis da atmosfera correspondentes aos níveis de sensibilidade dos canais HSB.

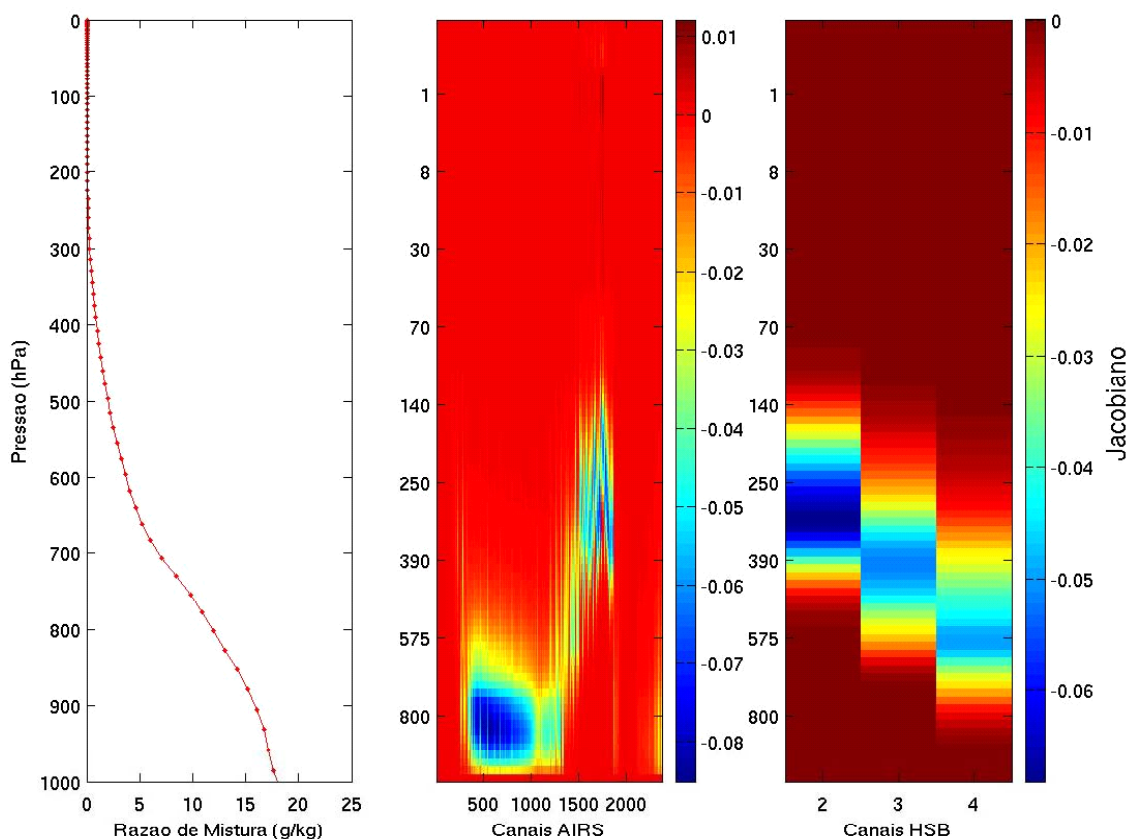


FIGURA 5.16 – Perfil de umidade para uma atmosfera tropical utilizado na criação dos jacobianos (esquerdo), jacobiano do vapor d’água para os canais AIRS (centro) e jacobiano do vapor d’água para canais HSB centrados em 183 GHz (direito).

Para os canais AIRS entre 1500 e 1800, a localização (nível de pressão) dos máximos valores do jacobiano de umidade pode corresponder àquelas dos máximos valores para os jacobianos dos canais 2 e 3 do HSB. Observa-se ainda que para o canal 4 do HSB pode haver uma maior dificuldade na comparação dos jacobianos uma vez que, aparentemente, existe um menor número de canais AIRS com máximos valores do jacobiano nas vizinhanças de 575 hPa (Figura 5.16). Essas características são ilustradas nas Figuras 5.17a, b e c utilizando um pequeno conjunto de canais AIRS. A Figura 5.17a apresenta o jacobiano do vapor d'água para o canal 2 do HSB juntamente com os jacobianos para alguns canais AIRS, cujas respostas à perturbação encontram-se na região da troposfera onde predomina a resposta do canal 2 do HSB. Similarmente, as Figuras 5.17b e c mostram os jacobianos para os canais 3 e 4 do HSB, respectivamente. É interessante comentar que os canais AIRS nessas figuras foram escolhidos aleatoriamente. Estão indicados em azul alguns dos canais que apresentam correlação maior que 0,8 com os respectivos canais HSB.

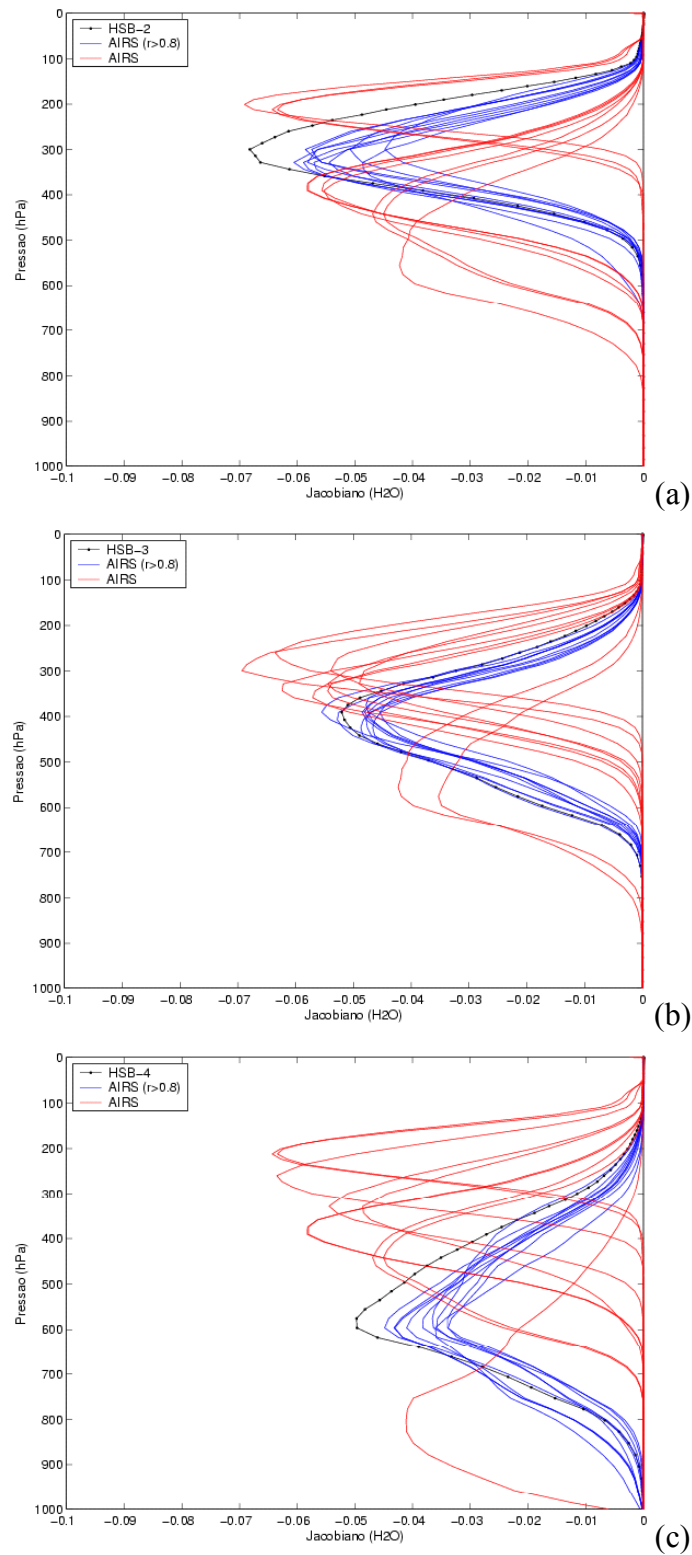


FIGURA 5.17 – Comparação dos Jacobianos do vapor d'água de alguns canais AIRS com os canais HSB: a) canal 2, b) canal 3 e c) canal 4.

Como notado nas figuras anteriores, apesar de vários canais AIRS responderem à perturbação na concentração do vapor d'água na região da troposfera onde predominam as respostas dos canais HSB, alguns deles podem não ser representativos do comportamento espectral dos canais HSB. Assim, busca-se localizar canais AIRS cujos jacobianos mais se assemelham aos dos canais HSB. Além da análise visual, informações adicionais utilizadas nesse processo de seleção de canais foram os resultados das análises de correlação e componentes principais, mostrados anteriormente. Essas análises sugerem que os canais AIRS que apresentam elevados coeficientes de correlação (maiores que 0,8) com os respectivos canais HSB tendem a apresentar jacobianos que se encontram na região da troposfera onde predominam os jacobianos dos canais HSB. Além disso, a AFCP indica que grande parte da informação contida nesses canais é redundante. Assim, pode-se considerar um número reduzido de canais AIRS (5 canais) para representar o comportamento espectral dos canais HSB. A Figura 5.18 ilustra a diferença entre os jacobianos do vapor d'água de 5 canais AIRS com os respectivos jacobianos dos canais HSB (Tabela 5.10, no que segue). Nota-se na figura que os canais utilizados para representar o comportamento espectral do HSB apresentam informações distintas.

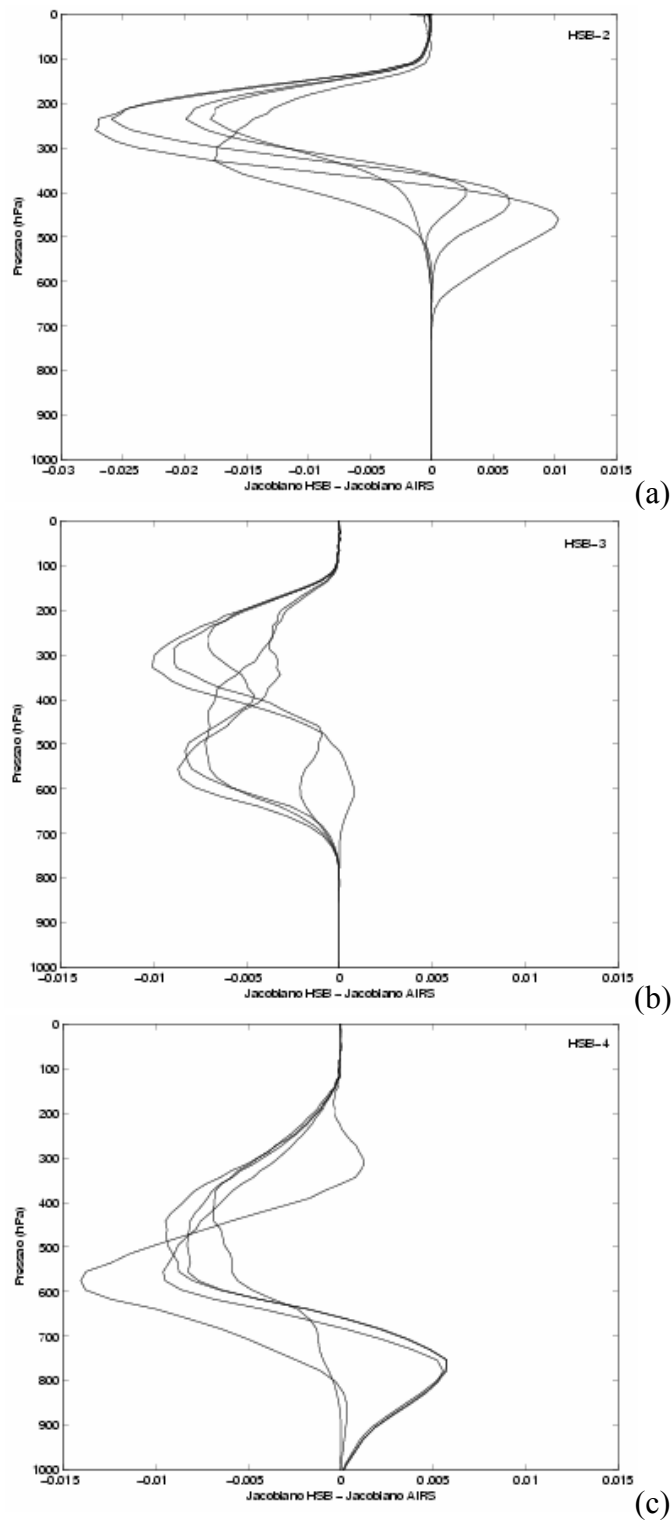


FIGURA 5.18 - Diferença entre os Jacobianos do vapor d'água dos 5 canais AIRS selecionados com os canais HSB: a) canal 2, b) canal 3 e c) canal 4.

As Figuras 5.19a, 5.20a e 5.21a apresentam os jacobianos do vapor d'água normalizados para os canais AIRS que mais se assemelham aos canais 2, 3 e 4 do HSB, respectivamente. Observa-se nessas figuras uma boa concordância entre os jacobianos, em particular para o canal 3 do HSB. Os 5 canais AIRS utilizados na construção desses jacobianos são mostrados nas Figuras 5.19b, 5.20b e 5.21b. Nessas figuras são apresentadas as localizações espectrais desses canais (em vermelho) em relação ao conjunto de canais AIRS sensíveis ao vapor d'água (em azul). Esses canais estão listados na Tabela 5.10 e correspondem àqueles com os maiores valores de correlação com os canais HSB (maior que 0,98).

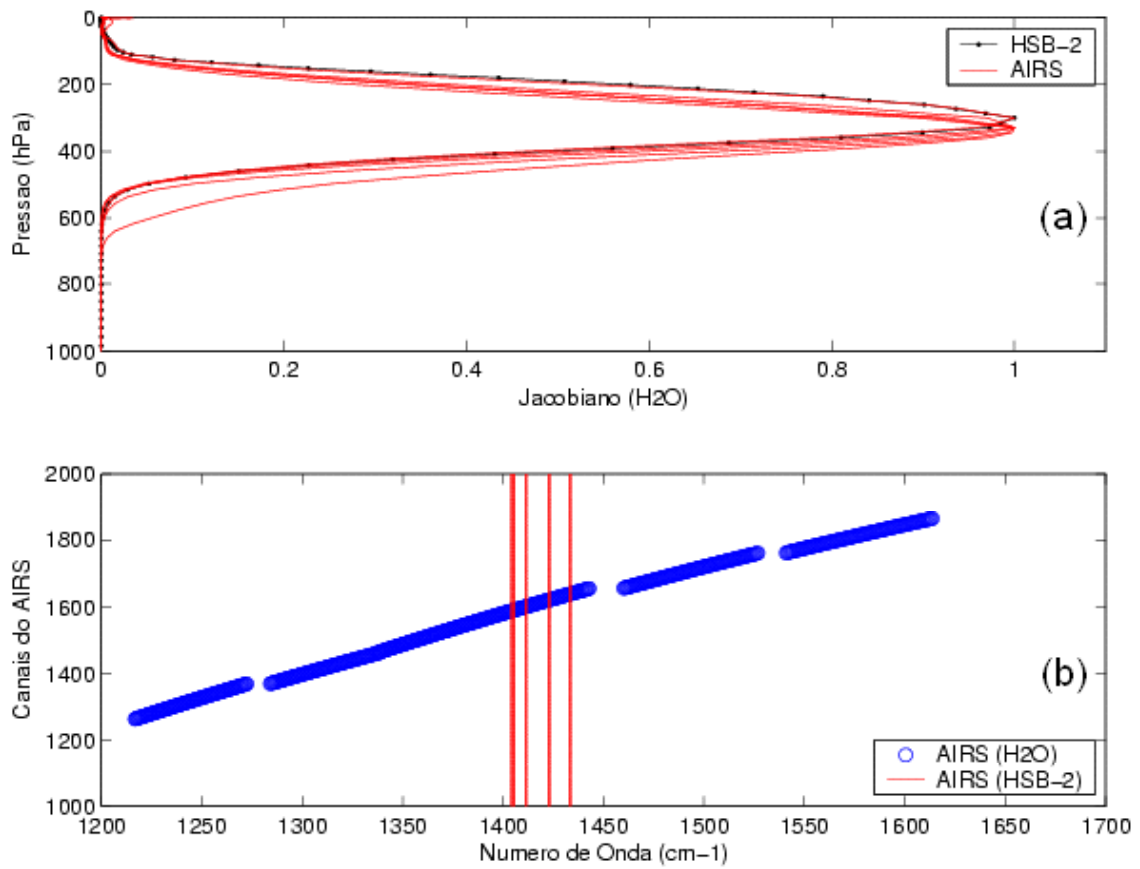


FIGURA 5.19 - a) Jacobianos do vapor d'água para os 5 canais AIRS que apresentam os maiores valores de correlação com o canal 2 do HSB. b) Localizações espectrais dos 5 canais AIRS (em vermelho) em relação ao conjunto de canais AIRS sensíveis ao vapor d'água (em azul).



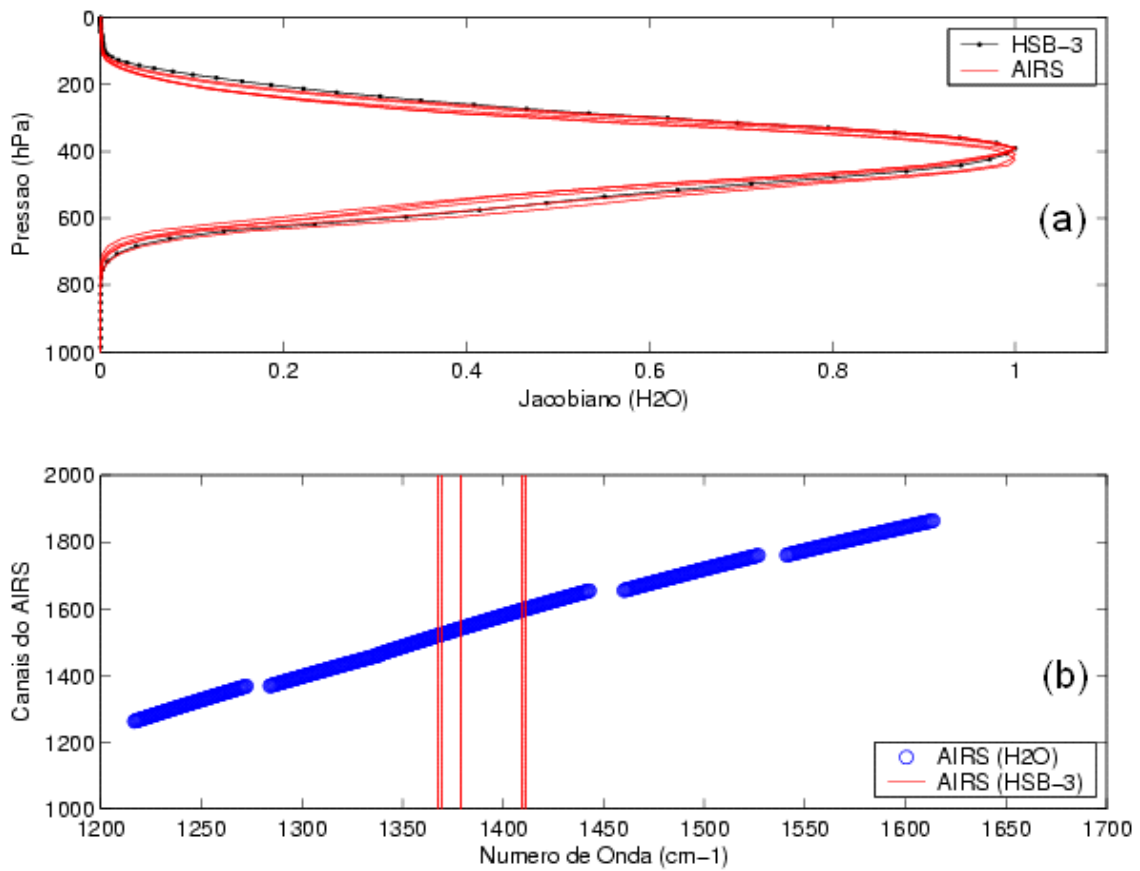


FIGURA 5.20 - a) Jacobianos do vapor d'água para os 5 canais AIRS que apresentam os maiores valores de correlação com o canal 3 do HSB. b) Localizações espectrais dos 5 canais AIRS (em vermelho) em relação ao conjunto de canais AIRS sensíveis ao vapor d'água (em azul).

