MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-7256-TDI/699

ESTUDO DAS VARIAÇÕES DAS FUNÇÕES-PESO EM MICROONDAS SOBRE O BRASIL, UTILIZANDO O MODELO ATM

José Ricardo Siqueira

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Eduardo Jorge de Brito Bastos e pelo Dr. Kioshi Hada, aprovada em 11 de março de 1999.

INPE
São José dos Campos
1999

551.5

SIQUEIRA, J. R.
Estudo das variações das funções-peso em microondas sobre o Brasil, utilizando o modelo ATM / J. R. Siqueira. – São José dos Campos: INPE, 1999.
113p. – (INPE-7256-TDI/699).

1.Função-peso. 2.Espectro das microondas. 3.Sondagem atmosférica. 3.Espectropia da absorção. 5.Atenuação atmosférica. 6.Modelo ATM. I.Título.

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

Dr. Nelson Jesus Ferreira	Presidente
Dr. Eduardo Jorge de Brito Bastos	Orientador
Dr. Kioshi Hada	Orientador
Dr. Chapa Srinivasa Rao	Membro da Banca
Drª Marlene Elias Ferreira	Membro da Banca Convidada

Candidato (a) : José Ricardo Siqueira

São José dos Campos, 11 de março de 1999.

À minha mãe, pelo carinho, apoio e confiança indispensáveis oferecidos desde o início da minha formação profissional.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de prestar meus agradecimentos

Aos meus orientadores, Dr. Eduardo Jorge de Brito Bastos e Dr. Kioshi Hada, que muito contribuíram para a realização deste trabalho e para a minha formação profissional, a quem sou muito grato.

Ao Dr. Nelson de Jesus Ferreira e ao Dr. Juan Ramon Pardo Carrion, pelo fundamental apoio para a execução deste trabalho.

À Divisão de Meteorologia por Satélites (DMS) e à Pós-Graduação em Meteorologia (PGMet), pelos recursos disponíveis, e à Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo auxílio financeiro.

Ao Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE), pela disponibilidade dos dados necessários.

Aos membros participantes da banca examinadora, pelas críticas e sugestões que foram de grande auxílio para o aprimoramento deste trabalho.

Aos meus familiares, pelo apoio emocional, e aos colegas da PGMet, pelo incentivo e amizade.

RESUMO

As funções-peso de dez canais da “Advanced Microwave Sounding Unit” (AMSU) do sistema “Advanced TIROS-N/NOAA Operational Vertical Sounder” (ATOVS), calculadas utilizando o modelo de transferência radiativa “Atmosphere Transmission at Millimetric and Submillimetric Wavelenghts” (ATM), foram comparadas com as funções-peso definidas para a AMSU/ATOVS. Dos dez canais, cinco referem-se às linhas de absorção do oxigênio em torno de 57,29 GHz, que constituem a unidade AMSU-A (canais 2, 4, 5, 6 e 8), e os outros cinco estão associados às linhas de absorção do vapor d’água em torno de 183,31 GHz, que compõem a unidade AMSU-B (canais 16 a 20). Foram utilizados perfis verticais atmosféricos padrões, implícitos no modelo ATM (tropical, latitudes médias de verão e inverno), e perfis verticais climatológicos de temperatura e umidade da atmosfera de regiões do Brasil. A atual versão do modelo ATM estabelece uma parametrização do coeficiente de absorção dos gases atmosféricos em microondas mediante o fornecimento de perfis verticais de pressão, temperatura, umidade e concentração de gases da atmosfera. Alguns parâmetros de entrada também são fixados, tais como: emissividade da superfície, ângulo de visada do sensor e freqüência central do canal. As funções-peso calculadas utilizando os perfis atmosféricos do modelo são comparadas com as estabelecidas para o Brasil e com as da AMSU/ATOVS. Além disso, foi realizado um estudo sobre as variações espacial e sazonal das funções-peso no Brasil. Também verificou-se a influência da emissividade da superfície terrestre e do ângulo de visada do sensor no cálculo das funções-peso. Os resultados mostraram consistência entre as funções-peso para maioria dos canais da AMSU-A. Para os canais da AMSU-B, observou-se uma discrepância entre as funções-peso obtidas com os diversos perfis climatológicos. Isto sugere a definição de funções-peso mais específicas para o Brasil. A emissividade da superfície e o ângulo de visada do sensor exerceram forte influência em algumas funções-peso dos canais das AMSU-A e AMSU-B.

STUDY OF VARIATIONS OF THE WEIGHTING FUNCTIONS OVER BRAZIL, USING THE ATM MODEL

ABSTRACT

The weighting functions of the ten Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) channels of Advanced TIROS-N/NOAA Operational Vertical Sounder (ATOVS), calculated from the Atmosphere Transmission at Millimetric and Submillimetric Wavelengths (ATM) model, were compared with those from the AMSU/ATOVS. Among the ten channels, five refer to the oxygen absorption lines around 57,29 GHz, that constitute the AMSU-A (channels 2, 4, 5, 6 and 8), while the other five are associated to water vapor absorption lines around 183,31 GHz, that compose the AMSU-B (channels 16, 17, 18, 19 and 20). Standard atmospheric vertical profiles (tropical and midlatitudes in summer and winter) implicit in the ATM model and the temperature and humidity climatological vertical profiles of regions in Brazil were utilized. The current version of the ATM model calculates the absorption coefficient of the atmospheric gases in microwave spectrum utilizing atmospheric vertical profiles of pressure, temperature, humidity and concentration of gases. Some input parameters are also included, such as surface emissivity, sensor view angle and central frequency of the channel. The weighting functions calculated from the standard atmospheric vertical profiles of the model were compared with those from the AMSU and Brazil. Moreover, spacial and seasonal variations of the weighting functions over Brazil were studied; the influence of the surface emissivity and of the sensor view angle in the calculation of weighting functions was verified. The results show consistency among the weighting functions for the majority of the AMSU-A channels. For the AMSU-B channels, a discrepancy among the weighting functions obtained with the climatological profiles was observed. This suggests a more specific definition of the weighting functions for Brazil. The surface emissivity and the sensor view angle exerted strong influence on some of the weighting functions of AMSU-A and AMSU-B channels.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DOS PRINCIPAIS SÍMBOLOS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO 23

CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 27

CAPÍTULO 3 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 33

3.1 - Equação da transferência radiativa em microondas 33

3.2 - Função-peso em microondas 39

3.3 - Parâmetros moleculares 43

3.3.1 - Freqüências de transição 44

3.3.2 - Função de partição 48

3.3.3 - Intensidade das linhas de absorção 50

3.3.4 - Perfil das linhas de absorção dos gases em microondas 51

CAPÍTULO 4 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS SONDADORES DA AMSU 55

CAPÍTULO 5 - DADOS E METODOLOGIA 61

5.1 - Dados utilizados 61

5.2 - Metodologia 61

5.2.1 - Avaliação das funções-peso 65

CAPÍTULO 6 - RESULTADOS E DISCUSSÕES 67

6.1 - Introdução 67

6.2 - Funções-peso de perfis climatológicos padrões e do Brasil 67
6.2.1 - Funções-peso dos canais da AMSU-A 68
6.2.2 - Funções-peso dos canais da AMSU-B 71
6.3 - Variação espacial das funções-peso no Brasil 74
6.3.1 - Funções-peso dos canais da AMSU-A 74
6.3.2 - Funções-peso dos canais da AMSU-B 76
6.4 - Variação sazonal das funções-peso nas 5 regiões do Brasil 79
6.4.1 - Funções-peso dos canais da AMSU-A 79
6.4.2 - Funções-peso dos canais da AMSU-B 85
6.5 - Influência da emissividade da superfície no cálculo das funções-peso 92
6.6 - Influência do ângulo de visada do sensor no cálculo das funções-peso 94

CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES 99

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 103

APÊNDICE A - ARQUIVO DE ENTRADA DE DADOS DO MODELO ATM 107

APÊNDICE B - PRINCIPAIS DADOS DO ARQUIVO DE SAÍDA DO MODELO ATM 109

APÊNDICE C - PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA UTILIZADO NA AVALIAÇÃO DAS FUNÇÕES-PESO 111

APÊNDICE D - BIBLIOGRAFIA COMPLEMENTAR 113

LISTA DE FIGURAS

Pág.