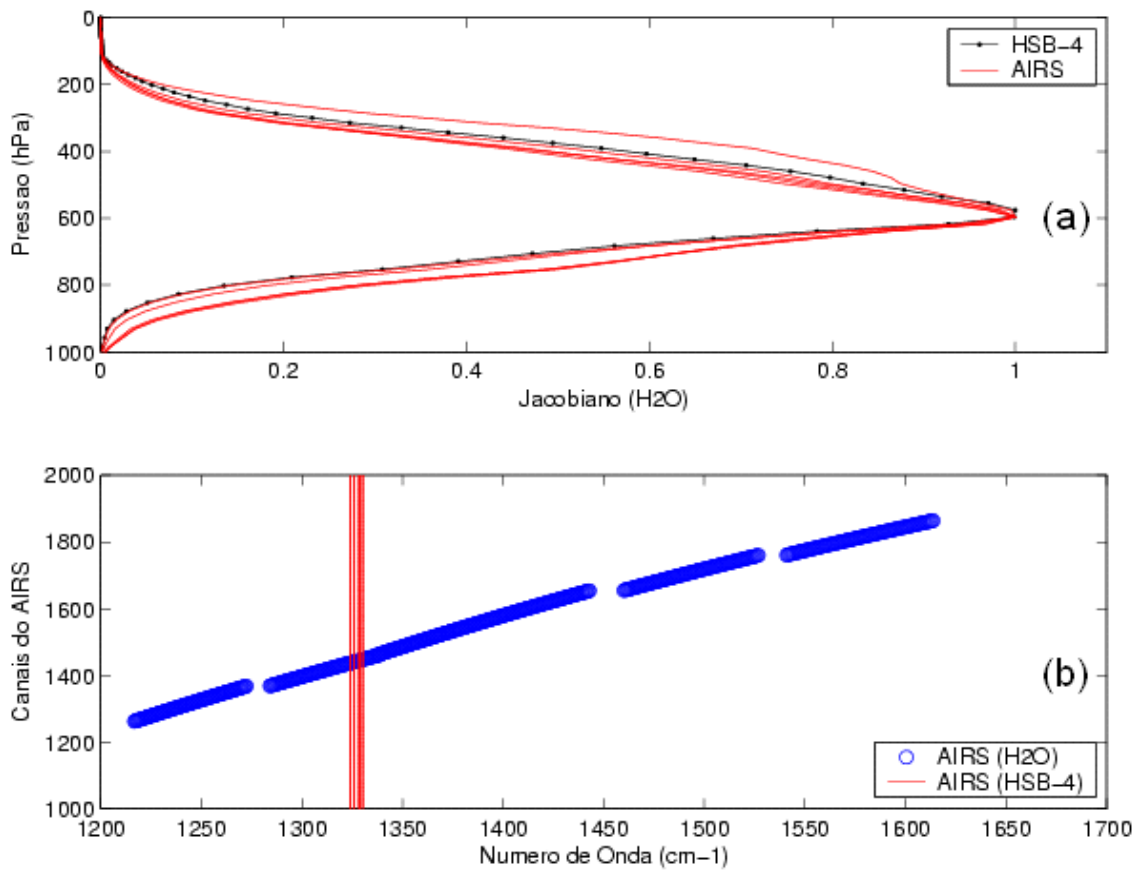


FIGURA 5.21 - a) Jacobianos do vapor d'água para os 5 canais AIRS que apresentam os maiores valores de correlação com o canal 4 do HSB. b) Localizações espectrais dos 5 canais AIRS (em vermelho) em relação ao conjunto de canais AIRS sensíveis ao vapor d'água (em azul).

**TABELA 5.10 – Canais AIRS representativos do comportamento espectral do HSB com os maiores valores de correlação.**

HSB-2		HSB-3		HSB-4	
Canais AIRS	Número de onda (cm <sup>-1</sup> )	Canais AIRS	Número de onda (cm <sup>-1</sup> )	Canais AIRS	Número de onda (cm <sup>-1</sup> )
1587	1404,244	1520	1367,641	1438	1324,211
1589	1405,368	1524	1369,771	1441	1326,005
1600	1411,581	1541	1378,900	1445	1328,405
1620	1423,023	1596	1409,315	1446	1329,006
1638	1433,483	1599	1411,014	1448	1330,211

#### **5.2.4 – Comportamento do Jacobiano em Relação ao Ângulo de Visada do Satélite**

A fim de analisar o comportamento do jacobiano em relação ao ângulo de visada do satélite, fez-se o cálculo dos jacobianos para os canais HSB com os respectivos canais AIRS com o maior valor de correlação. A Figura 5.22 mostra os perfis de temperatura e umidade sobre a região tropical, para duas condições extremas de observação, uma com ângulo de visada no nadir e outra com ângulo de visada em 45 graus. Os perfis de temperatura e de umidade utilizados apresentam um comportamento semelhante aos perfis climatológicos encontrados na literatura (Hartmann, 1994).

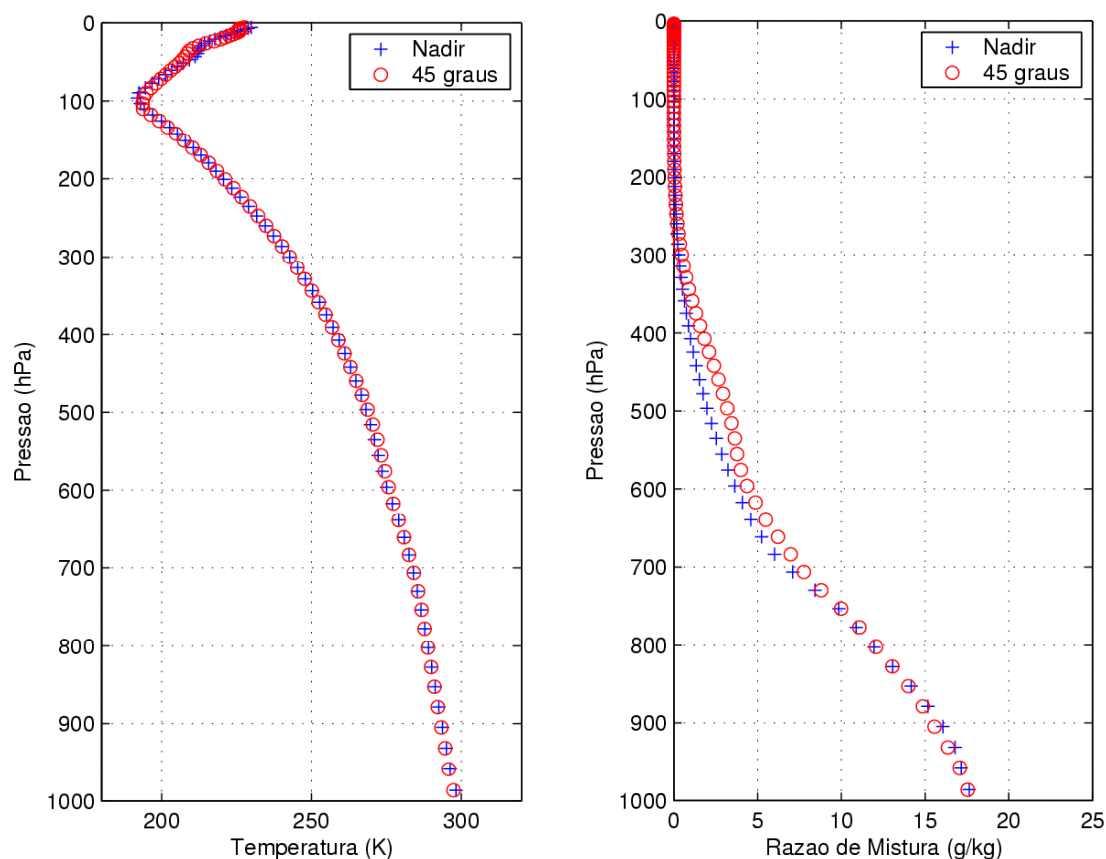


FIGURA 5.22 - Perfis tropicais de temperatura e umidade utilizados no cálculo dos jacobianos para dois diferentes ângulos de visada: nadir e 45 graus.

Na Figura 5.23 são ilustrados os jacobianos do vapor d'água para os canais HSB centrados em 183 GHz (Equação 3.10), com os jacobianos do vapor d'água dos canais AIRS que apresentaram os maiores valores de correlação, respectivamente. Os gráficos mostrados do lado esquerdo correspondem ao ângulo de visada no nadir e os do lado direito correspondem a um ângulo de visada de 45 graus, próximo ao limite do campo de visada dos sondadores que é de  $\pm 49$  graus. De maneira geral, tanto para o ângulo de visada no nadir como para o ângulo de 45 graus os jacobianos do vapor d'água do AIRS têm comportamentos similares aos jacobianos para os canais HSB, com uma maior correspondência para o canal 3 do HSB ( $183 \pm 3$  GHz).

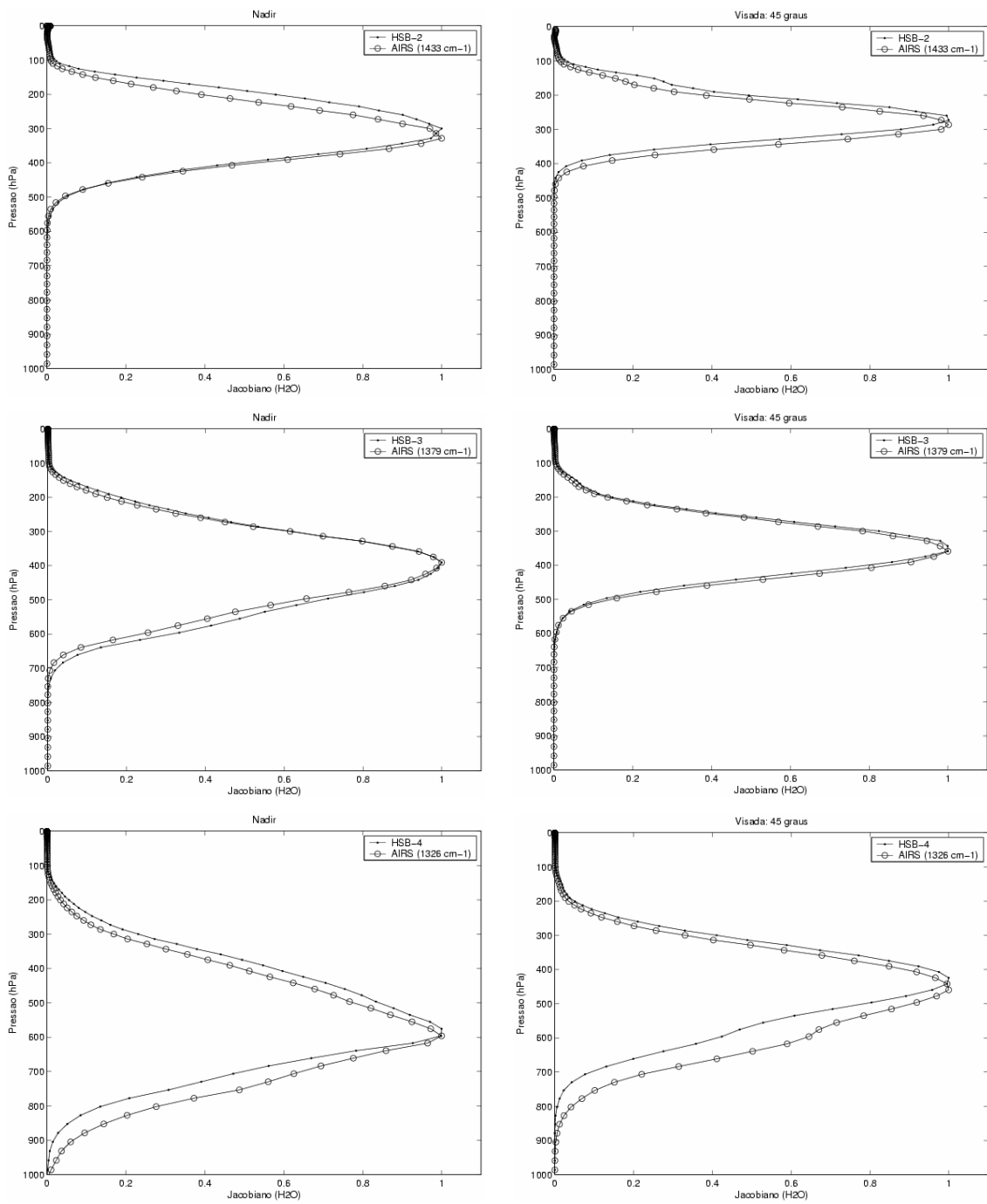


FIGURA 5.23 - Jacobianos do vapor para os três canais HSB com os respectivos canais AIRS que apresentaram maiores valores de correlação em duas diferentes condições de observação: nadir e em 45 graus.

### 5.2.5 – Comportamento do Jacobiano em Relação à Latitude

Além de analisar o comportamento do jacobiano em relação ao ângulo de visada do satélite, pode-se fazer uma análise do comportamento do jacobiano para diferentes latitudes. A Figura 5.24 mostra os perfis de temperatura e umidade para uma atmosfera tropical e outra de latitudes médias. Os perfis têm comportamentos semelhantes aos perfis climatológicos encontrados na literatura (Hartmann, 1994).

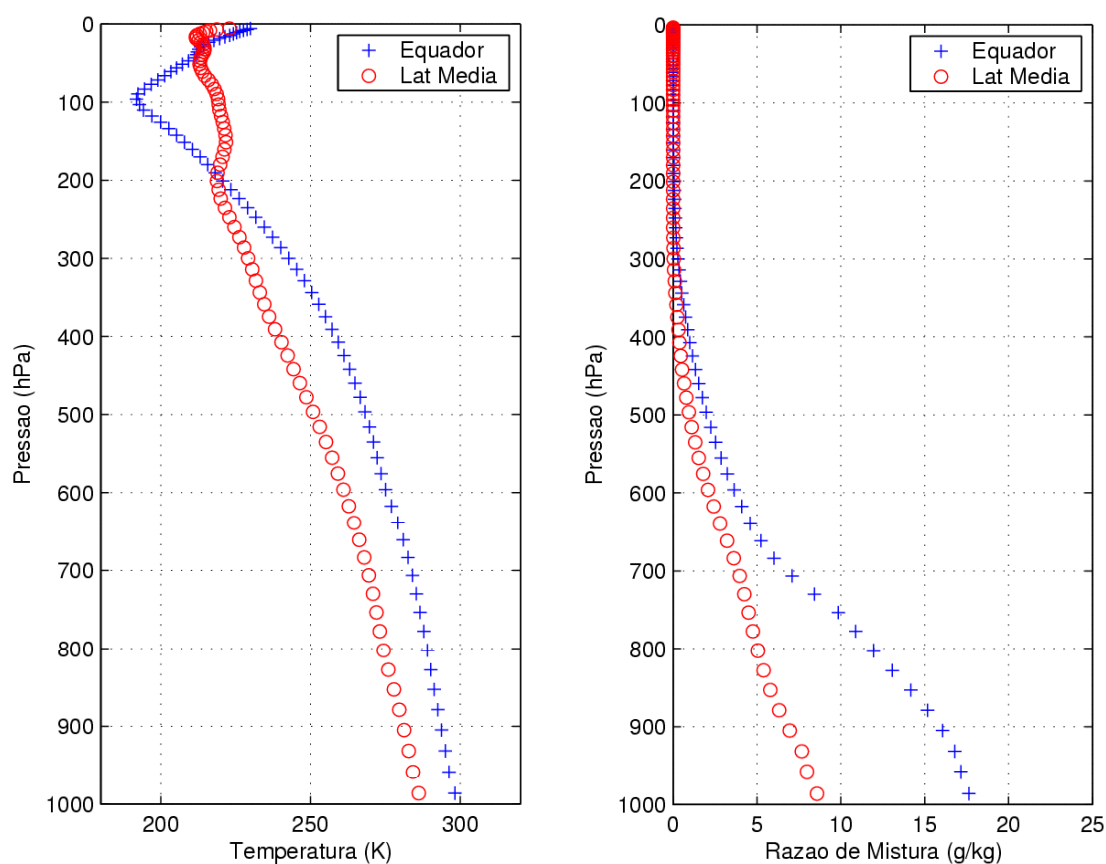


FIGURA 5.24 - Perfis de temperatura e umidade para uma atmosfera tropical (azul) e de latitudes médias (vermelho).

A Figura 5.25 mostra os jacobianos do vapor d'água para os canais HSB e os correspondentes jacobianos para os canais AIRS que apresentaram os maiores valores de correlação. As figuras à esquerda correspondem à atmosfera tropical e as figuras da direita à atmosfera de latitudes médias. Exceto para o canal 4 do HSB, observa-se um comportamento semelhante entre os jacobianos de ambos os sondadores, para as diferentes atmosferas estudadas. Outra característica notada foi que em condições de atmosfera tropical os máximos das funções resposta para o vapor d'água localizam-se em níveis de pressão menores do que os de latitude média e, conseqüentemente, a estimativa de vapor d'água no Ártico é mais sensível às propriedades da superfície do que sobre o Equador. Além disso, os gráficos para o canal 4 do HSB mostram diferenças entre os jacobianos para as diferentes condições atmosféricas consideradas. Assim, atenção especial deve ser dispensada ao canal 4 do HSB quando se deseja simular as temperaturas de brilho desse canal a partir de informações do AIRS.

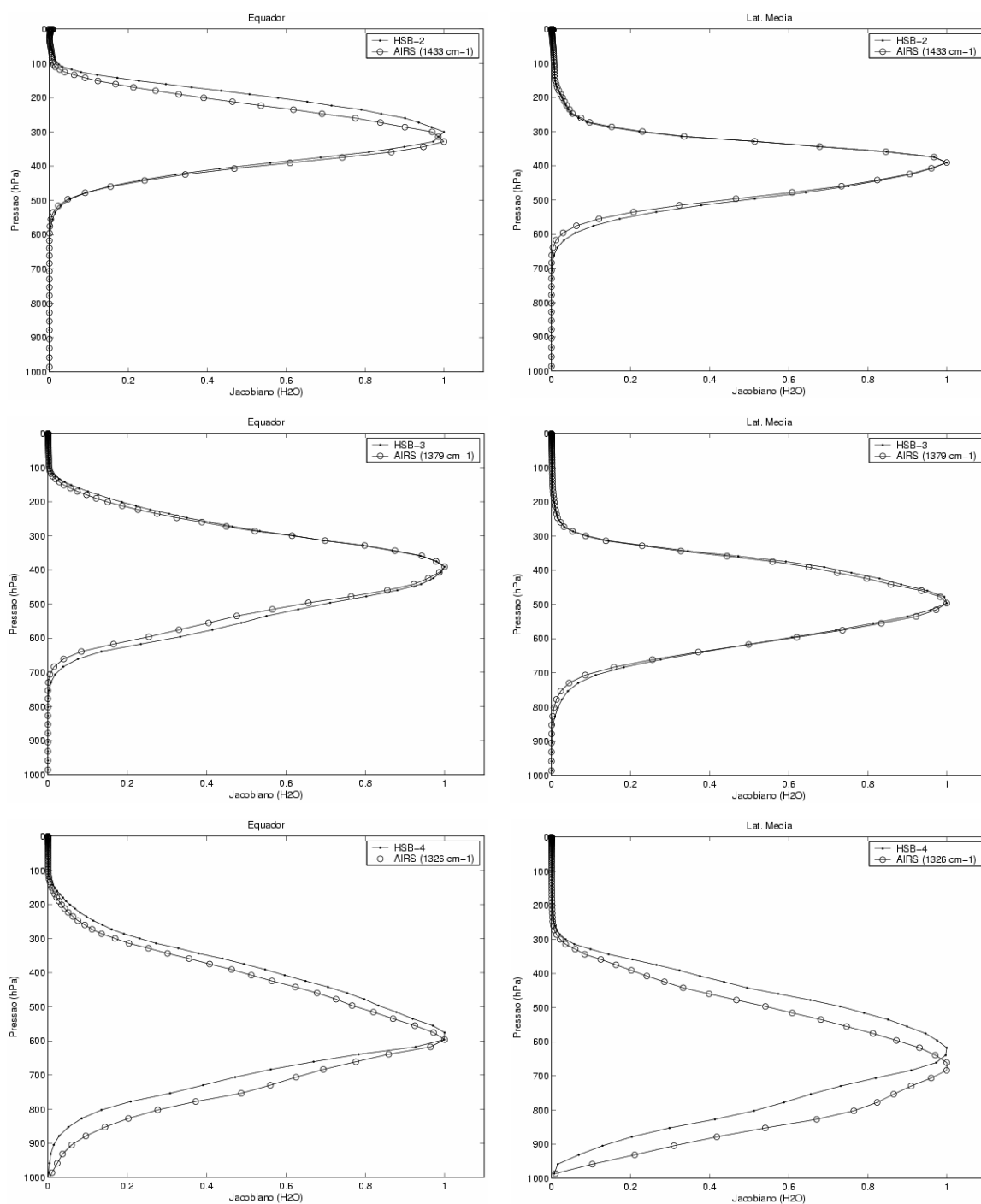


FIGURA 5.25 - Jacobianos do vapor d'água para os canais HSB com os respectivos canais AIRS para duas diferentes condições atmosféricas: tropical e de latitudes médias.



### 5.2.6 – Conclusões Preliminares

As ferramentas estatísticas e o método físico mostram que é possível encontrar canais AIRS localizados na banda de absorção do vapor d'água, que sejam representativos do comportamento espectral dos canais HSB centrados em 183 GHz. Essas análises possibilitam a emulação dos canais HSB em condições de céu claro, a partir de informações de canais no infravermelho. Por outro lado, sugerem a possibilidade de aprofundar o conhecimento da relação entre os comportamentos do vapor d'água atmosférico no infravermelho e em microondas.

No entanto, apesar de existir um grande número de canais AIRS que podem ser representativos, as informações contidas nesses canais são redundantes sugerindo que um pequeno número de canais é suficiente para representar o comportamento espectral dos canais HSB com a mínima perda de informação. A Tabela 5.10 e o Apêndice C apresentam conjuntos de canais AIRS, os quais podem ser utilizados para representar os canais HSB. Estudos posteriores podem apontar o uso otimizado de canais AIRS que descrevam comportamentos regionais do HSB.

Além disso, as análises teóricas mostram que o comportamento espectral para os canais AIRS selecionados e os canais 2 e 3 do HSB não são afetados quando se consideram dois diferentes ângulos de visada, ou diferentes faixas de latitude. No entanto, para o canal 4 do HSB observa-se uma ligeira diferença entre os jacobianos calculados para os canais de ambos os sensores (AIRS e HSB), particularmente para latitudes elevadas. Isso pode estar associado à distribuição espacial do vapor d'água, pois à medida que se distancia do equador sua concentração na atmosfera tende a diminuir e com isso as propriedades da superfície, como a emissividade, passam a influenciar a radiação emergente.

Assim, pode-se concluir que é possível utilizar informações de canais AIRS para simular a temperatura de brilho dos canais HSB centrados em 183 GHz,

preferencialmente sobre a faixa tropical. As simulações de temperatura de brilho para o canal 4 do HSB ( $183 \pm 7$  GHz) podem apresentar erros maiores à medida que os pixels utilizados nas simulações se distanciam da faixa tropical.