3.1 - Contribuições para a temperatura de brilho detectada por um sensor orbital, para uma atmosfera sem nebulosidade 36

3.2 - Opacidade atmosférica e alguns canais dos sondadores das unidades AMSU-A e AMSU-B no espectro das microondas 38

3.3 - Diagrama esquemático da definição da função-peso em microondas 40

3.4 - Funções-peso normalizadas dos canais 3 a 14 da AMSU-A calculadas pelo modelo ATM para uma atmosfera tropical padrão de 1976 42

4.1 - Funções-peso dos canais 3 a 15 (C3 a C15) do módulo AMSU-A1 para o perfil atmosférico global de 1976 em condição de céu claro, no nadir 58

4.2 - Funções-peso dos canais 1e 2 (C1 e C2) do módulo AMSU-A2 para um perfil atmosférico global de 1976 em condição de céu claro e nebulosidade, no nadir 58

4.3 - Funções-peso dos canais 16 a 20 (C16 a C20) da AMSU-B para um perfil atmosférico global de 1976 em condição de céu claro e nebulosidade, no nadir 59

5.1 - Distribuição espacial das 11 estações de radiossondagem do Ministério da Aeronáutica do Brasil 62

5.2 - Fluxograma da metodologia utilizada no cálculo das funções-peso 63

6.1 - Funções-peso normalizadas dos canais 2 (a), 4 (b), 5 (c), 6 (d) e 8 (e) da AMSU-A para 3 tipos de atmosfera padrão e do Brasil 70

6.2 - Funções-peso normalizadas dos canais 16 (a), 17 (b), 18 (c), 19 (d) e 20 (e) da AMSU-B para 3 tipos de atmosfera padrão e do Brasil 72

6.3 - Funções-peso normalizadas dos canais 2 (a), 4 (b), 5 (c), 6 (d) e 8 (e) da AMSU-A para médias anuais de perfis verticais climatológicos do Brasil... 75

6.4 - Funções-peso normalizadas dos canais 16 (a), 17 (b), 18 (c), 19 (d) e 20 (e) da AMSU-B para médias anuais de perfis verticais climatológicos do Brasil 78

6.5 - Funções-peso normalizadas do canal 2 da AMSU-A para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e) 80
6.6 - Funções-peso normalizadas do canal 4 da AMSU-A para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e) 81
6.7 - Funções-peso normalizadas do canal 5 da AMSU-A para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e) 82
6.8 - Funções-peso normalizadas do canal 6 da AMSU-A para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e) 83
6.9 - Funções-peso normalizadas do canal 8 da AMSU-A para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e) 84
6.10 - Funções-peso normalizadas do canal 16 da AMSU-B para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e) 86
6.11- Funções-peso normalizadas do canal 17 da AMSU-B para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre RS (e) 87
6.12- Funções-peso normalizadas do canal 18 da AMSU-B para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e) 89
6.13- Funções-peso normalizadas do canal 19 da AMSU-B para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus /AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e) 90
6.14 - Funções-peso normalizadas do canal 20 da AMSU-B para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e) 91

6.15 - Funções-peso normalizadas dos canais 4 (a) e 5 (b) do AMSU-A e 16 (c) e 17 (d) da AMSU-B para dois valores de emissividade da superfície (oceânico e continental) 93
6.16 - Funções-peso normalizadas dos canais 2 (a), 4 (b), 5 (c), 6 (d) e 8 (e) da AMSU-A para dois ângulos de visada do sensor 96
6.17 - Funções-peso normalizadas dos canais 16 (a), 17 (b), 18 (c), 19 (d) e 20 (e) da AMSU-B para dois ângulos de visada do sensor 97

LISTA DE TABELAS

Pág.

3.1 - Constantes rotacionais para moléculas de topo assimétrico 47
3.2 - Função de partição rotacional das moléculas diatômicas ou lineares 49
3.3 - Função de partição para moléculas de topo assimétrico 50
4.1 - Características dos canais da AMSU-A 56
4.2 - Características dos canais da AMSU-B 57
A.1 - Formato do arquivo de entrada de dados do ATM..... 107
B.1 - Principais dados do arquivo de saída do ATM..... 109
C.1 - Perfil vertical de temperatura utilizado na avaliação das funções-peso..... 111

LISTA DOS PRINCIPAIS SÍMBOLOS

B	- Constante rotacional, MHz.
B_ν	- Função de Planck, erg cm^{-2} s^{-1} sr.
c	- Velocidade da luz, m/s.
E_0	- Energia do nível inferior de transição molecular, J.
ε_s	- Emissividade da superfície terrestre.
f	- Perfil das linhas de absorção dos gases, GHz^{-1}.
g_l	- Peso estatístico do nível de energia inferior da transição.
h	- Constante de Planck, erg s.
H_r	- Hamiltoniano de rotação, J.
I	- Momento de inércia da molécula, kg m^2.
I_ν	- Radiância monocromática, erg cm^{-2} s^{-1} sr.
J	- Número quântico.
K	- Constante de Boltzmann, erg deg^{-1}.
k_ν	- Coeficiente de absorção, cm^{-1}.
L	- Momento angular da molécula, kg m^2/s.
N	- Densidade do número de moléculas absorvedoras, cm^{-3}.
P	- Pressão, hPa.
P_s	- Pressão na superfície, hPa.
Q_r	- Função de partição rotacional, $MHz^{-1/2}$ $K^{3/2}$.
s	- Direção do feixe incidente, m.
S_ν	- Função-fonte, erg cm^{-2} s sr.
T	- Temperatura, K.
T_B	- Temperatura de brilho, K.
U	- Umidade relativa.
W	- Função-peso, km^{-1}.
z	- Altura, m.
ε_ν	- Coeficiente da função-fonte do meio.
τ	- Opacidade.

λ_g - Intensidade da linha de absorção.

ν - Freqüência, GHz.

Γ - Transmitância.

$\Delta\nu$ - Largura da banda de absorção, GHz.

ν_{lu} - Freqüência central da linha de absorção, GHz.

ν_t - Freqüência de transição molecular, GHz.

θ - Ângulo zenital do satélite, graus.

λ - Comprimento de onda, mm.

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit.
ATM	Atmosphere Transmission at Millimetric and Submillimetric Wavelengths.
ATOVS	Advanced TIROS-N/NOAA Operational Vertical Sounder.
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer.
CSO	Caltech Submillimeter Observatory.
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program.
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
ETR	Equação de Transferência Radiativa.
FP	Função-Peso.
FPB	Função-Peso do Brasil.
FPP	Função-Peso Padrão.
FTS	Fourier Transform Espectrometer.
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite.
HIRS	High Resolution Infrared Radiation Sounder.
HSB	Humidity Sounder Brazilian.
IRAM-30m	Institute de Radioastronomie Millimétrique.
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project.
LMI	Latitude Média de Inverno.
LMV	Latitude Média de Verão.
METEOSAT	Meteorological Satellite.
MLS	Microwave Limb Sounder.
NASA	National Aeronautics and Space Administration.
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration.
POES	Polar Orbiting Environmental Satellites.
POM	Petite Operation Millimétrique.
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager.
SSM/T	Special Sensor Microwave/Temperature Sounder.
SSU	Stratospheric Sounding Unit.