### 5.3 – Simulação de Temperatura de Brilho para os Canais HSB em 183 GHz

Nesta seção são discutidos os resultados das simulações de temperatura de brilho para os canais HSB centrados em 183 GHz a partir de informações do sensor AIRS. Inicialmente, são consideradas todas as informações coletadas entre 31 de agosto e 31 de outubro de 2002, para todos os pixels livres de nuvem sobre o oceano entre  $\pm 60$  graus de latitude. A seguir, as análises são estendidas para superfícies continentais.

A Figura 5.26 apresenta o erro médio (viés) e o EMQ da simulação de temperatura de brilho para o canal 2 do HSB a partir de informações dos canais 1587, 1589, 1600, 1620 e 1638 do sensor AIRS. Nota-se que os erros médios estão próximos de zero. Além disso, observa-se a possibilidade de se recuperar as temperaturas de brilho do HSB-2 com um EMQ menor que 2 K considerando todos os pixels livres de nuvem sobre diferentes regiões do globo.

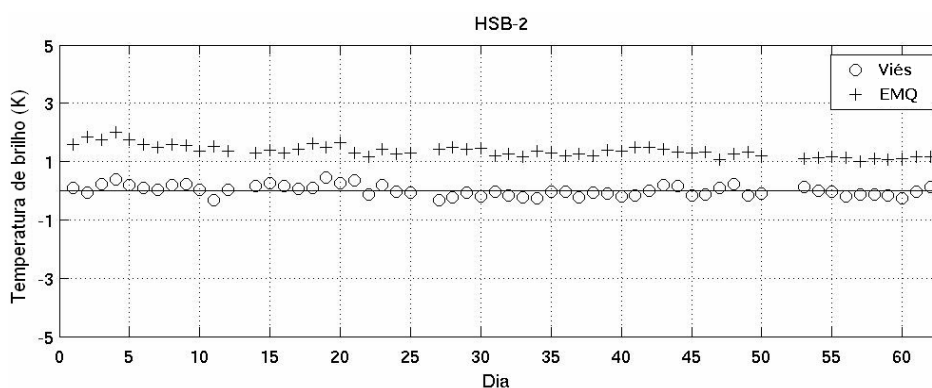


FIGURA 5.26 - Erro médio (viés) e o EMQ da simulação da temperatura de brilho para o canal 2 do HSB entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002.

A distribuição espacial dos erros calculados na simulação de temperatura de brilho é apresentada na Figura 5.27 para os 58 dias de dados. Nota-se nessa figura que as simulações de temperatura de brilho são melhores sobre a faixa tropical. Além disso, foi observado que os maiores valores de EMQ (Figura 5.26) estão associados aos dias com um maior número de pixels em latitudes maiores que 30 graus, em relação aos demais dias.

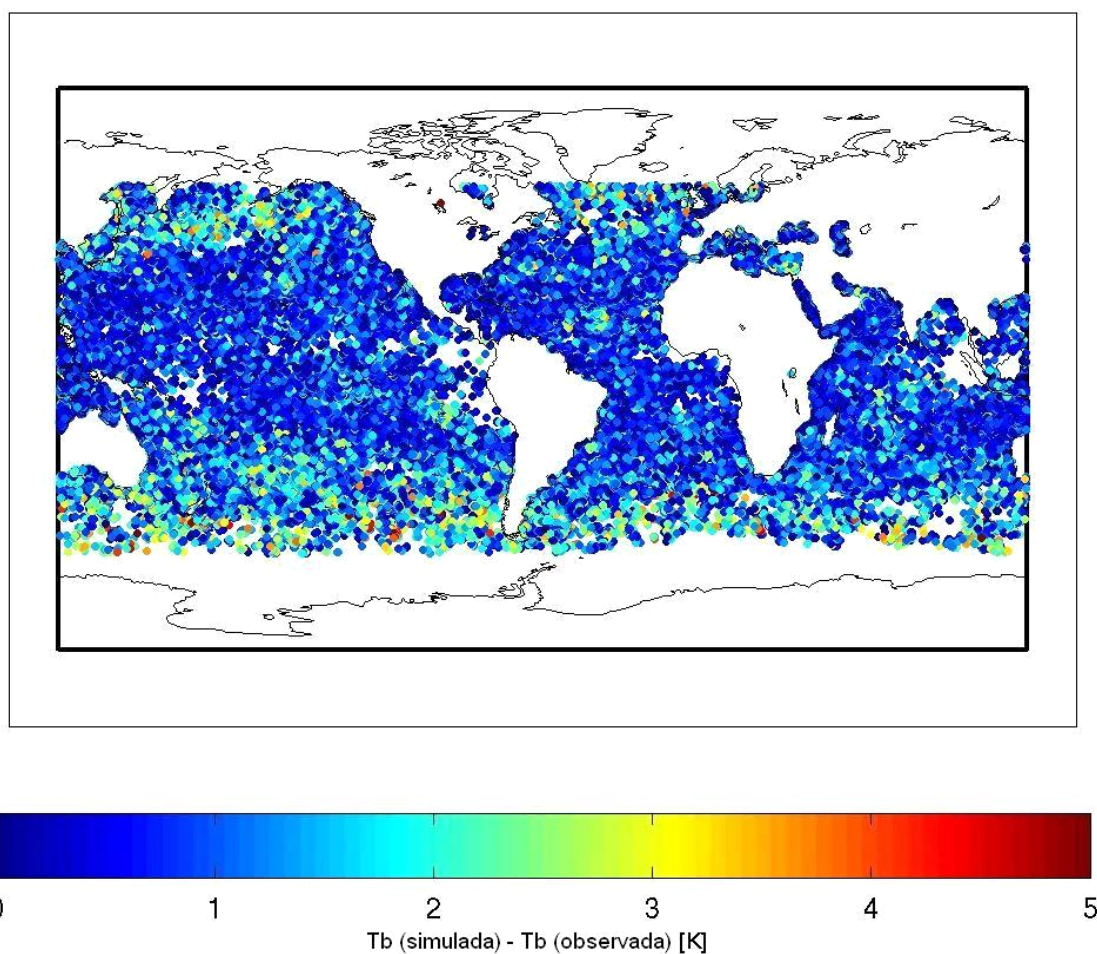


FIGURA 5.27 - Distribuição espacial da diferença entre as temperaturas de brilho simuladas e as observadas para o canal 2 do HSB no período de 31 de agosto a 31 de outubro de 2002.

O viés e o EMQ da simulação de temperatura de brilho para o canal 3 do HSB utilizando informações dos canais 1520, 1524, 1541, 1596 e 1599 do sensor AIRS são apresentados na Figura 5.28. O viés calculado é praticamente zero. Nota-se na figura a possibilidade de simular as temperaturas de brilho do canal 3 do HSB com um EMQ menor que 1 K.

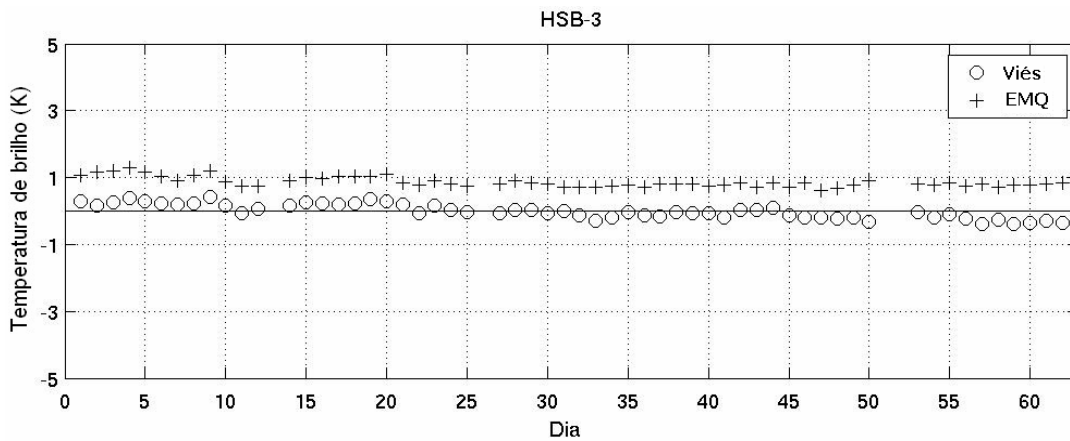


FIGURA 5.28 – Erro médio (viés) e o EMQ da simulação da temperatura de brilho para o canal 3 do HSB entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002.

A distribuição espacial dos erros calculados na simulação de temperatura de brilho para o canal 3 do HSB encontra-se na Figura 5.29. Nota-se nessa figura que as simulações para a região tropical apresentam resultados satisfatórios e uma melhora nas simulações sobre regiões de latitudes maiores, comparadas com as da Figura 5.27. Comparando com as simulações para o canal 2 do HSB nota-se uma melhora nos resultados, que pode estar associada à boa concordância entre os jacobianos do vapor d'água de ambos os sondadores, como mostrado anteriormente.

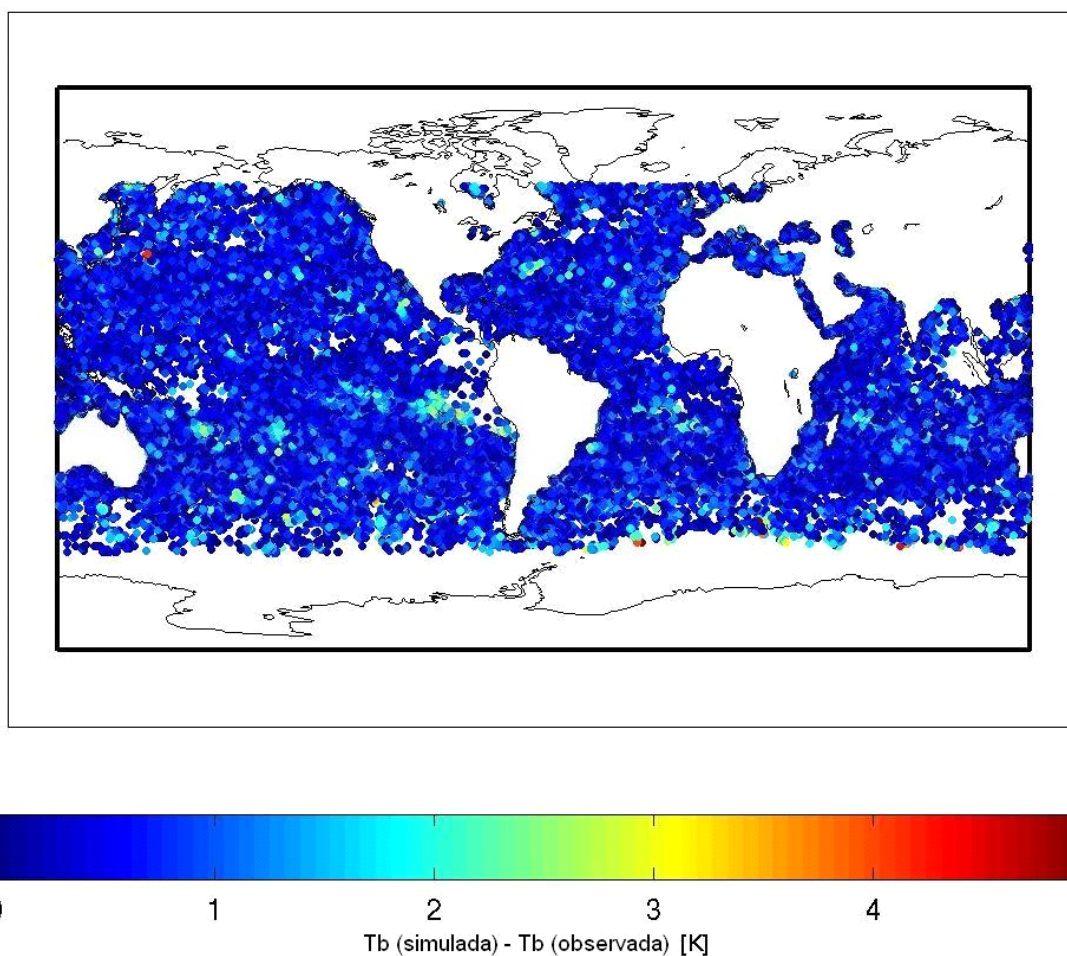


FIGURA 5.29 – Distribuição espacial da diferença entre as temperaturas de brilho simuladas e as observadas para o canal 3 do HSB no período de 31 de agosto a 31 de outubro de 2002.

Os mesmos gráficos anteriores foram construídos para as simulações de temperatura de brilho do canal 4 (HSB). A Figura 5.30 apresenta o viés e o EMQ da simulação de temperatura de brilho desse canal utilizando informação dos canais 1438, 1441, 1445, 1446 e 1448 do AIRS. Como nos casos anteriores, o viés calculado é próximo de zero. No entanto, os maiores valores de EMQ são observados nas simulações de temperatura de brilho para esse canal. Esse problema pode ser melhor analisado quando se observa a figura que apresenta a distribuição espacial dos erros nas simulações da temperatura de

brilho para o canal 4 do HSB (Figura 5.31). Essa figura mostra que os maiores erros nas simulações de temperatura de brilho estão associados às regiões de altas latitudes (maiores que 45 graus). Os dias que apresentaram os maiores valores de EMQ (Figura 5.30) são os que possuem uma grande quantidade de pixels em altas latitudes em relação aos demais dias. Por outro lado, quando consideramos apenas os erros das simulações para a faixa tropical (Figura 5.32) tem-se uma melhora significativa nos resultados. Esses resultados encontrados na simulação de temperatura de brilho para o canal 4 do HSB confirmam a dependência do comportamento dos jacobianos com relação à latitude (Figura 5.25).

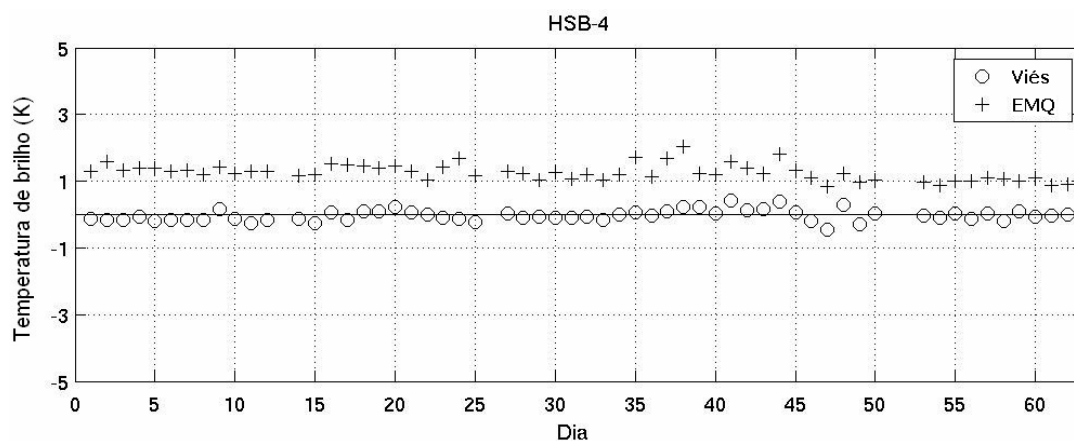


FIGURA 5.30 – Erro médio (viés) e o EMQ da simulação da temperatura de brilho para o canal 4 do HSB entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002.

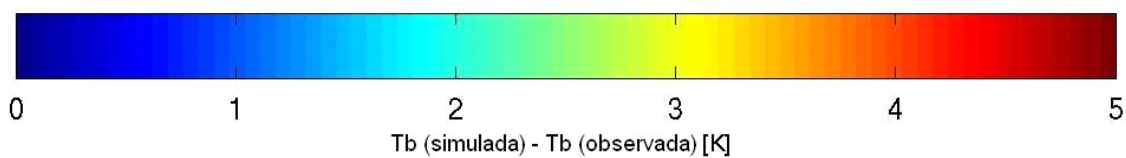
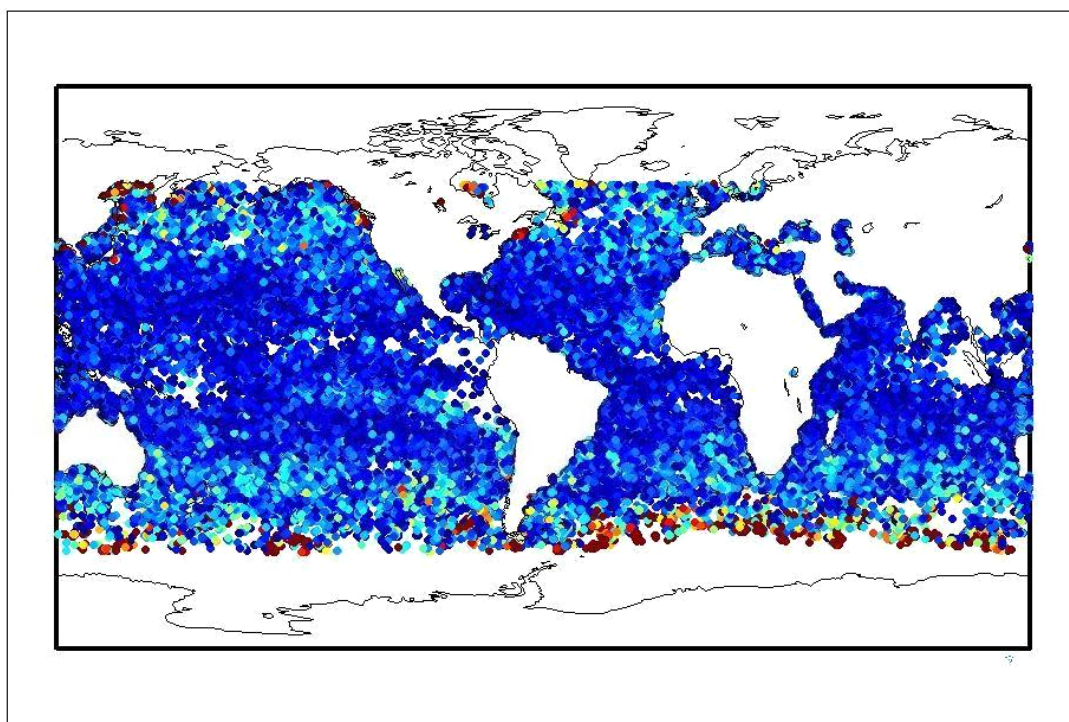


FIGURA 5.31 - Distribuição espacial da diferença entre as temperaturas de brilho simuladas e as observadas para o canal 4 do HSB no período de 31 de agosto a 31 de outubro de 2002.

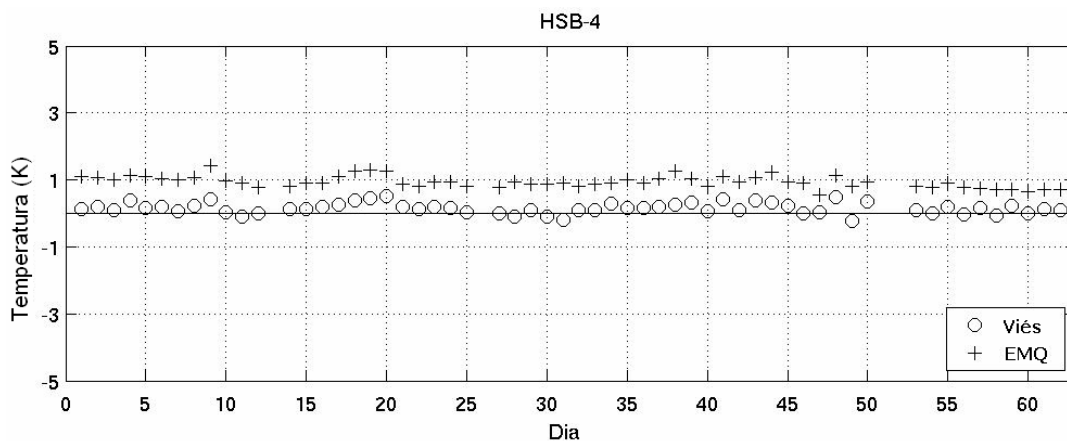


FIGURA 5.32 - Erro médio (viés) e o EMQ da simulação da temperatura de brilho para o canal 4 do HSB na faixa tropical entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002.

A simulação de temperatura de brilho dos canais HSB também é realizada para o conjunto de dados simulados. Inicialmente, são utilizados os perfis atmosféricos do ECMWF para gerar as radiâncias dos canais AIRS e HSB. Posteriormente, faz-se a simulação da temperatura de brilho dos canais HSB a partir das radiâncias simuladas para os canais AIRS, para os mesmos pixels livres de nuvem utilizados nas análises anteriores. Finalmente, as temperaturas de brilho simuladas para os canais HSB são comparadas com as estimadas a partir de modelos de transferência radiativa (modelo direto). A Figura 5.33 apresenta os EMQ das simulações de temperatura de brilho para os canais HSB centrados em 183 GHz. Os erros encontrados estão dentro do intervalo de 1 a 2 K, coerentes com os erros encontrados nas simulações de temperatura de brilho a partir dos dados observados.



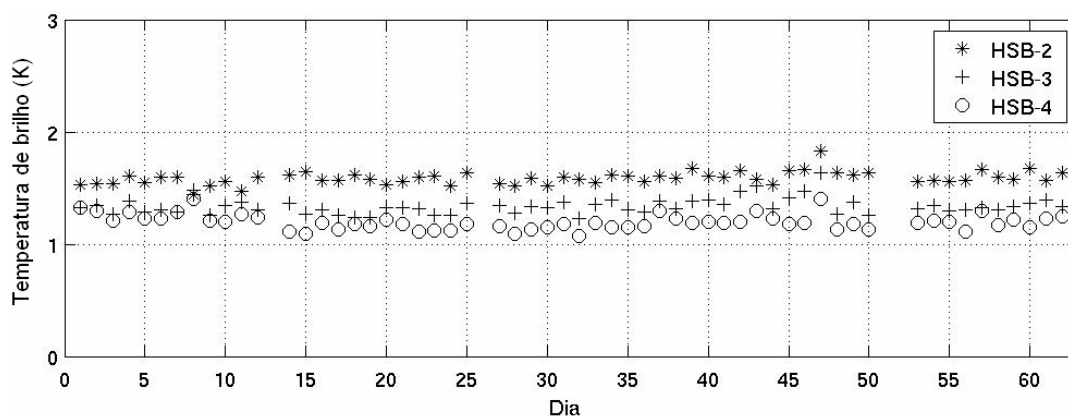


FIGURA 5.33 - EMQ da simulação da temperatura de brilho utilizando dados simulados entre os dias 31 de agosto e 31 de outubro de 2002.

Todas as análises anteriores de simulação de temperatura de brilho são efetuadas utilizando apenas os cinco canais AIRS que apresentaram jacobianos semelhantes e os maiores valores de correlação com os respectivos canais HSB. Entretanto, é interessante ilustrar os resultados das simulações de temperatura de brilho quando se utilizam diferentes números de canais para simular a temperatura de brilho. Neste caso, são considerados subconjuntos de canais contendo 5, 10, 15, 25, 35, 50, 75, 100, 125, 150, 175 e 200 canais AIRS, os quais foram criados seguindo o mesmo critério anterior, ou seja, agrupando os canais AIRS que apresentam jacobianos semelhantes aos dos canais HSB e que possuem os maiores valores de correlação entre si (em ordem decrescente). A Figura 5.34 apresenta o EMQ das simulações de temperatura de brilho utilizando os diferentes subconjuntos de canais AIRS para um único dia de dados observados. É notável nessa figura que a inclusão de um maior número de canais AIRS não contribui significativamente na melhora das simulações de temperatura de brilho. Esses resultados confirmam que não é preciso utilizar um grande número de canais AIRS para simular a temperatura de brilho dos canais HSB. No Apêndice C encontra-se a seqüência dos 25 canais AIRS melhor correlacionados com os respectivos canais do HSB.

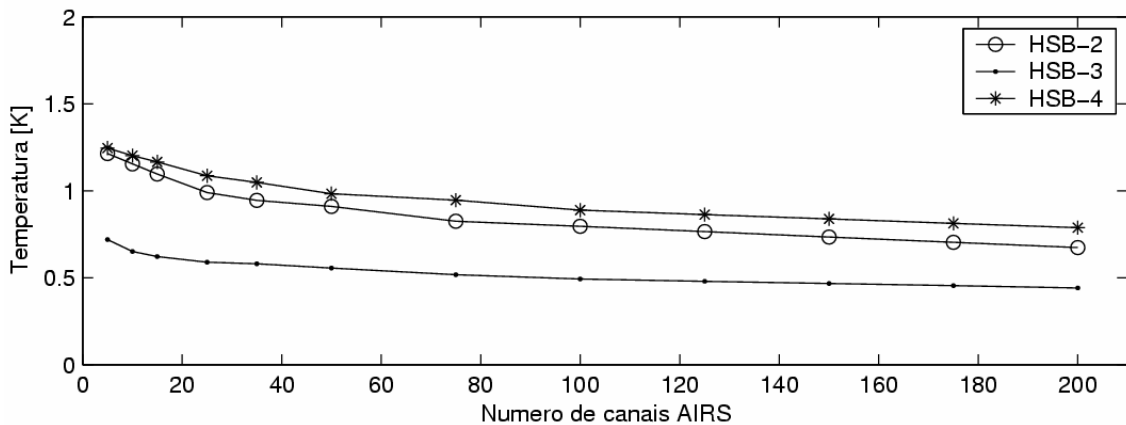


FIGURA 5.34 - EMQ da simulação de temperatura de brilho para um único dia de dados observados utilizando diferentes subconjuntos de canais AIRS.

### 5.3.1 - Simulação de Temperatura de Brilho Sobre o Continente

As análises apresentadas anteriormente são efetuadas sobre áreas oceânicas. No entanto, é desejável verificar se os coeficientes de regressão utilizados para simular as temperaturas de brilho dos canais HSB (apresentados no Apêndice B) podem ser aplicados sobre áreas continentais, particularmente sobre a região tropical. Nesse sentido, o modelo de transferência radiativa RTTOV-7 permite simular as radiâncias dos canais AIRS e HSB para diferentes condições de emissividade da superfície, a fim de analisar se esses canais são sensíveis às propriedades da superfície. As análises são apresentadas para duas condições atmosféricas da biblioteca do modelo RTTOV-7, sendo uma para atmosfera tropical e outra para altas latitudes.

As Figuras 5.35, 5.36 e 5.37 apresentam os resultados das estimativas de temperatura de brilho para os canais do sensor AIRS utilizados nas simulações de temperatura de brilho para os canais 2, 3 e 4 do HSB, respectivamente. As análises apresentadas nas estimativas de temperaturas de brilho a partir do RTTOV-7 sobre a região tropical indicam que os canais AIRS não sofreram influência da emissividade da superfície, ou

seja, nesses canais AIRS a atmosfera é opaca às propriedades da superfície (Figuras 5.35a, 5.36a e 5.37a). O mesmo comportamento é observado para os canais AIRS que são utilizados nas simulações de temperatura de brilho dos canais 2 e 3 do HSB quando as estimativas são realizadas para o perfil de altas latitudes (Figuras 5.35b e 5.36b). No entanto, os canais AIRS utilizados para simular a temperatura de brilho do canal 4 do HSB são altamente afetados pela emissividade da superfície nas estimativas de temperatura de brilho para altas latitudes (Figura 5.37b).

A Figura 5.38 apresenta os resultados das estimativas de temperatura de brilho para os canais HSB. Nesta figura nota-se que os canais 2, 3 e 4 não são afetados pelas propriedades da superfície numa atmosfera tropical (Figura 5.38a). Apenas o canal 4 do HSB sofre influência das propriedades da superfície no caso de uma atmosfera típica de altas latitudes. Observa-se ainda uma forte influência da superfície no canal 1 do HSB em ambas as atmosferas estudadas. Esse resultado era esperado uma vez que a frequência desse canal encontra-se na região de janela atmosférica. Esses resultados estão em concordância com os encontrados por English (1999). Ele mostrou que não existe contribuição da superfície na temperatura de brilho para os canais de 183 GHz do AMSU-B em uma atmosfera típica de latitudes médias.

Comparando os resultados encontrados para os canais AIRS e HSB nota-se um comportamento similar, o que sugere a possibilidade de estender as simulações de temperatura de brilho sobre o continente dentro da faixa tropical. Assim, os mesmos coeficientes de regressão utilizados nas simulações de temperatura de brilho sobre áreas oceânicas podem ser utilizados para efetuar as simulações de temperatura de brilho sobre regiões continentais nessa faixa de latitudes.

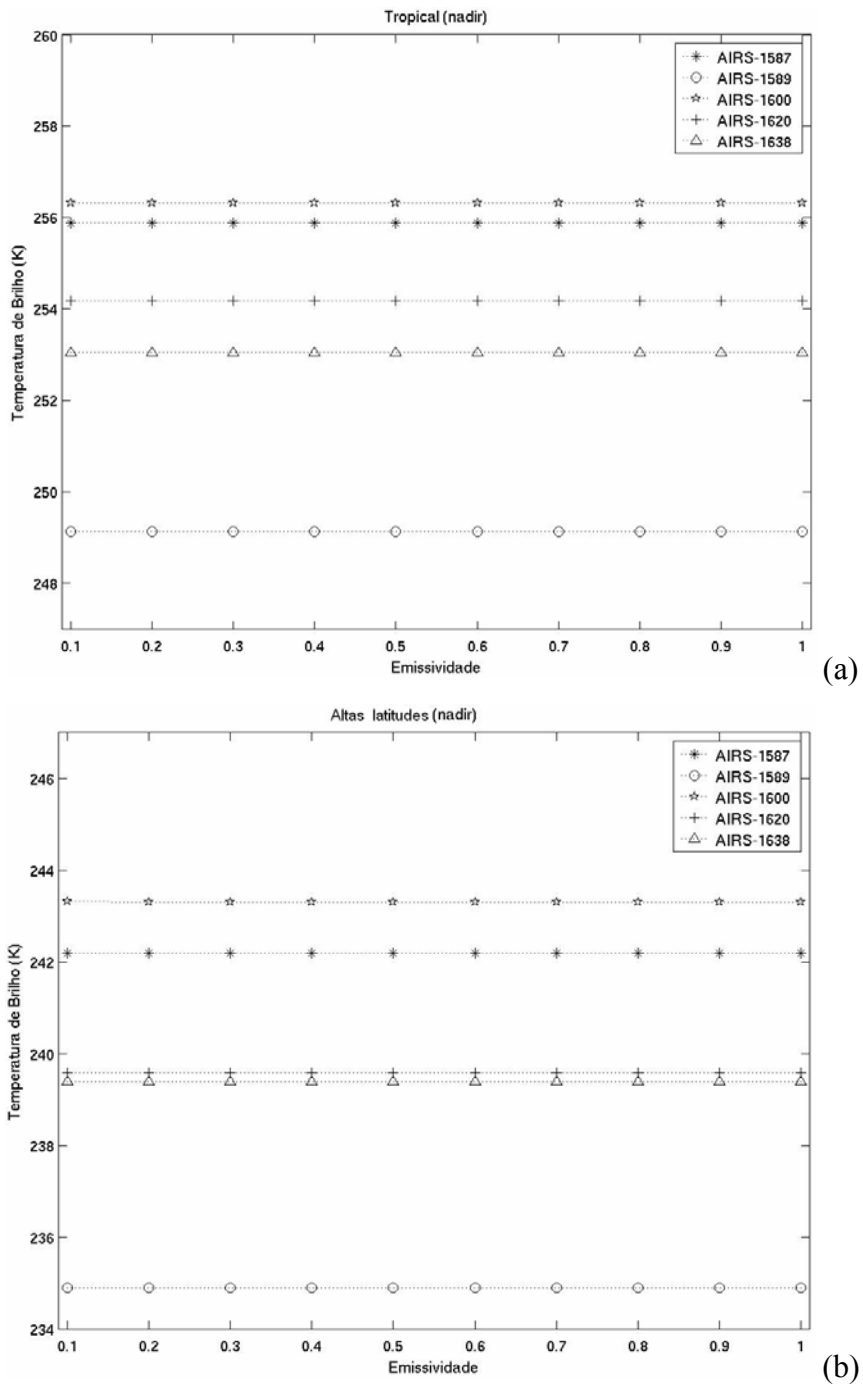


FIGURA 5.35 - Estimativas de temperatura de brilho para os canais AIRS utilizados nas simulações de temperatura de brilho para o canal 2 do HSB para duas atmosferas típicas do RTTOV-7: a) tropical e b) altas latitudes.

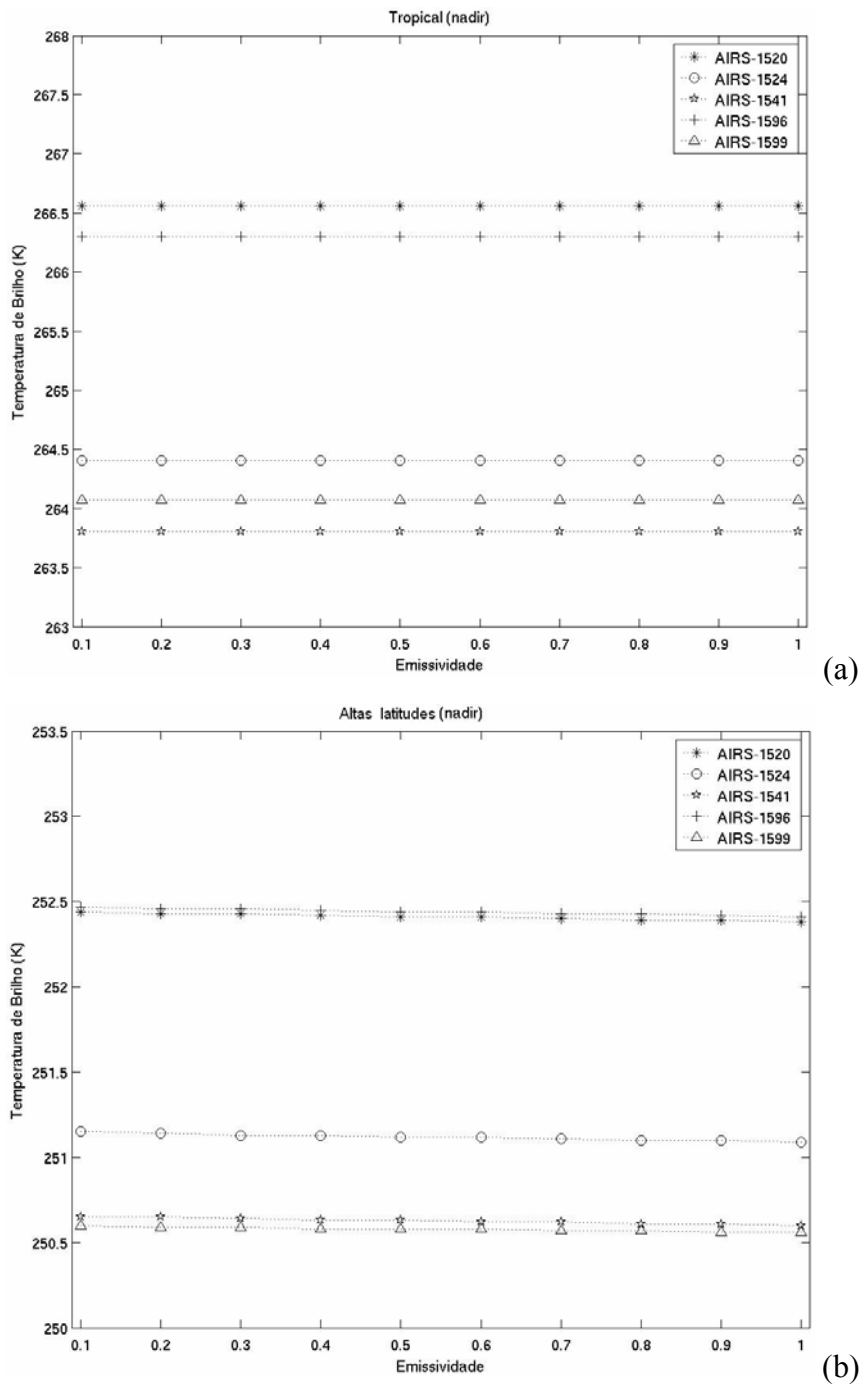


FIGURA 5.36 - Estimativas de temperatura de brilho para os canais AIRS utilizados nas simulações de temperatura de brilho para o canal 3 do HSB para duas atmosferas típicas do RTTOV-7: a) tropical e b) altas latitudes.

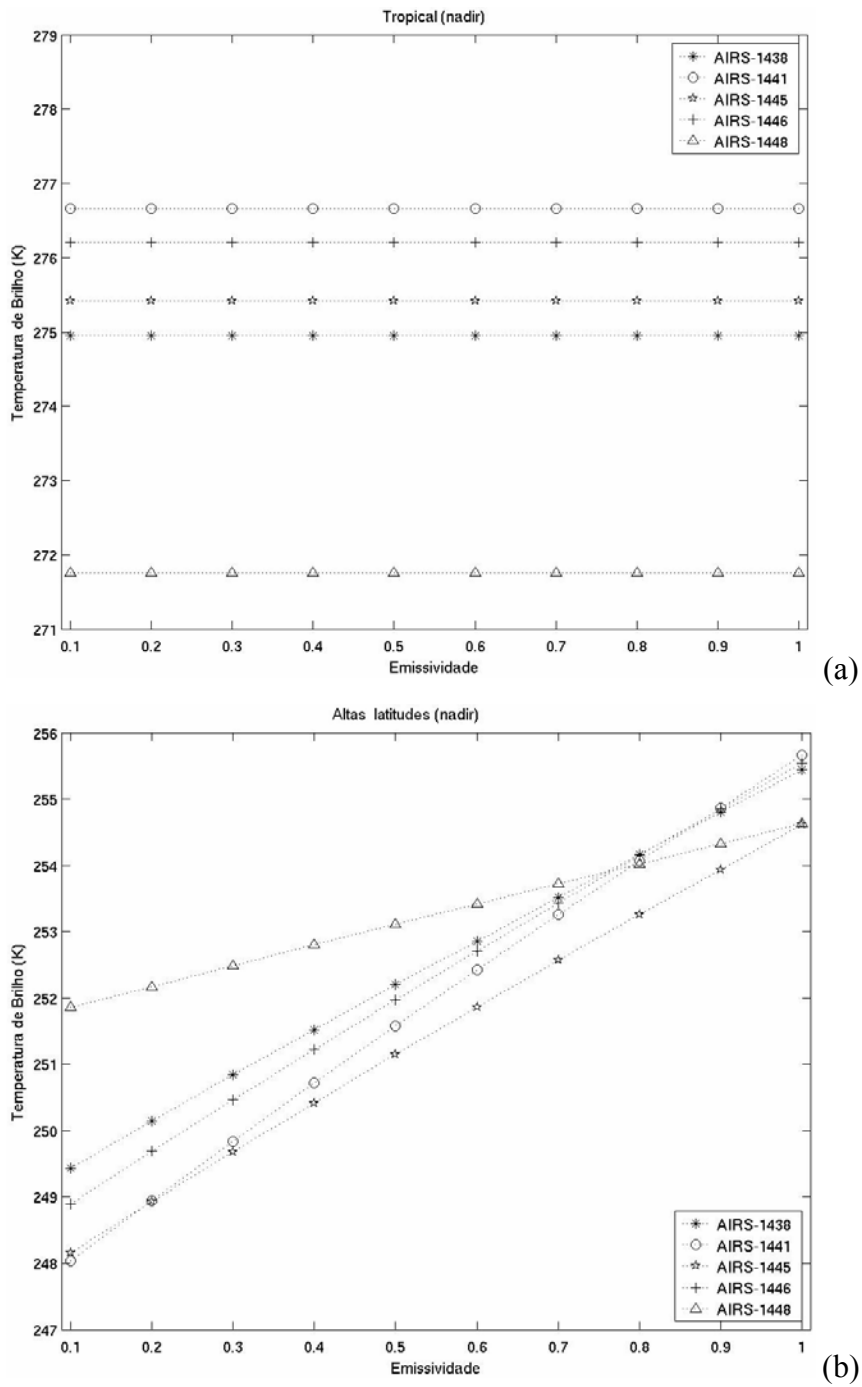


FIGURA 5.37 - Estimativas de temperatura de brilho para os canais AIRS utilizados nas simulações de temperatura de brilho para o canal 4 do HSB para duas atmosferas típicas do RTTOV-7: a) tropical e b) altas latitudes.

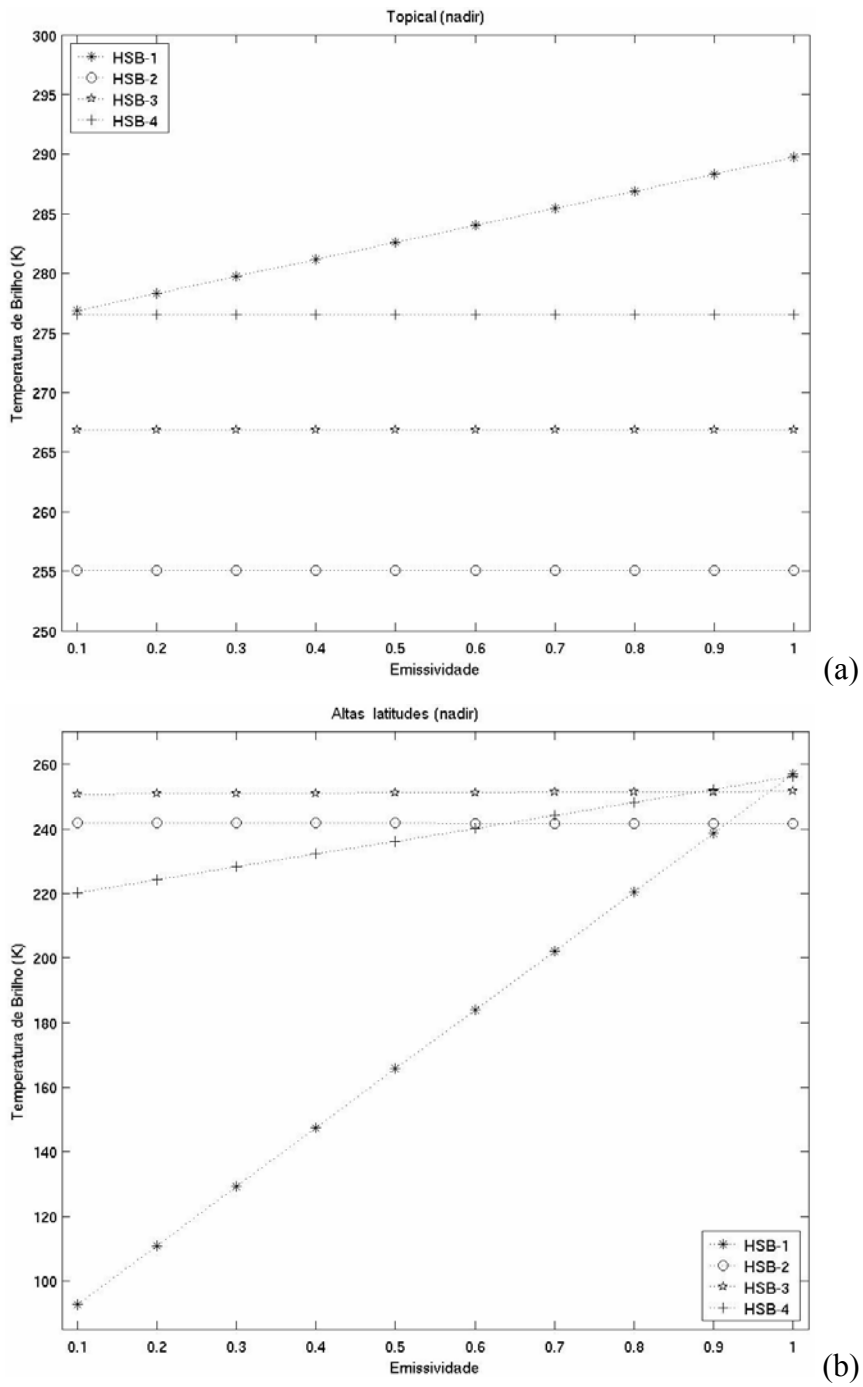


FIGURA 5.38 - Estimativas de temperatura de brilho para os canais 4 canais HSB para duas atmosferas típicas do RTTOV-7: a) tropical e b) altas latitudes.