TIROS	Television and Infrared Observation Satellite.
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite.
VTPR	Vertical Temperature Profile Radiometer.
5S	Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum.
6S	Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Com os sucessivos lançamentos dos satélites meteorológicos, a teoria de transferência radiativa tem adquirido uma grande aplicabilidade no estudo dos processos de interação da radiação com o sistema terra-atmosfera. Por meio dela, a técnica de sensoriamento remoto utilizando radiômetros foi desenvolvida com vários objetivos, em particular, de estimar perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera em qualquer ponto do globo terrestre, a partir de radiâncias atmosféricas emitidas no espectro eletromagnético. Para tal finalidade, tornou-se importante o estudo da emissão e ou absorção pelos gases atmosféricos que são oticamente ativos, tais como o oxigênio, o ozônio, o gás carbônico, o vapor d'água e os outros gases minoritários, nas regiões espectrais do visível, ultravioleta, infravermelho ou das microondas.

As medidas de radiância atmosférica feitas por radiômetros a bordo de satélites meteorológicos nos domínios milimétrico e submilimétrico do espectro eletromagnético (microondas) têm sido utilizadas para avaliar as concentrações de espécies moleculares presentes na atmosfera, especialmente do oxigênio, do ozônio e do vapor d'água. Desta forma, possibilitou-se inferir perfis verticais de temperatura a partir de observações das linhas de absorção do oxigênio molecular. Além disso, as medidas de absorção no contínuo do vapor d'água podem ser utilizadas para estimar o conteúdo total de vapor d'água na atmosfera, enquanto as medidas das fortes transições rotacionais do vapor d'água são muito úteis para inferir perfis verticais de umidade da atmosfera. 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 do satélite de órbita polar "National Oceanic and Atmosphere Administration/KLM"(NOAA/KLM) ou NOAA-15, lançado com sucesso em 1998. A AMSU vem sendo utilizada no aprimoramento da inferência de perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera, por meio das radiâncias medidas pelas suas unidades AMSU-A e AMSU-B, respectivamente. Esta melhoria na

qualidade das sondagens atmosféricas tem sido viabilizada pela possibilidade de eliminar o efeito da nebulosidade nos cálculos de transferência radiativa na ausência de precipitação, válida para o espectro das microondas.

A existência das microondas na atmosfera terrestre está diretamente relacionada à sua composição química e física. Os tipos de moléculas existentes na atmosfera estabelecem uma série de freqüências nas quais os mecanismos de absorção e de emissão são importantes. Além disso, suas grandezas físicas influem no perfil das linhas de absorção e, portanto, no seu coeficiente de absorção. A maioria das linhas de absorção atmosféricas entre 1 e 1000 GHz existe devido a transições dipolares elétricas de constituintes como o vapor d'água e o ozônio. O oxigênio é uma exceção, pois apresenta transições dipolares magnéticas que são bem mais fracas que as dipolares elétricas. Todavia, devido à sua grande concentração na atmosfera, o oxigênio desempenha um papel tão importante quanto o dos outros gases atmosféricos que possuem transições rotacionais.

Em microondas, alguns trabalhos têm sido apresentados na literatura com o objetivo de estudar os processos físicos presentes na atmosfera dentro desta região espectral. Em particular, pesquisas com a finalidade de determinar funções-peso associadas a diferentes linhas de absorção dos gases atmosféricos em microondas. Com este enfoque, recentemente tornou-se disponível para a comunidade científica um algoritmo para o estudo da atmosfera terrestre a partir de observações espectroscópicas, denominado "Atmosphere Transmission at Millimetric and Submillimetric Wavelenghts" (ATM). O ATM, desenvolvido por Cernicharo (1985) citado por Pardo (1996), foi elaborado para simular a emissão atmosférica em microondas. Para tal, o modelo calcula os coeficientes de absorção dos principais gases atmosféricos, as opacidades e as funções-peso para cada nível de pressão atmosférica. Além disto, o modelo permite estimar temperaturas de brilho no topo da atmosfera, a partir de perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera, emissividade da superfície terrestre, ângulo de visada dos satélites, entre outros dados de entrada.

Pardo (1996) utilizou o modelo ATM para determinar funções-peso associadas às linhas de absorção em microondas dos principais gases atmosféricos, considerando atmosferas tropicais, de latitudes médias e subpolares. Este autor observou grandes diferenças entre as curvas que representam as funções-peso obtidas para os 3 tipos de atmosfera. A partir desta avaliação, surgiu a questão a respeito da validade das funções-peso que são utilizadas por sensores orbitais em operação. Citam-se, por exemplo, os sensores operacionais utilizados na sondagem remota para a inferência de temperatura e umidade da atmosfera para diferentes regiões do globo terrestre, em especial a unidade AMSU do sistema ATOVS. Sendo assim, o objetivo deste trabalho foi determinar as funções-peso no espectro das microondas, associadas às linhas de absorção dos gases atmosféricos de maior contribuição nesta região espectral (oxigênio e vapor d'água). Dentre elas, destacam-se as linhas de absorção do oxigênio em torno de 57,29 GHz e, principalmente, as do vapor d'água em torno de 183,31 GHz. Deste modo, as funções-peso foram calculadas utilizando o ATM para 10 canais da unidade AMSU/ATOVS, sendo 5 canais referentes às linhas de absorção do oxigênio (AMSU-A) e 5 canais correspondentes às linhas de absorção do vapor d'água (AMSU-B).

As funções-peso foram obtidas utilizando perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera para as 5 regiões do Brasil (perfis climatológicos), incorporados neste trabalho ao ATM; e perfis das atmosferas padrões tropical e de latitudes médias do próprio ATM. As funções-peso associadas aos perfis climatológicos do Brasil foram comparadas com as funções-peso estabelecidas mediante o uso das atmosferas padrões do ATM e com as funções-peso da AMSU/ATOVS, apresentadas por Greenwald (1998). Além disto, verificou-se a variabilidade espacial da função-peso e sua dependência sazonal para cada região do Brasil. Finalmente, verificou-se o comportamento da função-peso de acordo com a emissividade da superfície e o ângulo de visada do sensor.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A partir dos meados deste século, com o lançamento dos primeiros satélites meteorológicos, a Equação de Transferência Radiativa (ETR) tornou-se uma ferramenta importante para a solução de problemas relativos à emissão atmosférica. Com a crescente quantidade de sensores a bordo de satélites, a ETR tem sido cada vez mais utilizada em inúmeros estudos e aplicações. Algumas técnicas e trabalhos importantes surgiram com o objetivo de inferir parâmetros atmosféricos e caracterizar as propriedades da superfície terrestre. Como exemplos, citam-se as estimativas de radiação solar e temperatura da superfície, a calibração de sensores orbitais no espectro solar, a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade atmosféricas, a determinação das concentrações de gases atmosféricos, a simulação de temperaturas de brilho no topo da atmosfera detectadas por sensores e as estimativas de emissividade da superfície terrestre.