A seguir é apresentado um exemplo da simulação de temperatura de brilho para alguns grânulos da passagem ascendente do AQUA sobre o Brasil no dia 6 de setembro de 2002, escolhido aleatoriamente. A localização dos pixels utilizados na simulação de temperatura de brilho dos canais HSB é mostrada na Figura 5.39a. As Figuras 5.39b e c ilustram uma imagem do GOES-8 e a localização dos grânulos (158, 173, 174 e 175) selecionados sobre o Brasil, respectivamente. O viés e o EMQ das simulações são apresentados na Tabela 5.11. Os resultados encontrados nessa tabela mostram que é possível simular a temperatura de brilho dos canais HSB sobre o continente, a partir de informações do sondador AIRS com erro médio quadrático inferior a 1 K. Erros similares também foram encontrados para outros dias do mês de setembro de 2002.



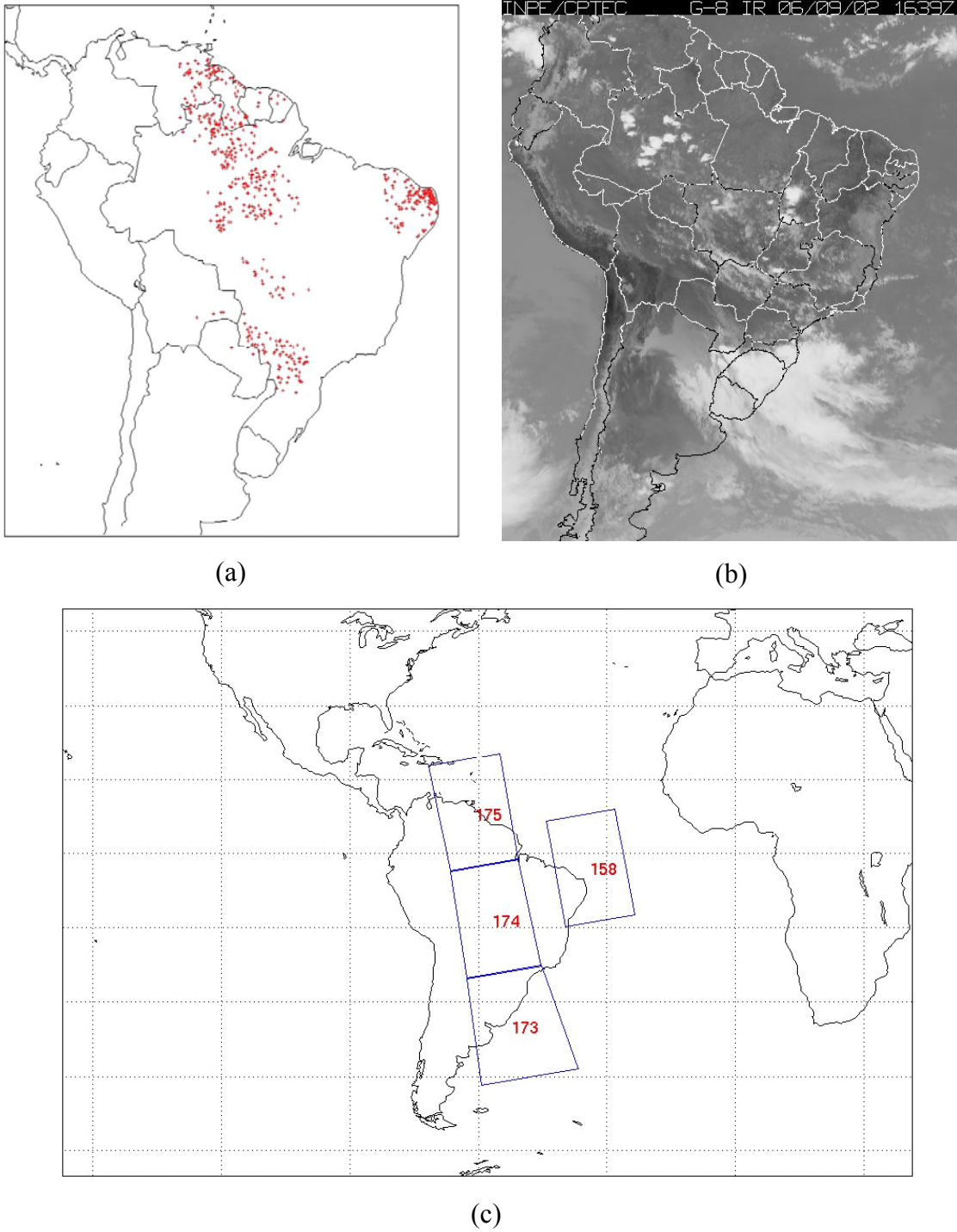


FIGURA 5.39 - Localização dos pixels utilizados para simular as temperaturas de brilho sobre o continente (a), imagem do satélite GOES-8 (b) e localização dos grânulos (AQUA) selecionados (c).

**TABELA 5.11 – Viés e EMQ entre as temperaturas de brilho simuladas e as observadas para os canais HSB sobre o Brasil para o dia 6 de setembro de 2002.**

Canais HSB	VIÉS (K)	EMQ (K)
2	0,2	0,6
3	0,2	0,5
4	-0,3	0,6

### **5.3.2 – Conclusões Preliminares**

Os resultados obtidos na seção anterior mostram que é possível utilizar canais AIRS para simular a temperatura de brilho dos canais HSB centrados em 183 GHz. Em geral, as simulações de temperatura de brilho são melhores sobre a região tropical. Os melhores resultados são encontrados para as simulações do canal 3 do HSB, os quais estão associados à melhor semelhança entre os jacobianos do vapor d'água de ambos os sondadores. Os maiores valores de EMQ são observados nas simulações de temperatura de brilho para o canal 4 do HSB. No entanto, observando a distribuição espacial desses erros nota-se que eles estão associados às regiões de altas latitudes (maiores que 45 graus).

Quando as análises são aplicadas apenas sobre a faixa tropical tem-se uma melhora significativa nos resultados. Isso pode estar associado à distribuição espacial do vapor d'água, pois à medida que se distancia do equador a concentração de vapor d'água na atmosfera tende a diminuir e com isso as propriedades da superfície, como a emissividade e a temperatura, passam a influenciar a radiância no topo da atmosfera, como mostram as análises com o RTTOV-7. Isso dificulta a simulação de temperatura de brilho fora da faixa tropical. Os resultados encontrados estão em acordo com os obtidos por Carvalho (2002). Além disso, conclui-se que não é preciso utilizar um grande número de canais AIRS para simular a temperatura de brilho dos canais HSB e que as simulações podem ser aplicadas sobre áreas continentais.

#### **5.4 – Perfis verticais de Temperatura e Umidade a partir da Temperatura de Brilho Simulada**

Com o intuito de inferir perfis verticais de temperatura e umidade a partir das informações de temperatura de brilho simuladas pelo AIRS (HSB simulado), fez-se uso do modelo ICI no modo estático (utilizando os bancos TIGR e CLASS1) e escolhendo apenas os canais em microondas no processo de inversão. A utilização do banco de perfis CLASS1 é justificada pelo fato de ser um banco de perfis típicos para o Brasil desenvolvido por Macedo (2003). Neste estudo de caso, selecionou-se um pixel livre de nuvem para um dia onde existiam dados NOAA-16, AQUA e radiossondagens sobre cada um dos três sítios estudados (Guajará-Mirim, Porto Velho e Ouro Preto). Os perfis recuperados foram comparados com os respectivos perfis de radiossondagem e com o perfil do ICI no modo operacional (que utiliza informação de canais no infravermelho e em microondas).

As Figuras 5.40a, b, c, d apresentam os perfis verticais de temperatura para os sítios de Guajará-Mirim (com a radiossonda das 3:53 GMT), Guajará-Mirim (com a radiossonda das 5:42 GMT), Porto Velho e Ouro Preto, respectivamente. Observa-se que os perfis de temperatura inferidos pelo ICI operacional acompanham razoavelmente bem os perfis das radiossondagens e tendem a superestimar a temperatura próxima à superfície. Mesmo usando apenas as informações dos canais em microondas (AMSU-A/HSB) no procedimento de inversão, os perfis de temperatura inferidos utilizando os bancos CLASS1 e TIGR apresentam resultados similares que tendem a acompanhar o perfil da radiossonda.

Os perfis de umidade encontram-se nas Figuras 5.41a, b, c, d para os sítios de Guajará-Mirim (com a radiossonda das 3:53 GMT), Guajará-Mirim (com a radiossonda das 5:42 GMT), Porto Velho e Ouro Preto, respectivamente. Assim como no perfil de temperatura, os perfis de umidade inferidos pelo ICI operacional são os que apresentam melhores resultados. Nota-se que o ICI no modo estático subestima a umidade na baixa

troposfera. No entanto, quando se utiliza um banco de perfis regionais como o CLASS1, os resultados se aproximam do perfil da radiossonda apresentando um melhor desempenho se comparado com os resultados do banco TIGR, particularmente próximo à superfície. Assim, o banco TIGR é o que pior representa o perfil de umidade nos casos analisados.

#### **5.4.1 - Conclusões Preliminares**

Os resultados apresentados mostram que o ICI operacional recupera satisfatoriamente a estrutura vertical da atmosfera em termos de temperatura e umidade, apresentando maiores diferenças próximo à superfície. Mesmo usando apenas as informações dos canais em microondas (AMSU-A/HSB simulado) no procedimento de inversão, os perfis de temperatura inferidos utilizando os bancos CLASS1 e TIGR apresentam resultados compatíveis com o perfil da radiossonda. No caso do perfil de umidade, a utilização de um banco regional com o CLASS1 contribui na melhora dos resultados se comparados com os do banco TIGR, particularmente na baixa troposfera. É importante comentar que as diferenças nos horários das passagens dos satélites NOAA-16 e AQUA e nos horários das radiossondas podem ter influenciado na qualidade dos resultados, principalmente próximos à superfície.

Assim, pode-se concluir que é possível recuperar perfis de temperatura e umidade utilizando as temperaturas de brilho simuladas pelos canais AIRS para pixels livres de nuvem. Além disso, podem-se esperar melhores resultados com o ICI no modo estático e quando incluídas as informações de canais no infravermelho. Os resultados encontrados estão de acordo com os apresentados por Carvalho (2002) e Macedo (2003).

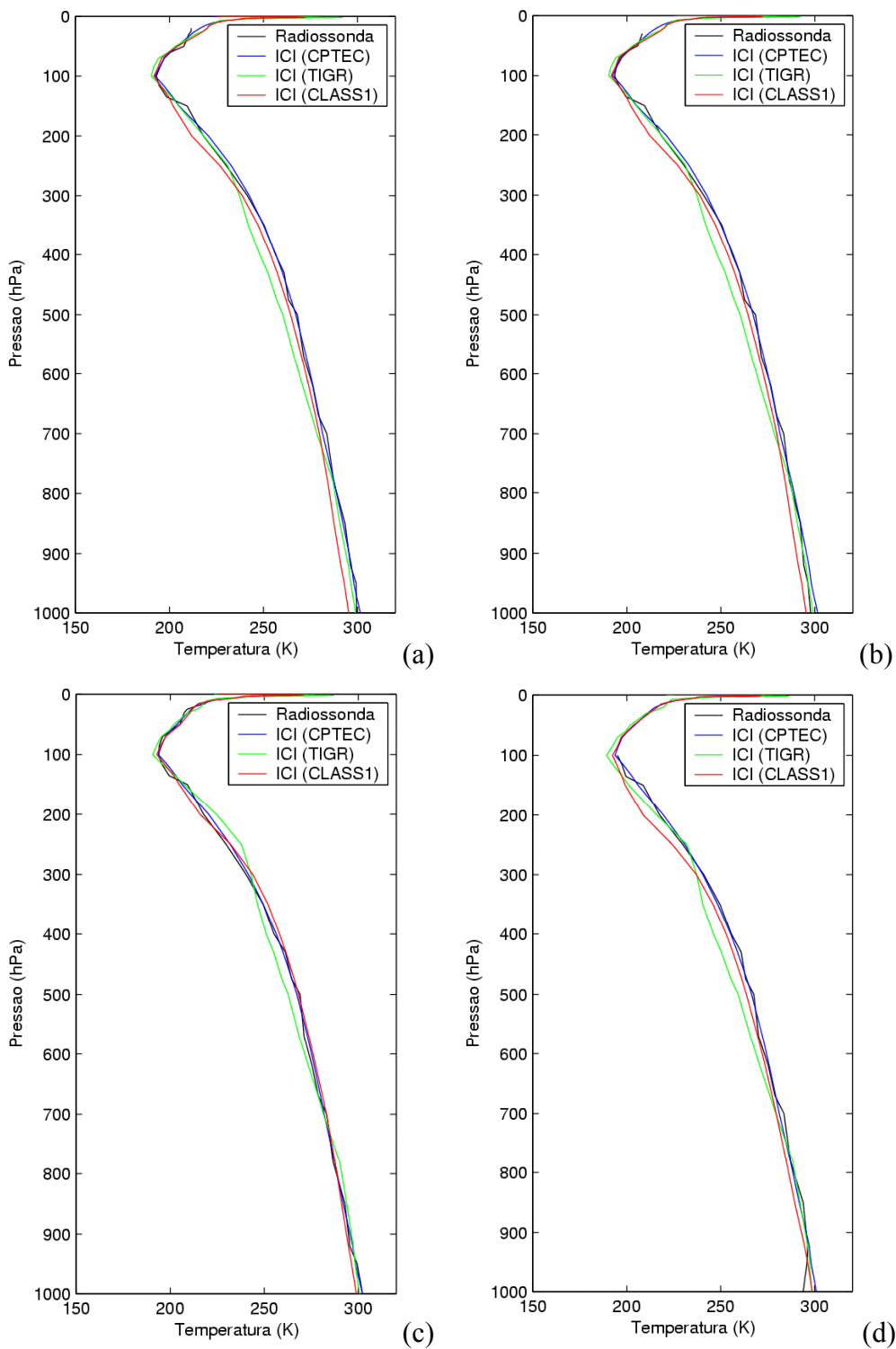


FIGURA 5.40 - Perfis verticais de temperatura para os sítios: (a) Guajará-Mirim (3:53 GMT), (b) Guajará-Mirim (5:42 GMT), (c) Porto velho e (d) Ouro Preto d'Oeste.

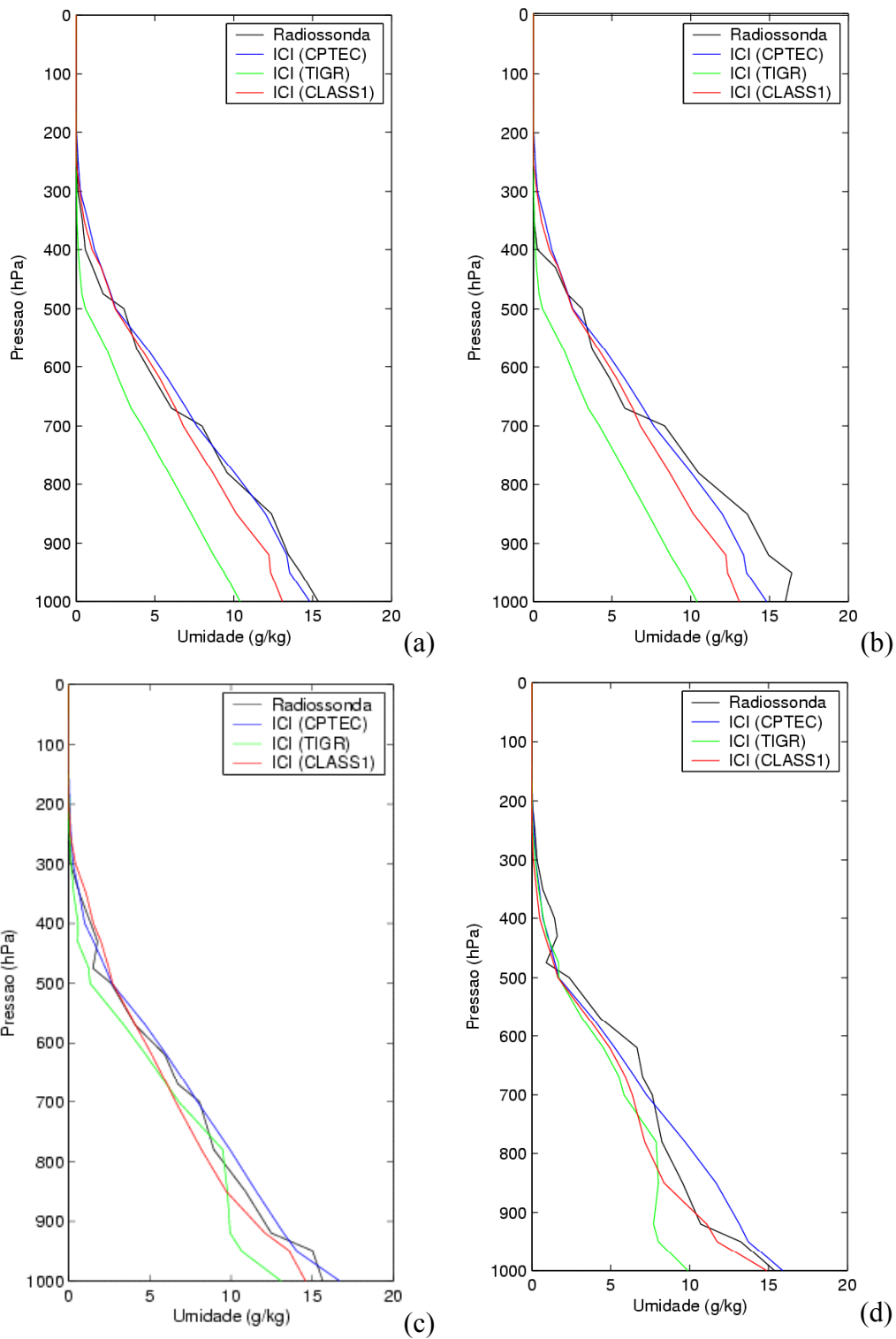


FIGURA 5.41 - Perfis verticais de umidade para os sítios: (a) Guajará-Mirim (3:53 GMT), (b) Guajará-Mirim (5:42 GMT), (c) Porto velho e (d) Ouro Preto d'Oeste.

## **5.5 - Perfis Verticais de Temperatura e Umidade do Sistema de Sondagem AQUA: Versões b-30 e c-01**

Nesta seção discute-se brevemente o desempenho de uma versão mais recente do modelo de inversão da NASA. A versão b-30 analisada no início deste capítulo é de fevereiro/março de 2003 e a versão c-01 é de setembro/outubro de 2003. Da mesma forma que para os dados da versão b-30, os perfis atmosféricos recuperados sob diferentes condições de nebulosidade são comparados com as radiossondagens do experimento de campo. Foram utilizados nas análises todos os perfis AQUA que se encontravam dentro do raio máximo de 100 km do ponto de lançamento das radiossondas.

Os resultados das duas versões para sondagens de temperatura e de umidade são ilustrados nas Figuras 5.42 e 5.43, respectivamente. A Figura 5.42 apresenta o erro médio (viés) e o EMQ dos perfis de temperatura recuperados com relação às radiossondagens. Nota-se nessa figura que os EMQ são praticamente os mesmos nas duas versões analisadas, com maiores valores localizados entre 1000 e 850 hPa. Em relação ao viés, observa-se uma ligeira melhora na qualidade das sondagens na versão c-01 para os níveis acima de 900 hPa. No entanto, abaixo desse nível os perfis de temperatura mostram desvios ainda maiores do que os apresentados pela versão b-30, persistindo a tendência de subestimar a temperatura na baixa troposfera com erros superiores a 5 K (1000 hPa). No caso da umidade (Figura 5.43), os EMQ continuam similares nas duas versões estudadas, com erros da ordem de 2 g/kg próximo à superfície. Por outro lado, apesar de persistir a tendência em subestimar a umidade nos níveis abaixo de 800 hPa, observa-se uma melhora no erro médio dos perfis de umidade na versão c-01.