Com base na teoria de transferência radiativa na atmosfera, o modelo "Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum" (5S) foi desenvolvido por Tanré et al. (1986). O 5S é um código que permite simular os sinais detectados por sensores a bordo de satélites ambientais (satélites meteorológicos, de recursos naturais etc.). No código foi incorporado o cálculo da reflectância de uma superfície não uniforme e isotrópica, que inclui os efeitos da absorção gasosa e do espalhamento por moléculas e aerossóis. O modelo permite calcular a reflectância da superfície, a transmitância atmosférica e a irradiância monocromática na superfície no espectro solar. Por sua vez, Vermote (1990) fez uma simulação das radiâncias detectadas por sensores orbitais com o 5S, na faixa de 0,35 a 2,2 μm. Este autor utilizou como base uma formulação analítica para o sinal detectado por sensores orbitais como no código 5S, porém melhorou a precisão dos cálculos da dispersão molecular incorporando os efeitos dos alvos adjacentes nos sinais simulados. Surgiu então a versão denominada "Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum" (6S), a qual é bastante difundida no meio científico.

Outro código importante para os cálculos de transferência radiativa foi o "Low Transmission" (LOWTRAN), que foi desenvolvido por Kneizys et al. (1983) citado por Kneizys et al. (1988). Atualmente em sua sétima versão, o LOWTRAN é um modelo que calcula radiância e transmitância atmosférica para comprimentos de onda entre 0,2 e 100 μm. A sétima versão foi desenvolvida por Kneizys et al. (1988), com a finalidade de obter propriedades atmosféricas sob diversas condições meteorológicas, inclusive grande concentração de aerossóis. O código permite simular radiâncias, considerando as contribuições da emissão da atmosfera, da radiação solar e ou lunar espalhada pela atmosfera e do espalhamento múltiplo da radiação solar incidente. O código ainda permite calcular os coeficientes de absorção para cada camada atmosférica, considerando uma atmosfera plano-paralela e condição de equilíbrio termodinâmico local. Vários perfis verticais de atmosferas padrões (temperatura, umidade, concentrações de ozônio e dióxido de carbono, e tipos de aerossóis) foram incorporados no pacote, mas este permite a inserção de dados externos como, por exemplo, perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera obtidos por meio de radiossondagens. De um modo geral, o LOWTRAN tem sido muito utilizado pela comunidade científica para a obtenção da correção atmosférica no infravermelho termal, empregada, por sua vez, nos métodos de estimativa da temperatura da superfície terrestre.

Para simular as radiâncias da atmosfera e da superficie terrestre detectadas pelo sistema TOVS, Saunders et al. (1997) desenvolveram um modelo de transferência radiativa, que atualmente se encontra em operação no "European Centre for Medium-Range Weather Forecasts" (ECMWF). Este modelo simula radiâncias no infravermelho e nas microondas, utilizando informações atmosféricas sobre os perfis verticais de temperatura, bem como as concentrações de ozônio e do vapor d'água. Por meio dele, foram simuladas as radiâncias dos sondadores "High Resolution Infrared Radiation Sounder" (HIRS) e AMSU do sistema ATOVS, que operam a bordo dos satélites de órbita polar da série TIROS-N/NOAA. Além disto, foram simuladas as radiâncias no infravermelho termal do imageador do "Meteorological Satellite" (METEOSAT). Estes

autores validaram o modelo mediante a comparação entre os seus resultados e os obtidos utilizando a versão original do modelo.

Recentemente, surgiram trabalhos com a finalidade de estudar as concentrações dos principais gases atmosféricos, utilizando observações realizadas por sensores que operam no espectro das microondas. Tais trabalhos foram realizados com base num estudo espectroscópico dos gases atmosféricos envolvendo cálculos de opacidades, transmitâncias e funções-peso para cada nível de pressão atmosférica. Outras pesquisas em microondas têm por objetivo a caracterização das propriedades da superfície, entre elas a emissividade, bem como a calibração de sensores orbitais por meio da simulação das temperaturas de brilho no topo da atmosfera.

Neste contexto, Pardo (1996), por meio do modelo ATM, apresentou uma visão geral das possibilidades oferecidas pelas técnicas de observação das microondas para o estudo da atmosfera terrestre. O ATM é um modelo de transferência radiativa atmosférica em microondas que permite estimar opacidades, temperaturas de brilho no topo da atmosfera, transmitâncias e funções-peso para cada nível de pressão atmosférica. Este modelo utiliza-se de informações primordiais, tais como: perfis verticais de pressão, temperatura e umidade, concentração dos gases atmosféricos, emissividade da superfície terrestre e freqüências centrais das linhas de absorção dos gases. O modelo é de grande utilidade para a simulação de sondagens atmosféricas feitas por satélites e radiotelescópios. Destacam-se os seguintes estudos realizados por Pardo (1996) utilizando o ATM: modelagem do efeito Zeeman sobre as principais linhas de absorção do oxigênio, simulação das sondagens feitas por satélites e análise das principais linhas de absorção do ozônio.

Na modelagem do efeito Zeeman sobre as principais linhas de absorção do oxigênio, Pardo (1996) simulou temperaturas de brilho no topo da atmosfera para os canais mais importantes na banda rotação-spin do oxigênio em torno de 57 GHz, e determinou as funções-peso para níveis de pressão da atmosfera. Os objetivos deste estudo eram estabelecer perfis verticais de temperatura da atmosfera, emissão pelo oxigênio e

campo magnético terrestre atuante na estratosfera e na mesosfera. Para tal, foram simuladas sondagens atmosféricas feitas pelo “Microwave Limb Sounder” (MLS), que é um sondador a bordo do “Upper Atmosphere Research Satellite” (UARS).

Com o objetivo de simular as sondagens feitas por satélites, Pardo (1996) analisou as linhas de absorção do oxigênio em torno de 60 e 119 GHz, e as do vapor d’água em torno de 183,31 GHz. No caso do oxigênio, foram calculadas as funções-peso e a opacidade atmosférica para diferentes freqüências da banda rotação-spin do oxigênio. Para o vapor d’água, as funções-peso foram calculadas para os canais centrados em cerca de 183,31GHz, considerando atmosferas tropicais e subpolares. Neste caso, foram simuladas as sondagens realizadas pelos sondadores AMSU do TIROS-N/NOAA, “Special Sensor Microwave/Temperature Sounder” (SSM/T1) e “Special Sensor Microwave/Humidity Sounder” (SSM/T2) do “Defense Meteorological Satellite Program” (DMSP).

Para analisar as principais linhas de absorção do ozônio em microondas, Pardo (1996) estudou a distribuição vertical do gás na atmosfera por meio da determinação das funções-peso em torno de 231,28 GHz. Deste modo, foi possível estimar a concentração do gás numa camada de 25 a 72,5 km de altura, informação esta importante para os estudos de absorção da radiação solar ultravioleta e para inferência de perfis verticais de temperatura na estratosfera. Neste estudo, foram simuladas sondagens feitas por radiotelescópios utilizando o telescópio espanhol “Institute de Radioastronomie Millimétrique - 30m” (IRAM-30m). Pardo et al. (1997) também estudaram a distribuição vertical do ozônio na atmosfera por meio de observações das linhas de absorção deste gás na faixa entre 142 e 359 GHz. Para isto, utilizaram dados obtidos pelos radiotelescópios IRAM-30m e “Petite Operation Millimétrique 2” (POM-2). Com o auxílio de espectrômetros capazes de detectar sinais com alta resolução espectral, foi possível obter informações sobre a concentração vertical do ozônio nas diversas regiões da atmosfera.

O modelo ATM também pode ser utilizado como uma ferramenta para a estimativa de emissividades da superfície terrestre, que são observadas por sensores a bordo de satélites. Neste contexto, Prigent et al. (1997) estimaram emissividades da superfície em microondas a partir de observações feitas pelo “Special Sensor Microwave/Imager” (SSM/I) a bordo do DMSP, para as regiões Norte e Sudoeste da África e Península Arábica. Recentemente, estes autores vêm utilizando o ATM na simulação das temperaturas de brilho no topo da atmosfera, para estimar a emissividade da superfície de diversas regiões do globo terrestre.

Por outro lado, alguns autores desenvolveram estudos para calibrar os dados de saída do modelo ATM como, por exemplo, opacidades e transmitâncias atmosféricas. Destacam-se Serabyn et al. (1998), que desenvolveram procedimentos de validação das opacidades e transmitâncias atmosféricas em microondas simuladas pelo ATM. A validação do ATM é feita com base na comparação entre os dados de saída do modelo e as observações feitas com o “Fourier Transform Espectrometer” (FTS) do “Caltech Submillimeter Observatory” (CSO), no Havaí. Desta comparação, os autores obtiveram um termo de opacidade empírico para o modelo, proporcionando uma maior confiabilidade dos seus parâmetros de saída.

Atualmente, existem poucos estudos da atmosfera terrestre no Brasil referentes ao domínio das microondas. Contudo, são estudos de grande importância para a Meteorologia por Satélites e a Astrofísica. Em geral, estas pesquisas têm por objetivo reproduzir a emissão atmosférica em microondas, a partir de cálculos de transmitâncias, opacidades e funções-peso para níveis de pressão atmosféricas. Finalmente, ressalta-se a importância destes parâmetros para a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera, a estimativa da emissividade da superfície terrestre e a calibração de sensores a bordo de satélites ambientais em operação.

CAPÍTULO 3

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 EQUAÇÃO DA TRANSFERÊNCIA RADIATIVA EM MICROONDAS

Nesta seção são abordados os princípios teóricos necessários para a compreensão do funcionamento do modelo de transferência radiativa ATM, que foi utilizado neste trabalho. Assim, para um bom entendimento dos princípios físicos utilizados, a transferência radiativa deve ser abordada desde um enfoque microscópico até um macroscópico, como apresentado em alguns livros de física teórica. Nesta seção, apresenta-se a obtenção de uma equação básica de transferência radiativa na ausência de dispersão atmosférica (espalhamento). Para tanto, considera-se um feixe de radiação propagando-se num meio de espessura ds, que será atenuado devido à sua interação com o meio e intensificado devido à emissão pelo meio.

No enfoque macroscópico, supõe-se que a radiação penetra num meio que emite e absorve com intensidade monocromática I_ν e sai com $I_\nu + dI_\nu$, onde ν é a freqüência. Para levar em conta os processos de absorção e emissão, define-se os coeficientes ε_ν (coeficiente da função-fonte) e k_ν (coeficiente de absorção) que fornecem, respectivamente, a emissão e a absorção produzidas pelo meio. Desta forma, a diferença entre a energia emitida e a energia absorvida pelo meio de espessura ds resulta em:

$$dI_\nu = \varepsilon_n \, ds - k_n \, I_\nu \, ds \, , \tag{3.1}$$

ou, ainda,

$$dI_\nu = - k_n \, [\, I_\nu - S_n \,] \, ds \, , \tag{3.2}$$

onde $S_n = \varepsilon_n / k_n$ é a chamada *função-fonte.*

O modelo ATM simula a propagação de radiação na atmosfera terrestre no espectro das microondas. Nele, a atmosfera é dividida em camadas isotérmicas e isobáricas, considerando constantes as concentrações dos gases e a condição de equilíbrio hidrostático. Para uma camada de espessura ds, define-se o diferencial da espessura ótica ou da opacidade τ_v (adimensional) entre dois pontos s e s' como:

$$d\tau_v (s, s') = k_v \, ds . \qquad (3.3)$$

Portanto, a Equação 3.1 pode ser escrita como:

$$dI_v(s')/d\tau_v (s, s') = - I_v(s') + S_v , \qquad (3.4)$$

onde s e s' são expressos em cm; e k_v, em cm^{-1} .

Na hipótese de o meio ser considerado um corpo negro e estar em equilíbrio termodinâmico local (os processos fotocolisionais predominam sobre os processos de dispersão), a função-fonte S_v é dada pela função de Planck $B_v(T)$ à temperatura local T(s), resultando na Equação de Schwarzschild dada por Pardo (1996):

$$dI_v(s')/d\tau_v (s, s') = - I_v(s') + B_v(T) . \qquad (3.5)$$

Seja τ_v (s, s') a opacidade entre os pontos s e s'. A solução é obtida, primeiro multiplicando ambos os membros da Equação 3.5 pelo termo e^{-t_n} , ou seja,

$$d(I_v e^{-t_n})/d\tau_v(s', s) = - B_v \, e^{-t_n} , \qquad (3.6)$$

e depois integrando-a em função da espessura ds', tal que:

$$I_v(s) = I_v(0) \, e^{-t_n(0,s)} + \int_0^s B_n(T) e^{-t_n(s',s)} k_n(s') ds' . \qquad (3.7)$$

Nas baixas freqüências do espectro das microondas, quando hν/KT << 1, utiliza-se a aproximação de Rayleigh–Jeans, que é uma linearização da função de Planck. Isto é equivalente a dizer que se $B_\nu(T) = 2h\nu^3/c^2(e^{h\nu/kT} - 1)$, com $h\nu/kT << 1$, então $e^{h\nu/kT} \approx 1 + h\nu/kT$ e, portanto,

$$B_\nu(T) = (2\ KT\nu^2)/c^2\,, \tag{3.8}$$

onde K é a constante de Boltzmann; h, a constante de Planck; e c, a velocidade da luz.

Pode-se então substituir a intensidade $I_\nu(s)$ por uma temperatura de brilho equivalente $T_B(s)$, tal que, para um corpo negro no limite da aproximação Rayleigh–Jeans (R–J), a intensidade seja diretamente proporcional à temperatura. A temperatura é então dada por:

$$T_B(s) = (c^2\, I_\nu(s))\ /2K\nu^2\,. \tag{3.9}$$

A intensidade, conforme dada pela Equação 3.7, pode então ser reescrita em termos da temperatura de brilho no topo da atmosfera, dada por:

$$T_B(s) = T_B(0)\ e^{-t_n(0,s)} + \int_0^s T(s')e^{-t_n(s',s)}k_n(s')ds'\,, \tag{3.10}$$

onde $T_B(0)$ é a temperatura de brilho da superfície; e a integral, a contribuição das temperaturas de brilho de todas as camadas da atmosfera.

Para as sondagens feitas por satélite, deve-se considerar também a radiação que se propaga até a superfície e é refletida por esta, emergindo da atmosfera, bem como a contribuição da emissão pela própria superfície (Liou, 1980). Assim sendo, a temperatura de brilho no topo da atmosfera detectada por um sensor orbital é composta de 2 termos. O primeiro termo combina o sinal refletido pela superfície com a sua

emissão à temperatura T_S, emissividade ε_s e freqüência ν. O segundo termo representa a contribuição do sinal que emerge da atmosfera em direção ao satélite (Figura 3.1):

Emissão pela Superfície Contribuição da Atmosfera Reflectância pela Superfície

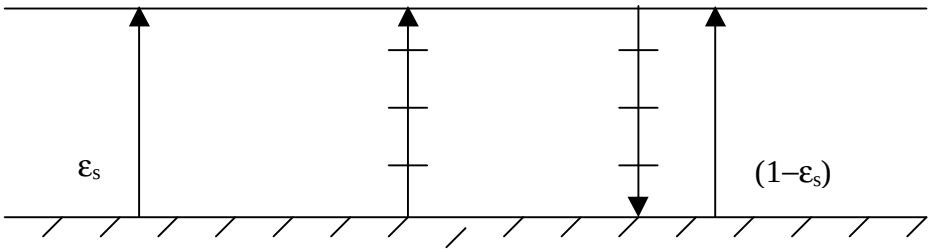


Fig. 3.1 - Contribuições para a temperatura de brilho detectada por um sensor orbital, para uma atmosfera sem nebulosidade.
FONTE: Adaptada de Liou (1980, p. 277).