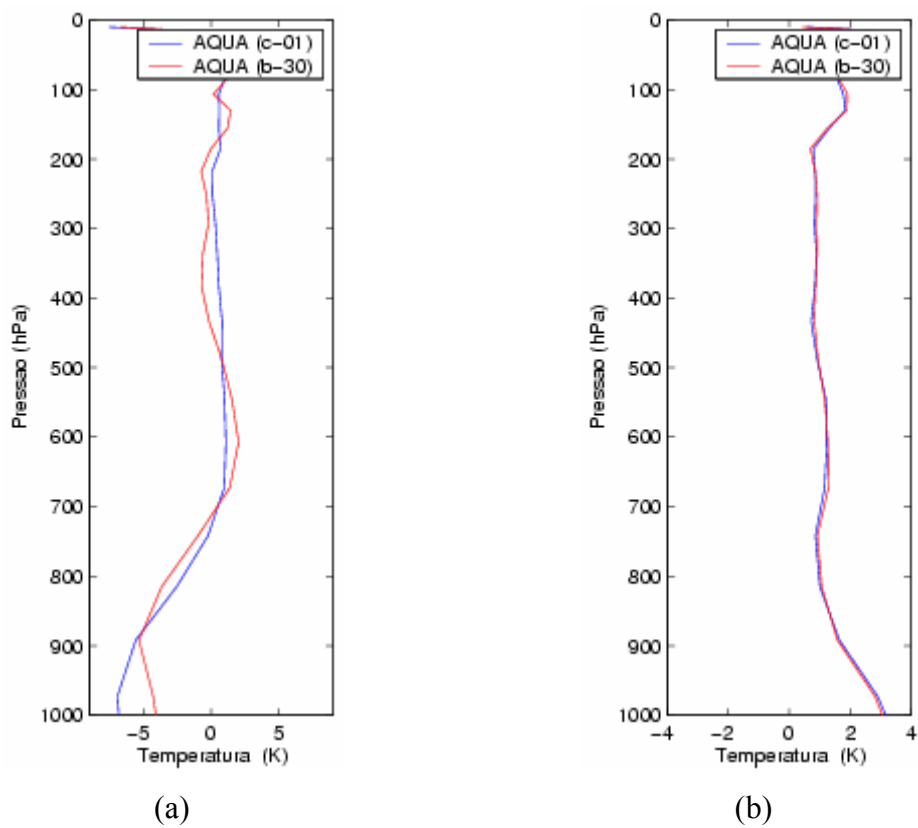


FIGURA 5.42 – Erro médio (a) e EMQ (b) entre os perfis de temperatura recuperados pelas versões b-30 e c-01 do modelo de inversão da NASA e os perfis observados (radiossondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Guajará-Mirim.



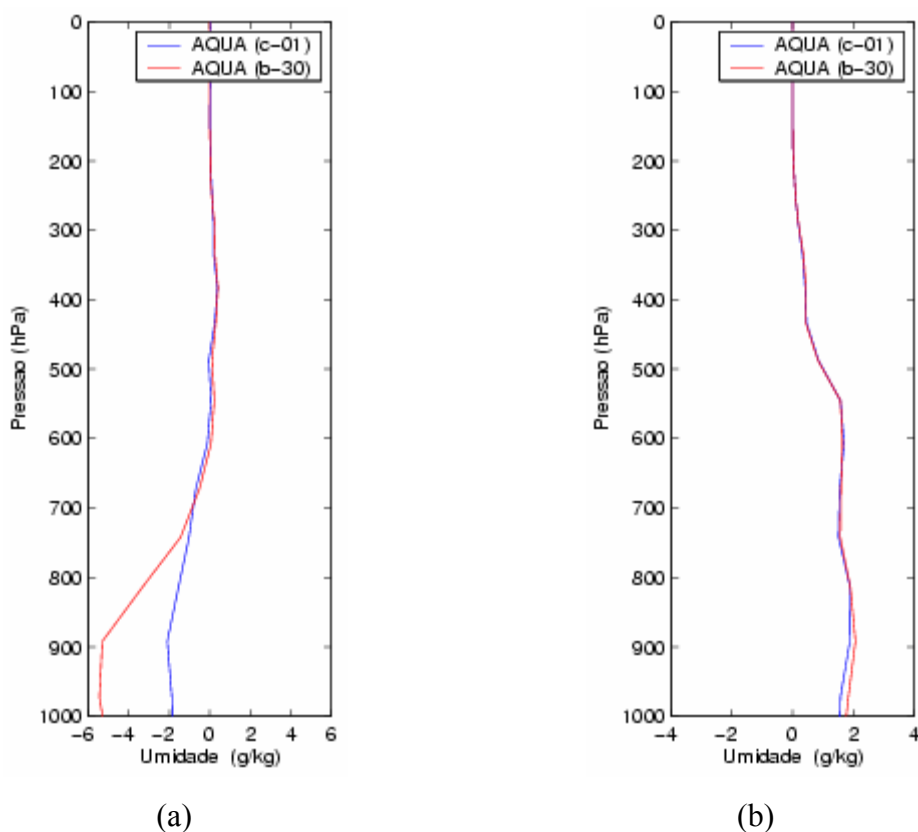


FIGURA 5.43 – Erro médio (a) e EMQ (b) entre os perfis de umidade recuperados pelas versões b-30 e c-01 do modelo de inversão da NASA e os perfis observados (radiosondagens), sob diferentes condições de nebulosidade, para o sítio de Guajará-Mirim.

Um dos fatores que pode ter influenciado na qualidade dos perfis recuperados é a seleção de canais espectrais no procedimento de inversão. As Figuras 5.44 e 5.45 apresentam os canais AIRS utilizados pelo modelo de inversão da NASA, nas versões b-30 e c-01, para inferir perfis verticais de temperatura e umidade, respectivamente. De maneira geral, observa-se na Figura 5.44 que a maioria dos canais selecionados encontra-se localizada nas vizinhanças das bandas de absorção do  $\text{CO}_2$  (centradas em  $4,3 \mu\text{m}$  e  $15 \mu\text{m}$  ou  $2326 \text{ cm}^{-1}$  e  $667 \text{ cm}^{-1}$ , respectivamente). No entanto, na versão c-01 há uma diminuição no número de canais localizados nas vizinhanças da banda de absorção do  $\text{CO}_2$  em relação à versão b-30 (em  $4,3 \mu\text{m}$ ). Na região de  $15 \mu\text{m}$  observam-

se pequenas diferenças nas posições dos canais selecionados. A maioria dos canais utilizados para inferir perfis verticais de umidade encontra-se nas vizinhanças da banda de absorção do vapor d'água centrada em  $6,3 \mu\text{m}$  (Figura 5.45). Pequenas diferenças na localização de alguns canais são observadas entre as duas versões. Além disso, os resultados sugerem uma dificuldade do modelo de inversão da NASA em estimar parâmetros de superfície tais como a emissividade e a temperatura da superfície.

Outra diferença que deve ter afetado a qualidade desses resultados está relacionada a um ajuste estatístico (descrito no capítulo 3) realizado no procedimento de inversão. Nesse ajuste, os dados do sistema de sondagem AQUA devem ser consistentes com outras fontes de dados (no caso perfis TIGR). Espera-se que o ajuste estatístico permita remover diferenças sistemáticas entre as fontes de dados. É importante comentar que o ajuste estatístico foi aplicado apenas nos dados da versão c-01.

No entanto, mesmo com estes aprimoramentos, os erros encontrados nos perfis de temperatura e de umidade nas duas versões ainda não atingiram o nível de qualidade desejado de 1 K para o perfil de temperatura e, aproximadamente, 1 g/kg para o perfil de umidade como sugerido por Susskind (2003). Esse autor sugere que modificações, tanto na seleção de canais espectrais como no ajuste estatístico, ainda devem ser efetuadas no modelo de inversão da NASA a fim de aprimorar a qualidade do produto final.

No contexto da seleção de canais espectrais, é importante ressaltar que as versões b-30 e c-01 utilizam informações do sensor HSB. No entanto, com a falha mecânica apresentada por este sensor tem-se a perda dessa informação no processo de inversão. Para tentar minimizar essa perda de informação, os resultados discutidos na seção 5.4 sugerem a conveniência da inclusão dos canais AIRS selecionados como representativos do comportamento espectral dos canais HSB no processo de inversão. Note-se que os canais AIRS selecionados para simular a temperatura de brilho dos canais HSB (ilustrados nas Figuras 5.44 e 5.45 com barras pretas) não foram utilizados nas versões

b-30 e c-01. As informações desses canais podem contribuir na melhora da qualidade dos perfis inferidos.

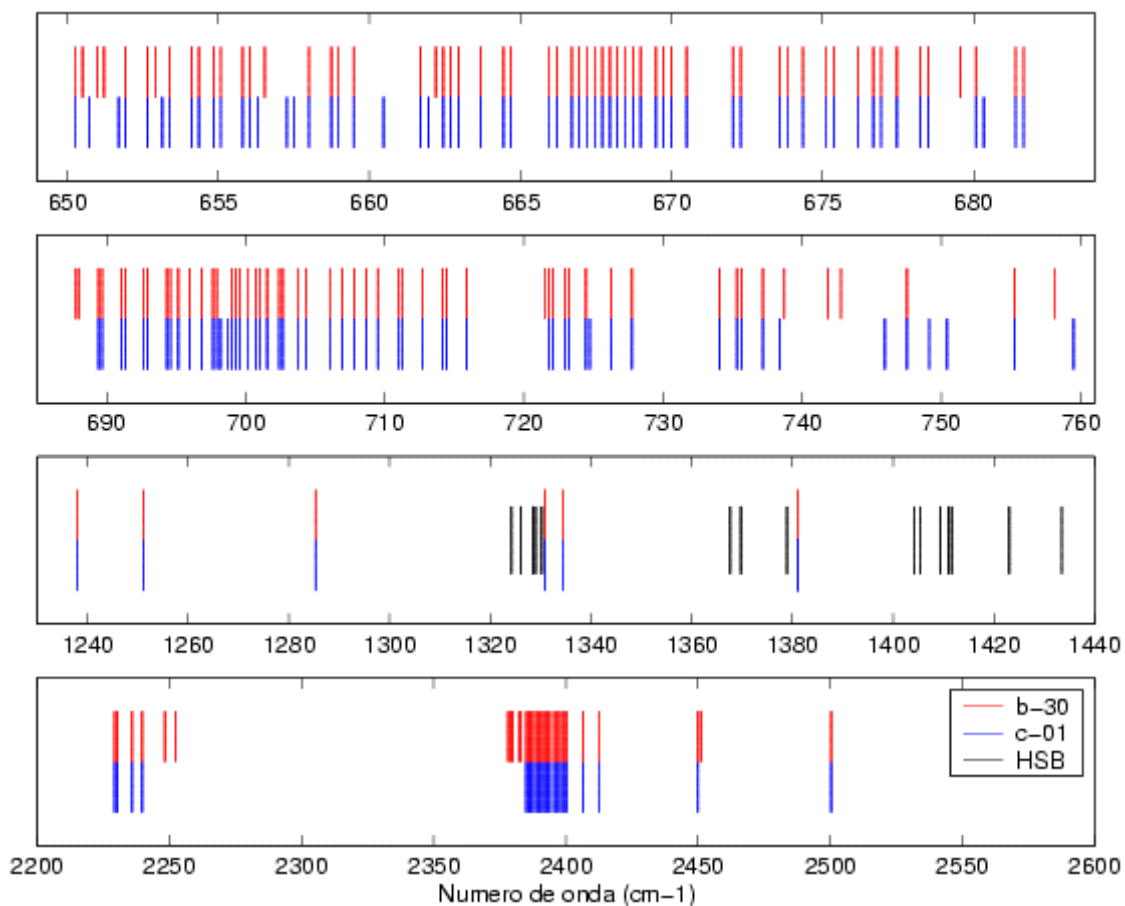


FIGURA 5.44 – Canais AIRS utilizados pelo modelo de inversão da NASA para inferir perfis verticais de temperatura nas versões b-30 (vermelho) e c-01 (azul), em conjunto com os canais selecionados para simular a temperatura de brilho dos canais HSB centrados em 183 GHz (preto).

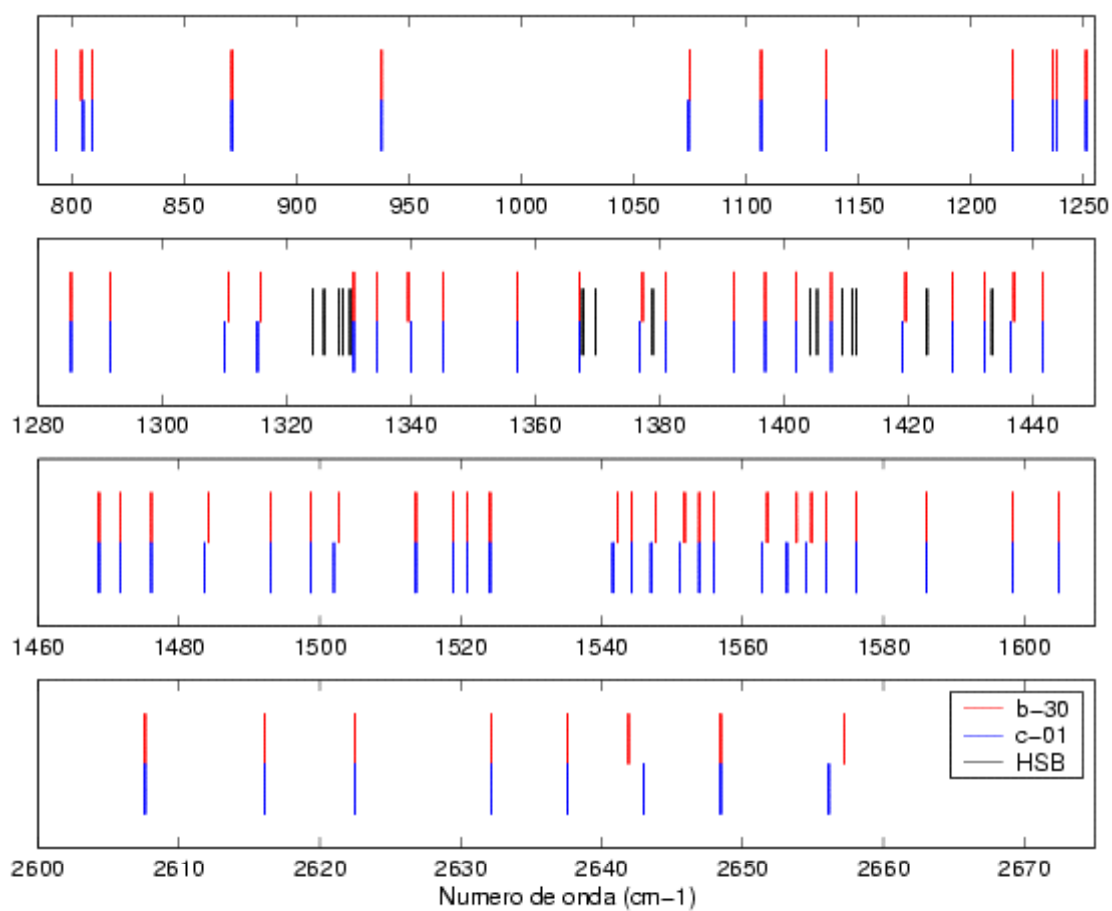


FIGURA 5.45 – Canais AIRS utilizados pelo modelo de inversão da NASA para inferir perfis verticais de umidade nas versões b-30 (vermelho) e c-01 (azul), em conjunto com os canais selecionados para simular a temperatura de brilho dos canais HSB centrados em 183 GHz (preto).

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Este trabalho teve por finalidade analisar o desempenho do sistema de sondagem AQUA (versão b-30) e do modelo ICI (versão 3.0) para recuperar perfis verticais de temperatura e umidade sobre a região Amazônica, particularmente sobre o estado de Rondônia, durante o experimento de campo “DRY-TO-WET AMC/LBA” realizado nos meses de setembro e outubro de 2002. Além disso, com a desativação do HSB buscou-se selecionar canais AIRS sensíveis ao vapor d’água que sejam representativos do comportamento espectral dos canais HSB sob condições de céu claro e simular a temperatura de brilho desses canais a partir de informações dos canais AIRS selecionados.

Quanto às análises de desempenho dos modelos de inversão observou-se que a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade sobre a região Amazônica pode ser melhor representada pelo modelo ICI e pelas análises do modelo de PNT do CPTEC do que pelo modelo da NASA (versões b-30 e c-01). Notou-se também que os maiores erros são encontrados na camada entre 1000 e 850 hPa. Para os três sítios analisados, o ICI e o modelo de PNT do CPTEC superestimam a temperatura nessa camada com valores não superiores a 2,5 K enquanto que o modelo de inversão da NASA subestima a temperatura em até 4 K no sítio de Ouro Preto d’Oeste. No caso da umidade para os três sítios analisados, os erros médios não ultrapassam 2 g/kg para os modelos ICI e de PNT do CPTEC, enquanto que os erros encontrados para o modelo da NASA atingem valores próximos de 5 g/kg. É interessante notar que o viés do ICI e do modelo de PNT são próximos. Isto sugere que a base de dados dinâmica utilizada pelo ICI pode estar enviesada pelos dados do modelo de PNT do CPTEC. Os perfis verticais de temperatura e de umidade estimados pelo modelo ICI atingiram níveis de qualidade dentro das especificações dos sensores, que prevêem erros de até 1,5 K para os perfis de temperatura e de 1,5 g/kg para os de umidade (ATOVS Technical Specification) e

compatíveis com os encontrados por Carvalho (2002). Por outro lado, os perfis recuperados pelo modelo de inversão da NASA nos sítios estudados estão abaixo do nível de qualidade desejado de 1 K para o perfil de temperatura e, aproximadamente, 1 g/kg para o perfil de umidade (Susskind, 2003).

Um fator importante que influencia diretamente a qualidade dos perfis recuperados é a seleção de canais espectrais ótimos no procedimento de inversão, particularmente para o modelo da NASA (que utiliza apenas alguns dos 2378 canais disponíveis do AIRS). Os resultados analisados neste trabalho sugerem que o conjunto de canais AIRS selecionados no processo de inversão pode não ser o ideal para ser aplicado sobre a região tropical continental, em particular sobre a região Amazônica. Além disso, vale ressaltar que a base de dados iniciais (“first-guess”) utilizada pelo modelo de inversão da NASA para inferir os perfis atmosféricos (versão b-30) foi uma base de perfis climatológicos (TIGR). Com a utilização de uma base de dados inicial criada a partir de perfis atmosféricos das análises de modelos de PNT pode-se esperar uma melhora nesses resultados.

Quanto à seleção de canais AIRS representativos do comportamento espectral dos canais HSB, os resultados sugerem que é possível encontrar canais AIRS, localizados na banda de absorção do vapor d’água, que sejam representativos do comportamento espectral dos canais HSB. No entanto, apesar de existir um grande número de canais AIRS que podem ser representativos, as informações contidas nesses canais são redundantes sugerindo que um pequeno número de canais é suficiente para representar o comportamento espectral dos canais HSB com mínima perda de informação. Além disso, as análises teóricas mostraram que o comportamento espectral para os canais AIRS selecionados e os canais 2 e 3 do HSB não são afetados quando se consideram: dois diferentes ângulos de visada, ou diferentes faixas de latitude. No entanto, para o canal 4 do HSB observou-se uma ligeira diferença entre os jacobianos calculados para os canais de ambos os sensores (AIRS e HSB), particularmente quando diferentes latitudes foram consideradas nas análises. Assim, é possível utilizar informações de

canais AIRS para simular a temperatura de brilho dos canais HSB centrados em 183 GHz, preferencialmente sobre a faixa tropical.

As simulações de temperatura de brilho para o canal 4 do HSB podem apresentar maiores erros à medida que os pixels utilizados nas simulações se distanciam da faixa tropical. Os melhores resultados são encontrados para as simulações do canal 3 do HSB, os quais estão associadas à maior semelhanças entre os jacobianos do vapor d'água para ambos sondadores. Isso pode estar associado à distribuição espacial do vapor d'água, pois à medida que o pixel se distancia do equador a concentração de vapor d'água na atmosfera tende a diminuir e com isso as propriedades da superfície, como a emissividade e a temperatura, passam a influenciar a radiância no topo da atmosfera, como mostram as análises com o RTTOV-7. Isso dificulta a simulação da temperatura de brilho fora da faixa tropical. Os resultados encontrados estão em acordo com os obtidos por Carvalho (2002) a partir do RTTOV-6 (dados NOAA-15). Além disso, conclui-se que não é preciso utilizar um grande número de canais AIRS para simular a temperatura de brilho dos canais HSB e que as simulações podem ser aplicadas sobre áreas continentais. Neste contexto, podem-se utilizar as temperaturas de brilho simuladas para inferir perfis verticais de temperatura e umidade.

Os perfis verticais de temperatura e umidade inferidos a partir das informações de temperatura de brilho simuladas pelo AIRS, sobre cada um dos três sítios estudados (Guajará-Mirim, Porto Velho e Ouro Preto), mostraram que o ICI operacional recupera satisfatoriamente a estrutura vertical da atmosfera em termos de temperatura e umidade apresentando maiores diferenças próximo à superfície. Mesmo usando apenas as informações dos canais em microondas (AMSU-A/HSB) no procedimento de inversão, os perfis de temperatura inferidos utilizando os bancos CLASS1 e TIGR apresentaram resultados similares que tendem a acompanhar o perfil da radiossonda. No caso do perfil de umidade, a utilização de um banco regional como o CLASS1 contribuiu na melhora dos resultados, particularmente na baixa troposfera, se comparados com os do banco TIGR. É importante comentar que as diferenças nos horários das passagens dos satélites

NOAA-16 e do AQUA e nos horários das radiossondas podem ter contribuído na qualidade dos resultados, principalmente, próximos à superfície. Assim, é possível recuperar perfis verticais de temperatura e umidade utilizando as temperaturas de brilho simuladas pelos canais AIRS para pixels livres de nuvem. Além disso, podem-se esperar melhores resultados com o ICI no modo dinâmico e quando incluídas as informações de canais no infravermelho. Os resultados encontrados estão de acordo com os apresentados por Carvalho (2002) e Macedo (2003).