Portanto, a temperatura de brilho no topo da atmosfera, dada pela Equação 3.10, também pode ser expressa por (Liou, 1980):

$$T_{B\nu} = [T_S\,\varepsilon_s + (1-\varepsilon_s)\int_{\infty}^{0} T(s)e^{-t_n(0,s)}k_n(s)ds\,]\,e^{-\tau_\nu(0,\infty)} + \int_{0}^{\infty} T(s)e^{-t_n(s,\infty)}k_n(s)ds\,. \qquad (3.11)$$

Além disso, se $\varepsilon_s(\nu,\theta)$ denota a emissividade da superfície para uma freqüência ν e um ângulo zenital θ com a vertical, é possível expressar a temperatura de brilho no topo da atmosfera, conforme medida pelo satélite, em termos do ângulo de visada θ do sensor com a normal à superfície. Deste modo, para $ds = dz\sec\theta$, tem-se que $\tau_\nu(s) = \tau_\nu(z)\sec\theta$ e, portanto:

$$T_{B\nu\theta} = [T_S\,\varepsilon_{s(\nu,\theta)} + (1-\varepsilon_{s(\nu,\theta)})\int_{\infty}^{0} T(z)\,e^{-t_n(0,z)\sec q}k_n\sec q\;dz\,]\,e^{-t_n(0,\infty)\sec q} +$$

$$\int_{0}^{\infty} T(z)\,e^{-t_n(z,\infty)\sec q}k_n\sec q\;dz\,. \qquad (3.12)$$

A emissividade ε_s varia conforme o tipo de superfície observada. Em geral, as emissividades dos continentes são mais difíceis de determinar a que as emissividades dos oceanos.

De acordo com Pardo (1996), a aproximação de Rayleigh-Jeans requer correções a partir de 250 GHz. Por exemplo, para uma temperatura de 250 K e uma freqüência de 300 GHz, hv/KT = 0.06 (não muito menor que um). No entanto, pode-se sempre expressar os resultados em termos de uma temperatura de brilho equivalente, calculada a partir das verdadeiras intensidades dadas pelas funções de Planck. Para isto, com o auxílio da Equações 3.7 e 3.9, tem-se que:

$$(2\ K\ T_B(s)\ \nu^2)/c^2 = I_\nu(0)\ e^{-t_n(o,s)} + \int_0^s B_n(T)\, e^{-t_n(s',s)} k_n(s')\, ds' , \qquad (3.13)$$

que ainda pode ser expressa por:

$$K\ T_B(s) = \frac{hn}{e^{hn/kT_o} - 1}\, e^{-t_n(0,s)} + \int_0^s \frac{hn\ e^{-t_n(s',s)}}{e^{hn/kT} - 1}\, k_n(s')\, ds' . \qquad (3.14)$$

Para o cálculo da opacidade, τ_ν, num certo caminho, s, de propagação, deve-se calcular o coeficiente de absorção, k_ν, para cada camada da atmosfera, levando-se em conta todas as espécies moleculares que absorvem radiação. Isto pode ser feito considerando as concentrações dos gases ao longo deste caminho, e, a temperatura e umidade de cada camada. Desta forma, supondo que a atmosfera não seja dispersiva, a opacidade pode ser definida pela seguinte equação:

$$\tau_\nu = \sum_{camadas} \left(\sum_{moléculas} k_{nj} \right)_i s_i , \qquad (3.15)$$

onde s_i é a espessura da camada **i** e o subíndice **j** refere-se a cada espécie molecular. A partir da opacidade total ao longo do caminho de propagação, s, define-se a *transmitância monocromática*, Γ_ν, como (Liou, 1980):

$$\Gamma_\nu = e^{-t_n} . \tag{3.16}$$

A Figura 3.2 ilustra a opacidade atmosférica em microondas para o oxigênio e o vapor d'água, onde também são indicados os canais dos sondadores AMSU-A e AMSU-B do sistema ATOVS. Observam-se fortes linhas de absorção do oxigênio em torno de 57 GHz e 119 GHz, e do vapor d'água em torno de 183 GHz, elevando consideravelmente a opacidade atmosférica. A maioria dos canais da AMSU-A está associada às linhas de absorção do oxigênio, enquanto os canais da AMSU-B estão associados às linhas de absorção do vapor d'água.

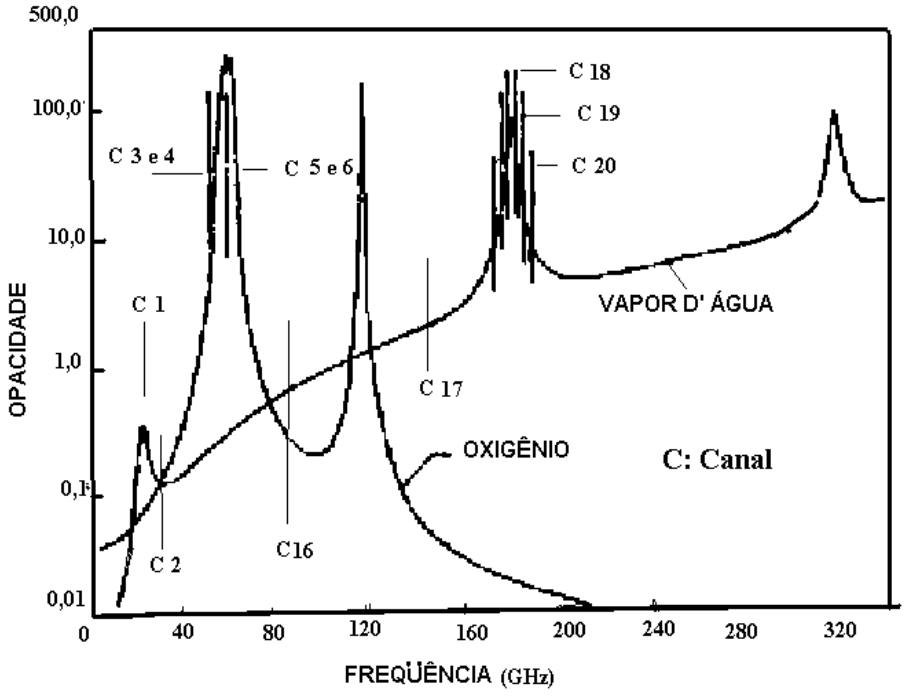


Fig. 3.2 - Opacidade atmosférica e alguns canais dos sondadores das unidades AMSU-A e AMSU-B no espectro das microondas.
FONTE: Adaptada de Goodrum et al.(1998, Seção 3.3).

3.2 FUNÇÃO-PESO EM MICROONDAS

Quando é feita uma sondagem atmosférica num determinado intervalo espectral em microondas, tem-se como resultado a temperatura medida pelo sensor que, uma vez conhecidos os parâmetros técnicos do sistema de sondagem utilizado, pode ser convertida na temperatura de brilho. Por sua vez, esta informação pode ser utilizada na estimativa de parâmetros físicos das diversas camadas da atmosfera, nas quais se detecta a radiação emergente. Deste modo, quando a freqüência da sondagem está próxima da freqüência de ressonância do oxigênio molecular, por exemplo, esta informação pode ser usada para o cálculo da temperatura da atmosfera. Nas proximidades de uma linha de absorção do vapor d'água, do ozônio ou de outros gases atmosféricos minoritários, a temperatura de brilho pode ser utilizada para estimar as suas concentrações na atmosfera. A informação sobre o parâmetro físico que se procura estimar está contida na temperatura de brilho, que, por sua vez, está relacionada com um variável denominada de *função-peso*. A função-peso indica a região da atmosfera para a qual se está obtendo esta informação para cada freqüência de observação (Ulaby et al., 1986, citado por Pardo, 1996).

A definição da função-peso é baseada no esquema ilustrado pela Figura 3.3. Considera-se uma camada atmosférica de espessura dz com pressão e temperatura médias e concentração de gases num intervalo de alturas situado entre z + (dz / 2) e z – (dz / 2). Se $k_v(z)$ representa o coeficiente de absorção de todos os gases constituintes da camada e $\tau_v(z,\infty)$ denota a opacidade atmosférica entre a altura z da camada até o topo da atmosfera, então a função-peso no nível z (ou da camada) é definida como:

$$W_q(n,z) = e^{-t_n(z,\infty)\sec q} k_n(z)\sec q \quad . \tag{3.17}$$

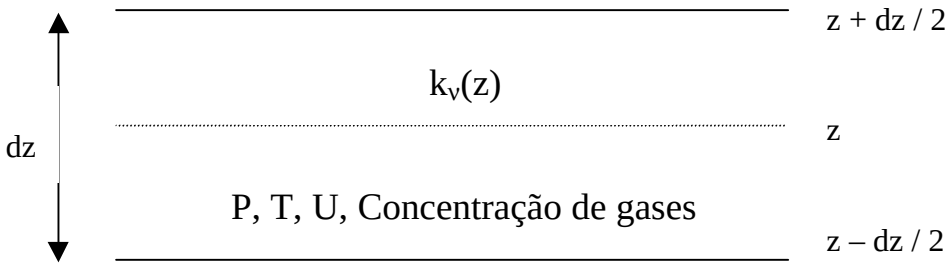


Fig. 3.3 - Diagrama esquemático da definição da função-peso em microondas.

Assim, utilizando perfis verticais de temperatura, umidade e concentração dos gases atmosféricos e uma parametrização para calcular o coeficiente de absorção k_n das camadas em freqüências estabelecidas, podem-se determinar as funções-peso para cada altura z da atmosfera. Por outro lado, a transmitância entre a altura z e o topo da atmosfera, dada por $\Gamma_{nq}(z,\infty) = e^{-t_n(z,\infty)\sec q}$, pode ser relacionada com a função-peso, W_q (ν,z), dada por:

$$W_q(\nu,z) = \frac{\partial \Gamma_{nq}(z,\infty)}{\partial z} \ . \qquad (3.18)$$

Diferenciando a Equação 3.18 em função da altura z, resulta a Equação 3.17.

Além disso, para canais de sondagem com alta opacidade atmosférica, em que a transmitância da superfície até o topo da atmosfera seja suficientemente desprezível, as funções-peso praticamente independem da emissividade da superfície. Daí, as temperaturas de brilho detectadas por sensores a bordo de satélites podem ser simuladas eliminando os termos que contêm a transmitância da superfície até o topo da atmosfera na Equação 3.12, tal que:

$$T_{B\nu\theta} = \int_0^\infty T(z) e^{-t_n(z,\infty)\sec q} k_n \sec q \ dz \, . \qquad (3.19)$$

Caso contrário, existe dependência das funções-peso com parâmetros relacionados à superfície e, portanto, com a sua emissividade, já que grande parte da energia emitida pela superfície propaga-se sem ser absorvida pelos gases atmosféricos. A Figura 3.4 mostra as funções-peso dos canais 3 a 14 da AMSU-A, referentes a fortes linhas de absorção do oxigênio em torno de 57 GHz. Nota-se que cada um dos canais fornece a contribuição de certa camada da atmosfera. Pelo alargamento das funções-peso dos canais 3 e 4, observa-se que estes canais são de baixa opacidade atmosférica, enquanto os demais são de opacidade atmosférica mais alta.

Também é possível observar o efeito do ângulo de visada do sensor, θ, sobre as funções-peso utilizadas por alguns sensores orbitais. Para tanto, basta considerar a razão entre as funções-peso, $W_\theta(\nu,z)$, definidas para observações com uma ângulo de visada não nulo, e as funções-peso, $W_0(\nu,z)$, definidas para observações realizadas no nadir ($\theta = 0°$). Deste modo, para as funções-peso $W_0(\nu,z) = e^{-t_n(z,\infty)} k_n(z)$ e $W_q(n,z) = e^{-t_n(z,\infty).\sec q} k_n(z) \sec q$, tem-se que:

$$W_q(n,z) = W_0(n,z) e^{-t_n(z,\infty)(\sec q - 1)} \sec q \,, \tag{3.20}$$

onde o termo $e^{-t_n(z,\infty).(\sec q - 1)} \sec q$ representa o efeito do ângulo de visada do sensor sobre as funções-peso W_0, indicando a sua dependência com o ângulo de observação do satélite.

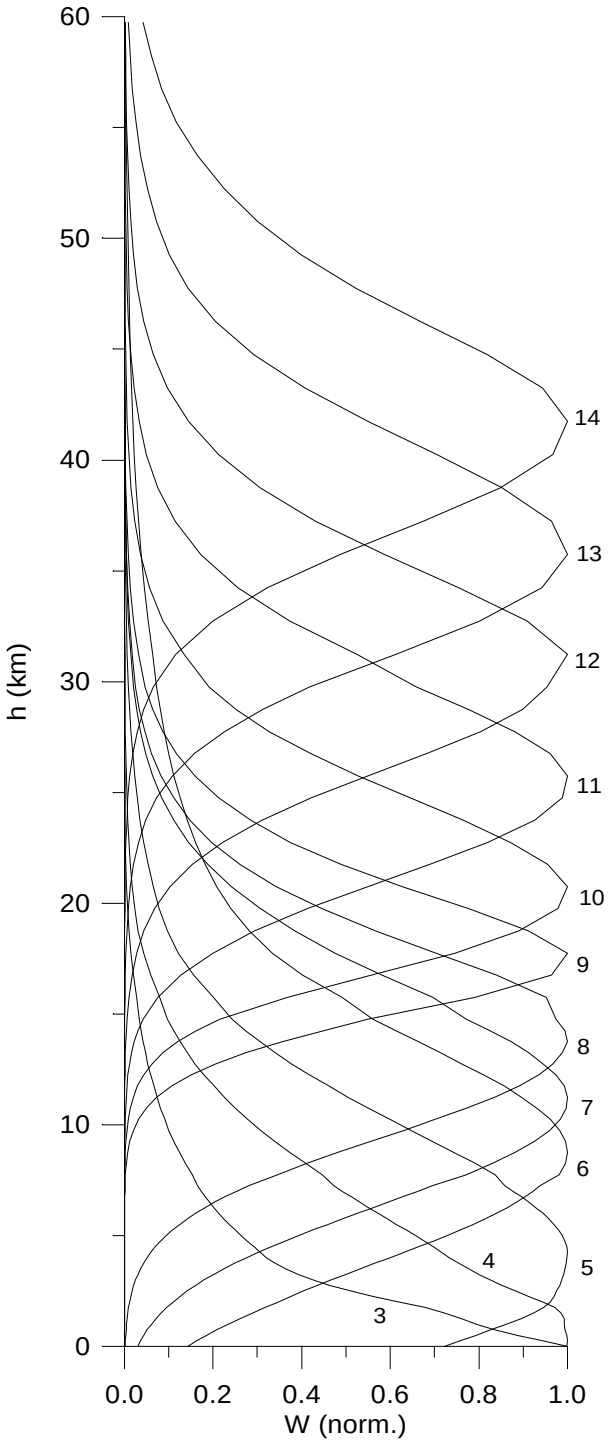


Fig. 3.4 - Funções-peso normalizadas dos canais 3 a 14 da AMSU-A calculadas pelo modelo ATM para uma atmosfera tropical padrão de 1976.
FONTE: Adaptada de Pardo (1996, p. 128).