Comparando-se o desempenho das versões b-30 e c-01 para recuperar perfis verticais de temperatura e umidade, sobre a região Amazônica no sítio de Guajará-Mirim (Rondônia), observou-se que os EMQ encontrados para temperatura são praticamente os mesmos nas duas versões analisadas, com maiores valores localizados entre 1000 e 850 hPa. Em relação ao viés, observou-se uma ligeira melhora na qualidade das sondagens na versão c-01 para os níveis acima de 900 hPa. No entanto, abaixo desse nível os perfis verticais de temperatura mostraram desvios ainda maiores do que os apresentados pela versão b-30, persistindo a tendência de subestimar a temperatura na baixa troposfera com erros superiores a 5 K (1000 hPa). No caso da umidade, os EMQ continuam similares nas duas versões estudadas, com erros da ordem de 2 g/kg próximo à superfície. Por outro lado, apesar de persistir a tendência em subestimar a umidade nos níveis abaixo de 800 hPa, observou-se uma melhora no erro médio dos perfis de umidade na versão c-01.

Entre os fatores que podem ter contribuído para as diferenças nos resultados das duas versões observadas citam-se: o ajuste estatístico realizado no procedimento de inversão (apenas na versão c-01) e a seleção de canais espectrais. De maneira geral, analisando os canais espectrais utilizados nas duas versões para inferir perfis de temperatura, observou-se que a maioria dos canais selecionados encontra-se localizada nas vizinhanças das bandas de absorção do CO<sub>2</sub> (centradas em 4,3  $\mu\text{m}$  e 15  $\mu\text{m}$ ). No entanto, na versão c-01 há uma diminuição no número de canais localizados nas vizinhanças da banda de absorção do CO<sub>2</sub> (em 4,3  $\mu\text{m}$  ou 2349  $\text{cm}^{-1}$ ) em relação à



versão b-30. Na região de 15  $\mu\text{m}$  observam-se pequenas diferenças nas posições dos canais selecionados. No caso dos perfis verticais de umidade, os canais utilizados concentram-se nas vizinhanças da banda de absorção do vapor d'água centrada em 6,3  $\mu\text{m}$ . Pequenas diferenças na localização de alguns canais são observadas entre as duas versões.

No entanto, mesmo com estes aprimoramentos, os erros encontrados nos perfis de temperatura e de umidade nas duas versões ainda não atingiram o nível de qualidade desejado de 1 K para o perfil de temperatura e, aproximadamente, 1 g/kg para o perfil de umidade como sugerido por Susskind (2003). Esse autor sugere que modificações, tanto na seleção de canais espectrais como no ajuste estatístico, ainda devem ser efetuadas no modelo de inversão da NASA a fim de aprimorar a qualidade do produto final.

É importante ressaltar que as versões b-30 e c-01 utilizam informações do sensor HSB. No entanto, com a falha mecânica apresentada por este sensor tem-se a perda dessa informação no processo de inversão. Para tentar minimizar essa perda de informação, sugere-se a inclusão dos canais AIRS selecionados como representativos do comportamento espectral dos canais HSB no processo de inversão. Ressalta-se ainda que os canais AIRS selecionados para simular a temperatura de brilho dos canais HSB (ilustrados nas Figuras 5.44 e 5.45) não foram utilizados nas versões b-30 e c-01. As informações desses canais podem contribuir na melhora da qualidade dos perfis inferidos, particularmente na ausência de dados do sensor HSB.

As sugestões de trabalhos futuros são:

- Realizar uma análise da qualidade de sondagens remotas para outras regiões do Brasil a partir dos modelos de inversão ICI (dados NOAA-16) e da NASA (dados AQUA) e utilizar diferentes conjuntos de canais no processo de inversão;

- Regionalização dos coeficientes de regressão uma vez que as simulações de temperaturas de brilho para os canais HSB são melhores sobre a região tropical. Além disso, utilizar dados AIRS para diferentes estações do ano a fim de eliminar possíveis diferenças sazonais;
- Com relação às possíveis diferenças de até 3 K na simulação de temperatura de brilho, analisar o impacto nos perfis atmosféricos recuperados e a melhor combinação de canais AIRS para reduzir essas diferenças;
- Seria interessante adaptar ou modificar o modelo ICI para utilizar as informações das temperaturas de brilho simuladas para os canais do HSB (a partir de dados AIRS), bem como as informações da unidade AMSU-A (AQUA);
- Finalmente, como este trabalho resulta da cooperação entre as equipes da NASA e do CPTEC, envolvidas no projeto AQUA (AIRS/AMSU/HSB), é importante estreitar a cooperação entre essas equipes a fim de viabilizar a instalação do modelo de inversão da NASA na DSA. Ressalta-se ainda que os dados do satélite AQUA sobre o Brasil encontram-se disponíveis nessa divisão. Neste contexto, novos estudos de desempenho do sistema de sondagem AQUA podem ser realizados incluindo, no processo de inversão, as informações dos canais AIRS que são representativas do comportamento espectral dos canais HSB.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aumann, H. H. and Miller, C. Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) on the Earth Observing System. In: Fujisada, H. Sweeting, M. N. (eds). **Advanced and next-generation satellites.** , v.2583, n.6, p. 332-343, 1995. (Proceeding of the SPIE Meeting).
- Aumann, H. H. and Pagano, R. J. Atmospheric Infrared Sounder on the Earth Observing System. **Optical Engineering**, v.333, n.3, p.776-784, 1994.
- Aumann, H. H.; Gregorich, D. T.; Gaiser, S. L.; Hagan, D. F.; Pagano, T. S.; Strow, L. L.; Ting, D. **AIRS level 1B algorithm theoretical basis document (ATBD) Part I - Infrared Spectrometer.** Washington-DC: NASA, 2000. 236p.  
Disponível em: <[eosps0.gsfc.nasa.gov/eos\\_home-page/for\\_scientits/atbd.php](http://eosps0.gsfc.nasa.gov/eos_home-page/for_scientits/atbd.php)>  
Acesso em: outubro 2000.
- Aumann, H. H.; Chahine, M. T.; Gautier, C.; Goldberg, M. D.; Kalnay, E.; McMillin, L. M.; Revercomb, H.; Rosenkranz, P. W.; Smith, W. L.; Staelin, D. H.; Strow, L. L.; Susskind, J. AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: design, science objectives, data products and processing systems. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41, n.2, p. 253-264, 2003.
- Barnet, C. D. and Susskind, J. Simulations studies of advanced infrared and microwave sounders. In: Integrated Program Office/Sounder Operational Algorithm Meeting, (IPO/SOAT), 03 – 06 March, Washington-DC.  
**Proceedings...** Washington-DC: IPO/SOAT, 1999.
- Carvalho, J. C. **Inferência de perfis verticais de temperatura utilizando uma técnica iterativa implícita de inversão.** 1998. 102 p. (INPE-7228-TDI/682).

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1998.

Carvalho, J. C. **Modelagem e análise de sondagens remotas sobre o Brasil utilizando-se o sistema ICI**. 2002. 217 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.

Chahine, M. T. Determination of the temperature profile in an atmosphere from its outgoing radiance. **Journal of the Optical Society of America**, v.58, p. 1634-1637, 1968.

Chahine, M. T. Inverse problems in radiative transfer: Determination of atmospheric parameters, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.27, p. 960-967, 1970.

Chahine, M. T. Remote sounding of cloudy atmospheres. I: The single cloudy layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.31, p. 233-243, 1974.

Chahine, M. T. Remote sounding cloudy atmospheres. II: Multiple cloud formations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.34, p. 744-757, 1977.

Chahine, M. T.; Aumann, H.; Goldberg, M.; McMillin, L.; Rosenkranz, P.; Staelin, D.; Strow, L.; Susskind, J. **AIRS Algorithm Theoretical Basis Document - AIRS-Team Retrieval For Core Products and Geophysical Parameters**. Washington-DC: NASA, 1999. 275 p. Disponível em: [eosps0.gsfc.nasa.gov/eos\\_home-page/for\\_scientists/atbd2.php](http://eosps0.gsfc.nasa.gov/eos_home-page/for_scientists/atbd2.php) Acesso em: dezembro 1999.

Chahine, M. T.; Gunson, M.; Aumann, H.; Strow, L.; Hagan, D. et al. **AIRS Algorithm Theoretical Basis Document - the AIRS team science data validation**

plan. Washington-DC: NASA, 2000. 146 p. Disponível em:  
<[eospsso.gsfc.nasa.gov/eos\\_home-page/for\\_scientists/atbd3.php](http://eospsso.gsfc.nasa.gov/eos_home-page/for_scientists/atbd3.php)> Acesso em: junho  
2000.

Chandrasekhar, S. **Radiative transfer**. New York: Elsevier, 1969. 346p.

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**, v.24, n.2, p. 128-143, 1985.

Clough, S. A.; Kneizys, F.; Anderson, G. P.; Shettle, E.; Chtwynd, J. H.; Abreu, L.  
W. FASCOD3 Spectral Simulation. In: International Radiation Symposium,  
(IRS'88), 18-24 August 1988, Lille, France. **Proceedings...** Lille: IRS, 1988.

Cuomo, V.; Rizzi, R. and Serio, C. An objective and optimal estimation approach to  
cloud-clearing for infrared sounder measurements. **International Journal of  
Remote Sensing**, v.14, n.17, p. 729-743, 1993.

English, S. J.; Jones, D. C.; Dibben, P. C.; Renshaw, R. J.; Eyre, J. R. The impact of  
cloud and precipitation on ATOVS soundings. In: International TOVS Study  
Conference, 10. (ITSC), 27 January – 02 February 1999, Bolder, Colorado USA.  
**Proceedings...** Bolder: ITSC, 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**, v.126, n. 569, p. 2911-2931, 2000.

Eyre, J. R. and Woolf, H. M. Transmittance of atmospheric gases in the microwave region: a fast model. **Applied Optics**, v.27, n. 15, p. 3244-3249, 1988.

Eyre, J. R. Inversion of cloudy satellite sounding radiances by nonlinear optimal estimation. I: Theory and simulation for TOVS. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.115, n.489, p. 1001-1026, July 1989a.

Eyre, J. R. Inversion of cloudy satellite sounding radiances by nonlinear optimal estimation. II: Application of TOVS data. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.115, n. 489, p. 1027-1038, July 1989b.

Eyre, J. R. The information content of data from satellite sounding systems: A simulation study. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.124, n. 550, p. 2176-2176 Part B Jul 1998.

Eyre, J. R. **A fast radiative transfer model for satellite soundings system**. Reading: ECMWF, 1991, 86 p. (ECMWF Technical Memorandum/176).

Ferreira, M. E. **Algoritmos em três dimensões para inferência de perfis de temperatura e umidade a partir de radiâncias obtidas pelo VAS**. 1987. 196 p. (INPE-4104-TDL/258). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1987a.

Ferreira, N. J. **Large Scale Features of the Atmospheric Water Vapor Transport over the Amazon Region**. 1987. 187 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - University of Wisconsin, Madison, Estados Unidos da América, 1987b.

Fishbein, E.; Farmer, C. B.; Granger, S. L.; Gregorich, D. T.; Gunson, M. R.; Hannon, S. E.; Hofstadter, M. D.; Lee, S. Y.; Leroy, S. S.; Strow, L. L.

Formulation and validation of simulated data for the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41, n.2, p. 314-329, 2003.

Fleming, H. E and McMillin, L. M. Atmospheric transmittance of an absorbing gas 2: computationally fast and accurate transmittance model for slant paths at different zenith angles. **Applied Optics**, v.16, p. n.5, 1366-1370, 1977.

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.; Wolf, H. Radiance and Jacobian intercomparison of radiative transfer models applied to HIRS and AMSU channels. **Journal of Geophysical Research**, v.106, n.D20, p. 24017-24031, Oct, 2001.

Goldberg, M. D.; Qu, Y.; McMillin, L. M.; Wolf, W.; Zhou, L. and Divakarla, M. AIRS near-real-time products and algorithms in support of numerical weather prediction. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41, n.2, p. 379-389, 2003.

Hannon, S.; Strow, L. L. and McMillan W. W. Atmospheric infrared fast transmittance models: A comparison of two approaches. In: Hays, P. B. ; Wang, J. (eds). **Optical Spectroscopic Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research II**. v.2830, p. 94-105, 1996. (Proceeding SPIE conference).

Hartmann, D. L. **Global physical climatology**. New York: Academic Press, 1994. 411p.

Hayden C. M.. OES-VAS simultaneous temperature-moisture retrieval algorithm. **Journal of Applied Meteorology**, v.27, N. 6, p. 705-733, 1988.

- Hofstadter, M.; Aumann, H.; Manning, E.; Gaiser, S.; Gautier, C.; Yang, S. **AIRS Algorithm Theoretical Basis Document**. Level 1b, Part 2: visible/near infrared channels, Version 2.2, Nov. 2000. (JPL D-17004).
- Jackson, J. E. **A User's guide to principal components**. New York: Wiley, 1991. 569 p.
- Kakar, R. K. Retrieval of clear sky moisture profiles using the 183 GHz water vapor line. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.22, n. 7, p. 1282-1289, 1983.
- Kakar, R. K. and Lambrechtsen, B. H. A statistical correlation method for the retrieval of atmospheric moisture profiles by microwave radiometry. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.23, . 7, p.1110-1114, 1984.
- Kaplan, L.D. Inferences of atmospheric structures from satellite remote radiation measurements, **Journal of the Optical Society of America**, v. 49, p. 1004, 1959.
- Klaes, K. D. ATOVS data processing in Europe. In: International TOVS Study Conference, 9. (ITSC), 20-26 Febr. 1997, Igls, Austria. **Proceedings ...** Igls: ITSC, 1997.
- Klaes, K. D; Schraidt, R. The European ATOVS and AVHRR Processing Package (AAPP) Development. In: International TOVS Study Conference, 10. (ITSC), 27 Jan. – 02 Febr.1999, Bolder, Colorado. **Proceedings...** Boulder, ITSC, 1999.
- Kummerow, C.; Wienman, D. Determining microwave brightness temperatures from precipitating horizontally finite and vertically structured clouds. **Journal of Geophysical Research**, v.93, n.20, p. 3720-3728, 1988.



- Kummerow, C.; Barnes, W.; Kozu, T.; Shiue, J.; Simpson, J. The tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.15, n.03, p. 808-816, 1998.
- Kuo, C. C.; Staelin, D. H. ; Rosenkranz, P. W. Statistical iterative scheme for estimating atmospheric relative humidity profiles. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.32, n. 2, p. 254-260, 1994.
- King, J. I. F. The radiative heat transfer of planet Earth. In: Van Allen, J. A.. (ed). **Scientific uses of earth satellites**. Ann arbor: The University of Michigan Press, p. 133-136, 1956.
- Lambrigtsen, B. H. and Calheiros, R. V. The humidity sounder for Brazil – An international partnership. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41, n.2, p. 352-361, 2003.
- Lavanant, L.; Brunel, P.; Rochard, G.; Labrot, T.; Pochic, D. Current Status for the ICI Retrieval Scheme. In: International TOVS Study Conference, 9. (ITSC), 20-26 February 1997, Igls, Austria. **Proceedings...** Igls: ITSC, 1997.
- Lavanant, L.; Brunel, P.; Rochard, G.; Labrot, T. NOAA15 Soundings profiles retrieved with the ICI scheme. In: International TOVS Study Conference, 10. (ITSC), 27 January - 02 February 1999, Bolder, Colorado. **Proceedings...** Boulder: ITSC, 1999.
- Lerner, J. A.; Weisz, E.; Kirchengast, G. Temperature and humidity retrieval from simulated infrared atmospheric sounding interferometer (IASI) measurements. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D14, p.1-11, 2002.

- Lima, W. F. A. e Ceballos, J. C. Sondagens remotas TOVS na Amazônia: uma comparação com perfis medidos durante o experimento AMCWET LBA. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2002a. 1CD-ROM.
- Lima, W. F. A.; Ceballos, J. C.; Macedo, S. R.; Santuci, L. G. B. Sondagens TOVS e ATOVS: uma comparação entre resultados do ITPP-5 e do ICI. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2002b. 1CD-ROM.
- Liou, K. **An introduction to atmospheric radiation**. New York: Academic Press, 1980. 392p.
- 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. In: International TOVS Study Conference, 10. (ITSC), 27 January - 02 February 1999, Bolder, Colorado. **Proceedings...** Boulder: ITSC, 1999.
- Macedo, S. R. **Um estudo das sondagens do ICI (Inversion Coupled Imager) mediante o processamento de perfis atmosféricos brasileiros**. 2003. 109 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.
- McMillin, L. M. and Fleming, H. E. Atmospheric transmittance of an absorbing gas: computationally fast and accurate transmittance model for absorbing gases with constant mixing ratios in inhomogeneous atmospheres. **Applied Optics**, v.15, n.2, p. 358-363, 1976.

- McMillin, L. M.; Phillips M.; Gruber, A.; Wark, D. An evaluation of early operational temperature sounding from TIROS-N. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.60, n.10, p. 1167-1187, 1979.
- McMillin, L. M.; Crone, L. J.; Goldberg, M. D. and Kleespies, T. J. Atmospheric transmittance of an absorbing gas 4: OPTRAN. **Applied Optics**, v.34, n.27, p. 6269-6274, Sep. 1995a.
- McMillin, L. M.; Crone, L. J. and Kleespies, T. J. Atmospheric transmittance of an absorbing gas 5: Improvements to the OPTRAN approach. **Applied Optics**, v.34, n.27, p. 8396-8399, Dec. 1995b.
- Meeks, M. L.; Lilley, A. E. The microwave spectrum of oxygen in the earth's atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v.68, n.5, p. 1683-1703, 1963.
- Menzel, W. P. Application of GOES-9/9 soundings to weather forecasting and nowcasting. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.9, n.8, p. 2059-2077, 1998.
- Morse, P.; Bates, J.; Miller, C. R.; Chahine, M. T., O'Callaghan, F. ; Aumann, H. ; Karnik, A. R. Development and test of the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) for the NASA Earth Observing System (EOS). In: Fujisada, H.; Lurie, J. B. (eds). **Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites III**, v.3870, p. 281-292, 1999. (Proceeding of the SPIE Meeting).
- Motteler, H. E. **RTP Format Specification and User's Guide – Version 1.05**. Baltimore: UMBC, 2002, 34 p. Disponível em:  
<[www.umbc.edu/pub/motteler/HDF/rtpspec.html](http://www.umbc.edu/pub/motteler/HDF/rtpspec.html)> Acesso em: 03 jun. 2002.

- Njoku, E. G. Passive microwave remote sensing of the Earth from space - A review. **Proceedings of the IEEE**. v.70, n.7, p. 728-750, 1982.
- Nogueira, J. L. M. **Impacto das imagens AVHRR na classificação de padrões de nebulosidade utilizando o modelo ITPP5.0**. 1998. 117 p. (INPE-7118-TDI/670).  
Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos, 1998.
- Parkinson, C. L.; Greenstone, R. **EOS data products hand-book**. Greenbelt: NASA Goddard Space Flight Center, v.2, p. 1-253, 2000.
- Parkinson, C. L. Aqua: an Earth-Observing satellite mission to examine water and other climate variables. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41, n.2, p. 173-183, 2003.
- Rodgers, C. D. **Satellite infrared radiometer**: a discussion of inversion methods. Oxford: Univ. Oxford Clarendon Lab. Mem., n.66.13, 1966.
- Rodgers, C. D. Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.14, n.2, p. 609-624, 1976.
- Rodgers, C. D. Information content and optimization of high spectral resolution remote measurements. **Advanced Space Research**, v.21, n.3, p. 361-367, 1998.
- Rosenkranz, P. W.; Komichak, M. J.; Staelin, D. H. A method for estimation of atmospheric water vapor profiles by microwave radiometry. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.21, n.6, p. 1364-1370, 1982.

- Rosenkranz, P. W. A rapid atmospheric transmittance algorithm for microwave sounding channels. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.33, n.5, p. 1135-1140, 1995.
- Rosenkranz, P. W. Retrieval of temperature and moisture profiles from AMSU-A and AMSU-B measurements. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.39, n.11, p. 2429-2435, 2001.
- Rothman, L. S.; et al. The HITRAN Molecular Database: editions 1991 and 1992. **Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer**, v.48, n.2, p. 469-507, 1992.
- Sakuragi, J. **Sondagens TOVS: Impacto na análise sinótica entre 18 e 19 de março de 1991 na região sul e sudeste do Brasil**. 1992. 126 p. (INPE-5497-TDI/512). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1992.
- Saunders, R.; Matricardi, M.; Brunel, P. An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, v.125, n.5, p. 1407-1425, 1999.
- Schaerer, G. and Wilheit, T. T. A passive microwave technique for profiling of atmospheric water vapor. **Radio Science**, v.14, n.3, p. 371-375, 1979.
- 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**, v. 80, n. 12, p. 2679-2702, 1999.

- Shelton, W. **Exploração espacial americana: a primeira década.** Rio de Janeiro: Companhia Editora Americana, 1971. 235p.
- Simpson, J.; Adler, R. F.; North, G. R. A Proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.69, n. 03, p. 278–278, 1988.
- Smith, W. L. An improved method for calculating tropospheric temperature and moisture from satellite radiometer measurements. **Monthly Weather Review**, v.96, n. 6, p. 387-396, 1968.
- Smith, W. L. Iterative solution of the Radiative Transfer Equation for the temperature and absorbing gas profile of an atmosphere. **Applied Optics**, v.9, n.9, p. 1993-1999, 1970.
- Smith, W. L.; Woolf, H. M.; Jacob, W. J. A regression method for obtaining real-time temperature and geopotential height profiles from satellite spectrometer measurements and its application to Nimbus 3 SIRS observations. **Monthly Weather Review**, v.98, n.2, p. 582-603, 1970.
- Smith, W. L.; Woolf, H. M. The Use of Eigenvectors of Statistical Covariances Matrices for Interpreting Satellite Sounding Radiometer Observations. **Journal of Atmospheric Science**, v.33, n.5, p. 1127-1140, 1976.
- Smith, W. L.; Woolf, H. M.; Hayden, C. M.; Wark, D. Q.; McMillin, L. M. The TIROS-N Operational Vertical Sounder. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.60, n.5, p. 1177-1187, 1979.

Smith, W. L. Atmospheric sounding from satellites - false expectation or the key to improved weather prediction? **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.117, n.1, p. 267-297, 1991.

Smith, W. L.; Woolf, H. M.; Nieman, S. J.; Achtor, T. H. ITPP-5- the use of AVHRR and TIGR in TOVS data processing. In: International TOVS Study Conference, 9. (ITSC), 14-20 February 1993, Igls, Austria. **Proceedings...** Igls: ITSC, 1993.

Strow, L. L.; Hannon, S. E.; Souza-Machado, S.; Motteler, H. Validation of the AIRS Radiative Transfer Algorithm Using ECMWF Data fields. In: The European Symposium on Aerospace Remote, (SPIE/EUROPTO), 22-25 September 2002. Crete, Greece. **Proceedings of the European Symposium on Aerospace Remote**, Crete: SPIE/EUROPTO, 2002a.

Strow, L. L.; Hannon, S. E.; Motteler, H.; Souza-Machado, S.; Souza, R. A. F.; Leblanc, L. **The AIRS Forward Model: Validation & In-Orbit RTA**. Baltimore: UMBC, 2002b. 45 p. Disponível em: <[http://www-airs.jpl.nasa.gov/publications/meeting\\_archives.html](http://www-airs.jpl.nasa.gov/publications/meeting_archives.html)> Acesso em: 5 setembro 2002.

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**, v.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**, v.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**, v.12, n.12, p. 3419–3442, 1999c.
- Susskind, J.; Rosenfield, J.; Reuter, D. An accurate radiative transfer model for use in the direct physical inversion of HIRS and MSU temperature sounding data. **Journal Geophysical Research**, v.88, n.15, p. 8550-8568, 1983.
- Susskind, J.; Rosenfield, J.; Reuter, D.; Chahine, M. T. Remote sensing of weather and climate parameters from HIRS/MSU on TIROS-N. **Journal Geophysical Research**, v.89, n.6, p. 4677-4697, 1984.
- Susskind, J.; Barnet, C.; Blaisdell, J. Determination of atmospheric and surface parameters from simulated AIRS/AMSU/HSB sounding data: Retrieval and cloud clearing methodology. **Advanced Space Research**, v.21, n.3, p. 369-384, 1998.
- Susskind, J.; Barnet, C.; Blaisdell, J. Retrieval of atmospheric and surface parameters from AIRS/AMSU/HSB data in the presence of clouds. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.41, n.2, p. 390-409, 2003.
- Susskind, J. Early results from AIRS/AMSU/HSB. In: Conference on Remote Sensing and Space Technology, (SPIE), 3- 8 August 2003, San Diego, California. **Proceedings ...San Diego: SPIE**, 2003.
- Teixeira, R. F. Algumas comparações preliminares de sondagem TOVS com radiossondagens do experimento EMAS-I. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9. 1996, Campos do Jordão. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1996a. 1CD-ROM.



Teixeira, R. F. Algumas intercomparações: sondagens TOVS e radiossondagem convencional sobre Fortaleza-CE , e pelas versões 4 e 5 do ITPP. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9. 1996, Campos do Jordão. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1996b. 1CD-ROM.

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

Wang, J. R.; King, J. L.; Wilheit, T. T.; Szejwach, G.; Gesell, L. H.; Niemann, R. A.; Niver, D. S.; Krupp, B. M. and Gagliano, J. A. Profiling atmospheric water vapor by microwave radiometry. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.22, n.2, p. 779-788, 1983.

Wark, D.Q., and H.E. Fleming. Indirect measurements of atmospheric temperature profiles from satellites: Introduction. **Monthly Weather Review**, v.94, n.1, p. 351-362, 1966.

Wark, D. Q.; Hillery, D. T. Atmospheric temperature: A successful test of remote probing. **Science**, v.165, n.7, p. 1256-1258, 1969.

Wilks, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. San Diego, CA: Academic Press, 1995.

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. In: International TOVS Study Conference, 10. (ITSC), 27 January - 02 February 1999, Boulder, Colorado. **Proceedings...** Boulder: ITSC, 1999.



## APÊNDICE A

### PERFIS VERTICAIS MÉDIOS DE TEMPERATURA E UMIDADE

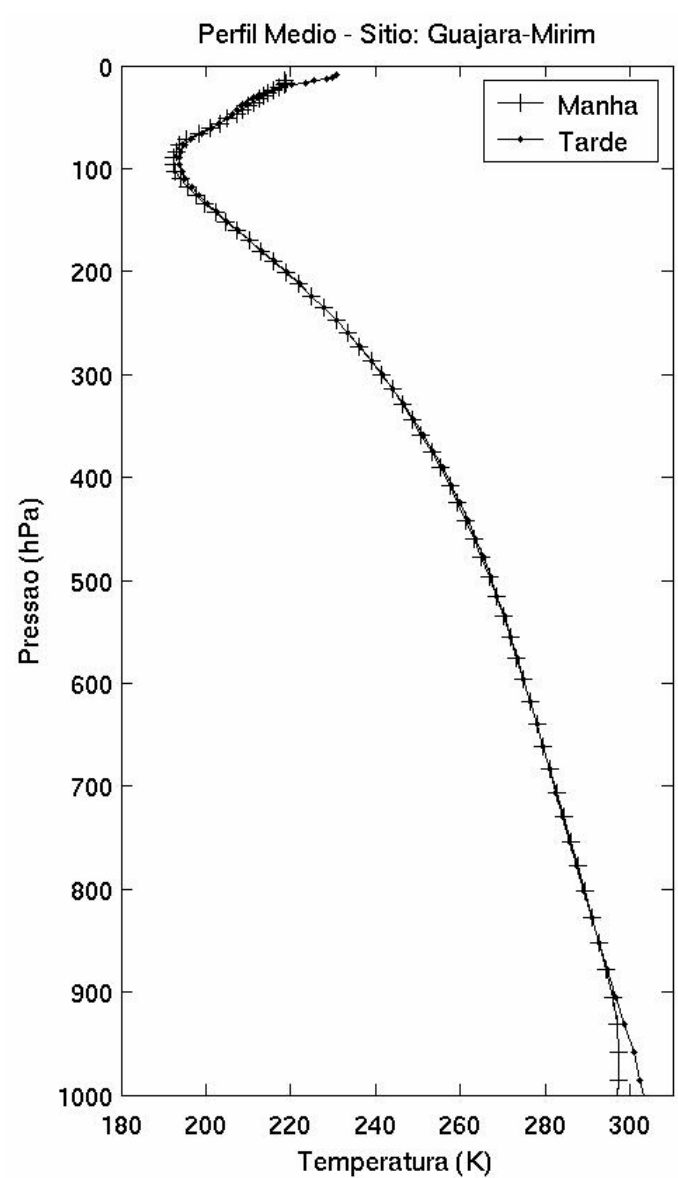


Figura A.1 - Perfis médios de temperatura para as radiossondagens de Guajará-Mirim para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.

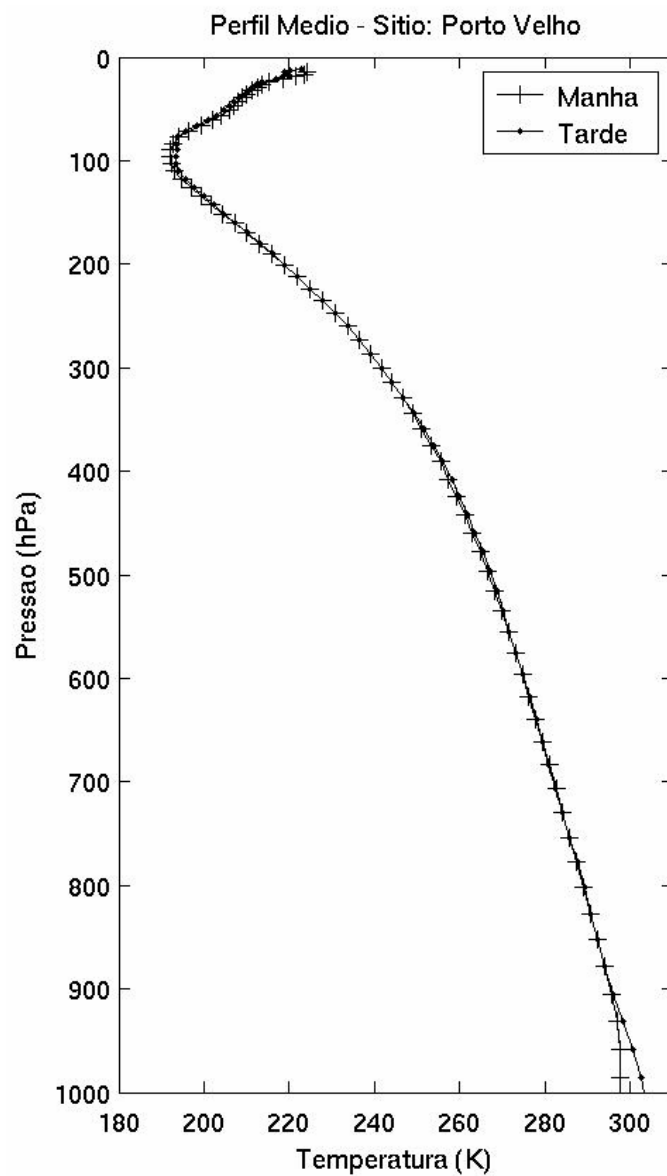


Figura A.2 - Perfis médios de temperatura para as radiossondagens de Porto Velho para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.

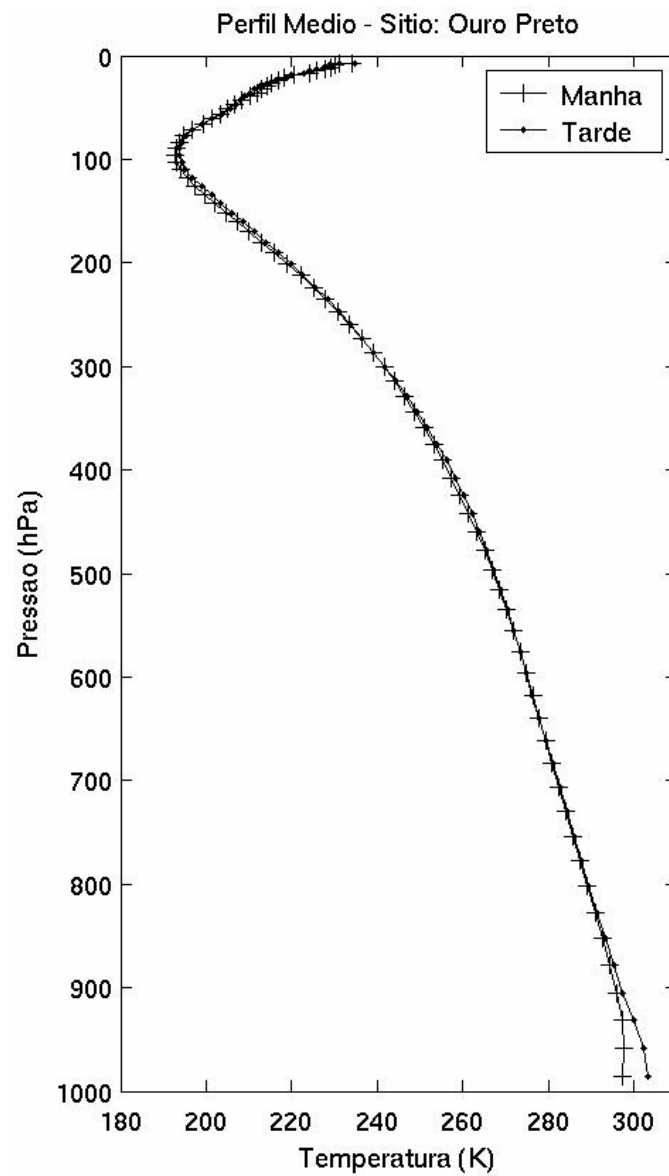


Figura A.3 - Perfis médios de temperatura para as radiossondagens de Ouro Preto d'Oeste para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo "DRY TO WET-LBA".

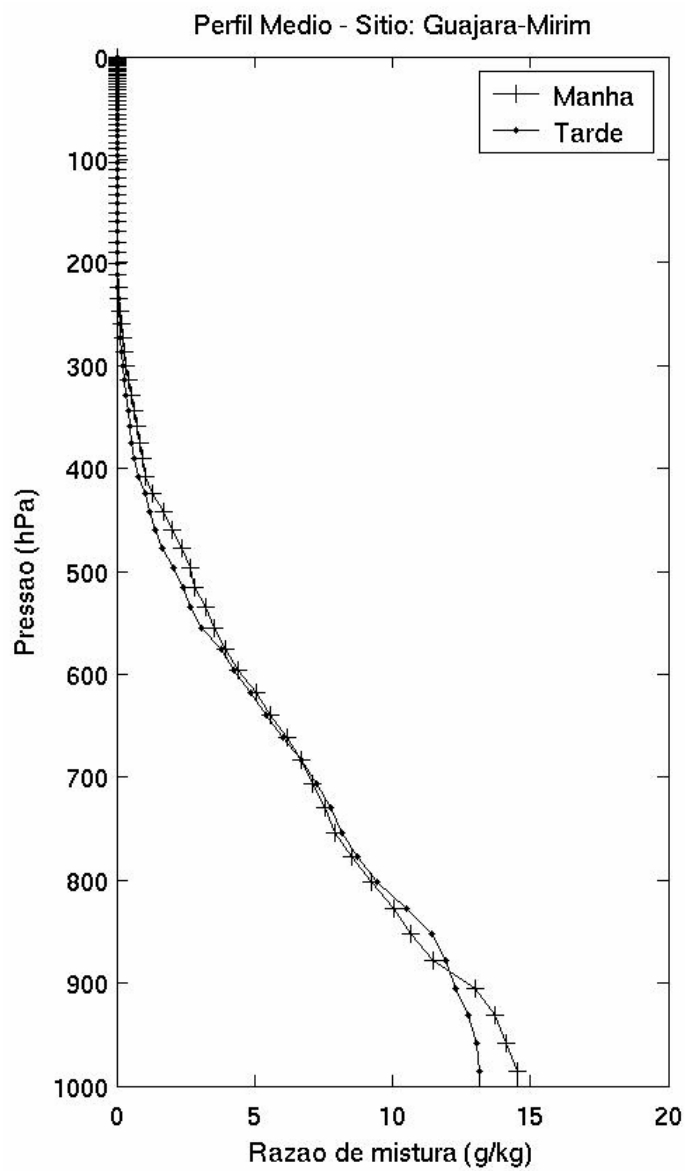


Figura A.4 - Perfis médios de umidade para as radiossondagens de Guajará-Mirim para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.

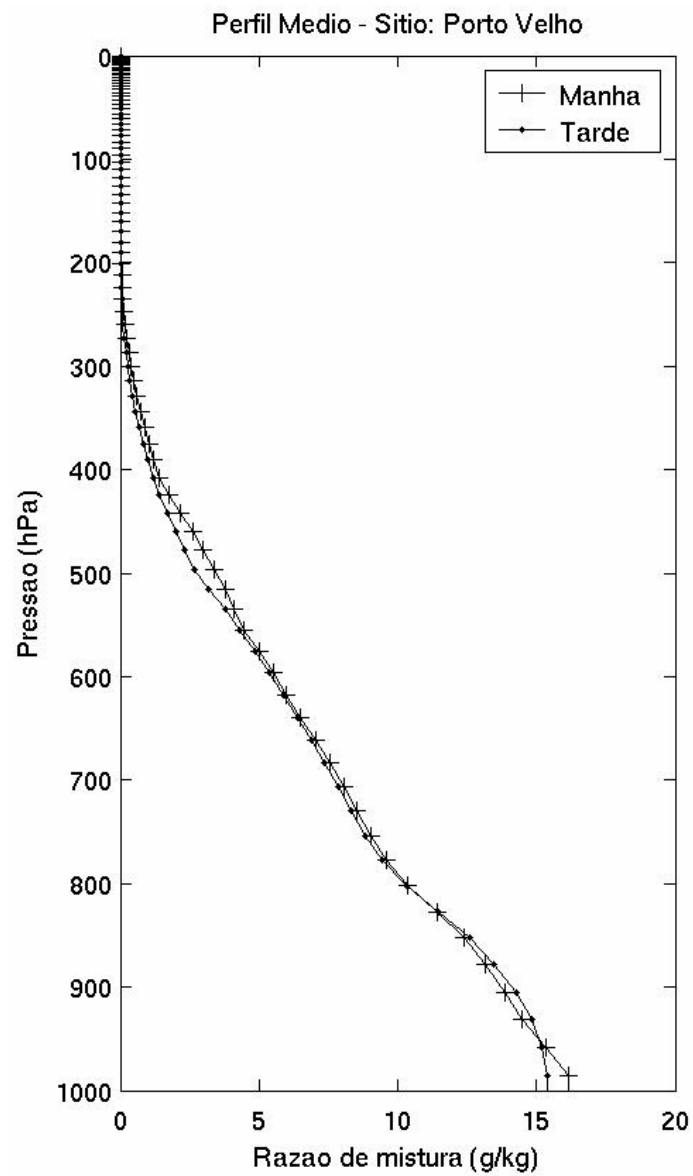


Figura A.5 - Perfis médios de umidade para as radiossondagens de Porto Velho para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.

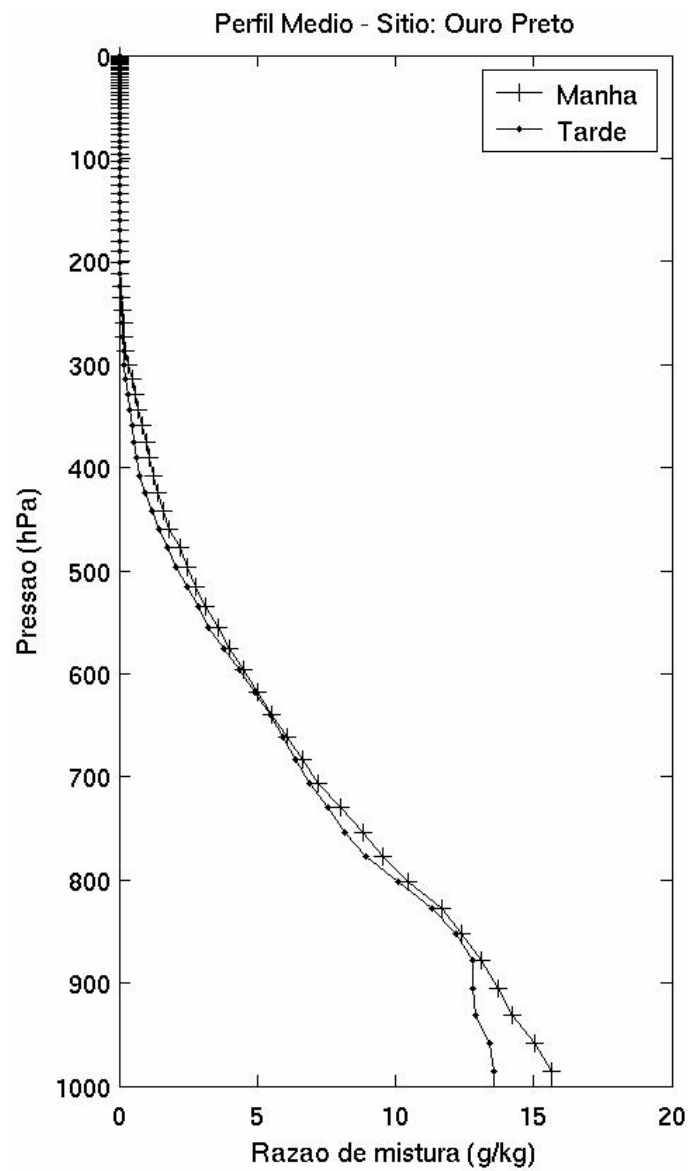


Figura A.6 - Perfis médios de umidade para as radiossondagens de Ouro Preto d'Oeste para o período da manhã (6 GMT) e da tarde (18 GMT) durante o experimento de campo “DRY TO WET-LBA”.



## APÊNDICE B

### COEFICIENTES DE REGRESSÃO

**TABELA B.1 – Coeficientes de regressão utilizados na simulação de temperatura de brilho para os canais HSB.**

HSB – 2 (Constante de regressão: 224,73 K)		
Canais AIRS	Número de onda (cm <sup>-1</sup> )	Coeficientes de regressão
1587	1404,24	-11,96
1589	1405,37	-5,11
1600	1411,58	5,10
1620	1423,02	10,58
1638	1433,48	5,29
HSB – 3 (Constante de regressão: 230,83 K)		
Canais AIRS	Número de onda (cm <sup>-1</sup> )	Coeficientes de regressão
1520	1367,64	1,07
1524	1369,77	-1,45
1541	1378,90	0,03
1596	1409,31	1,61
1599	1411,01	1,18
HSB – 4 (Constante de regressão: 229,05 K)		
Canais AIRS	Número de onda (cm <sup>-1</sup> )	Coeficientes de regressão
1438	1324,21	-1,55
1441	1326,00	2,78
1445	1328,40	-0,18
1446	1329,01	-1,75
1448	1330,21	2,51



## APÊNDICE C

### CANAIS CORRELACIONADOS

TABELA C.1 – Os 25 canais AIRS representativos do comportamento espectral do HSB com os maiores valores de correlação.

HSB - 2	HSB - 3	HSB - 4
1429	1432	360
1468	1520	427
1510	1524	1260
1512	1527	1266
1522	1528	1278
1558	1536	1314
1568	1537	1343
1575	1538	1357
1579	1539	1369
1587	1540	1373
1589	1541	1412
1600	1553	1435
1608	1564	1438
1609	1583	1439
1620	1584	1440
1622	1591	1441
1630	1596	1444
1633	1597	1445
1637	1598	1446
1638	1599	1448
1666	1602	1453
1688	1604	1454
1690	1652	1455
1696	1653	1477
1854	1654	1478