3.3 PARÂMETROS MOLECULARES

Nesta seção são apresentados os parâmetros necessários para determinar o coeficiente de absorção em microondas à freqüência ν e à altura z da atmosfera [$k_\nu(z)$]. Para tal, existe uma "contribuição ressonante" devido às linhas rotacionais dos diferentes componentes atmosféricos. A expressão geral para o coeficiente de absorção correspondente à transição entre 2 níveis de energia, chamados 0 (inferior) e 1 (superior), é dada por (Goody e Yung, 1989, citado por Pardo, 1996):

$$(k_\nu)_{01} = \frac{8p^3 N n_t [e^{-E_l/kT} - e^{-E_u/kT}] g_l < m_{01} >^2 f(n, n_{01})}{3hcQ} \quad , \qquad (3.21)$$

onde

$\nu_t \rightarrow$ freqüência de transição da molécula;

N $\rightarrow$ número de moléculas absorvedoras por unidade de volume (função de U para o vapor d'água e de P e T para o oxigênio e outros gases minoritários);

$g_l \rightarrow$ peso estatístico do nível de energia inferior ou probabilidade de transição;

$< m_{01} > \rightarrow$ elemento de matriz do momento dipolar da transição, definido a partir das funções de onda dos estados inicial e final da transição;

$f(\nu,\nu_{01}) \rightarrow$ função que descreve o perfil das linhas de absorção;.

$\nu_{01} \rightarrow$ freqüência central das linhas de absorção ($\nu_{01} = (E_1 - E_0)/h$) ;

Q $\rightarrow$ função de partição rotacional;

E_l e $E_u \rightarrow$ níveis de energia inferior e superior das moléculas

Do ponto de vista espectroscópico, existem na atmosfera 2 tipos de moléculas com espectro rotacional: as diatômicas ou triatômicas (lineares ou de topo simétrico), como o oxigênio, e as de topo assimétrico, como o ozônio, o gás carbônico e o vapor d'água. A seguir, são apresentados os cálculos para a obtenção dos parâmetros da Equação 3.21 para os 2 tipos de moléculas.

3.3.1 Freqüências de Transição

As freqüências de transição são associadas aos níveis de energia rotacionais e às regras de seleção que atuam na transição. Os níveis de energia são calculados a partir dos autovalores do Hamiltoniano de rotação. Para as moléculas diatômicas lineares**,** como o oxigênio e o nitrogênio, tem-se que o momento de inércia com relação ao eixo da molécula é nulo ($I_z = 0$), e os outros dois principais são iguais ($I_x = I_y = I'$). Desta forma, no caso de o rotor ser rígido, o Hamiltoniano de rotação segundo a teoria quântica pode ser expresso por:

$$H_r = (J^2_x + J^2_y)/2I' = J^2/2I' , \qquad (3.22)$$

onde J_x e J_y são as componentes do momento angular total **J;** e $J^2 = J_x^2 + J_y^2$, o quadrado do seu módulo. Os níveis de energia rotacionais são dados por:

$$E_J = hBJ(J+1) , \qquad (3.23)$$

onde $B = h/8\pi^2 I'$ é a constante rotacional em unidades de freqüência; e J, o número quântico que define o momento angular orbital **L** de translação do elétron**,** cujo módulo é dado pela expressão:

$$L = \frac{h\sqrt{J(J+1)}}{2p} . \qquad (3.24)$$

O momento angular total **J** de um elétron é definido como:

$$\mathbf{J} = \mathbf{L} + \mathbf{S} , \qquad (3.25)$$

onde **S** é o momento angular intrínseco ou spin do elétron, devido à rotação em torno de seu eixo.

Pelas regras de transição da teoria quântica, para n níveis de energia têm-se n valores diferentes para o momento angular, fornecidos por J = 0, 1, 2, 3, ... , n –1, pois o número quântico J que define o momento angular orbital também adquire n valores distintos. A regra de seleção para uma transição de energia rotacional é $\Delta J = \pm 1$ e, desde que a freqüência de transição da linha de absorção corresponda a uma mudança de J a J + 1, é dada pela Lei de Planck, de tal forma que:

$$\nu_t = 2B(J + 1) . \qquad (3.26)$$

Verifica-se que, para um rotor rígido, o espectro rotacional é formado por uma série de linhas a freqüências ν_t = 2B, 4B, 6B, ... ; no entanto, devido à vibração dos seus núcleos, estas moléculas não podem ser tratadas especificamente mediante uma aproximação de rotor rígido, caso se queira obter um certo nível de precisão no cálculo dessas freqüências. Torna-se necessário, então, definir uma equação que forneça as energias vibracionais e rotacionais, cuja solução considere os efeitos da distorção centrífuga e a interação rotação-vibração. Para incluir tais efeitos, foi desenvolvida uma expressão válida para as moléculas diatômicas lineares e as de topo simétrico, dada por (Gordy e Cook, 1984, citado por Pardo, 1996):

$$\nu_t = 2B' (J + 1) - 4D_{v'} (J + 1)^3 + H_{v'} (J + 1)^3 [(J + 2)^2 - J^3] + ... , \qquad (3.27)$$

onde B’ é uma nova constante rotacional que inclui correções por interação rotação-vibração; e D_v e H_v, coeficientes de distorção centrífuga de primeira e segunda ordem, que são determinados empiricamente. Para as moléculas diatômicas lineares, em geral, H_v é muito pequeno e pode ser desprezado. Já para as moléculas de topo simétrico (dois momentos de inércia iguais, ou seja, $I_x = I_y$), os dois últimos termos são muito pequenos comparados com o primeiro. Os subíndices ν' denotam os diferentes estados vibracionais.

Para as moléculas de topo assimétrico (3 momentos de inércia diferentes), na determinação das suas freqüências de transição, trata-se a molécula como aproximadamente de topo simétrico. Para tanto, utiliza-se a Equação 3.27 a fim de calcular suas freqüências de transição, com coeficientes de distorção apropriados para este tipo de molécula. O espectro destas moléculas é extremamente complicado, bem como a localização dos seus níveis de energia. Para elas, o Hamiltoniano de rotação correspondente ao caso rígido é dado por:

$$H_r = X\, J_x^2 + Y\, J_y^2 + Z\, J_z^2 , \qquad (3.28)$$

onde X, Y e Z são as novas constantes rotacionais, dadas por $X = h/8\,\pi^2 I_x$, $Y = h/8\,\pi^2 I_y$ e $Z = h/8\,\pi^2 I_z$.

No caso de distorção centrífuga na rotação devido à vibração dos núcleos da molécula, existe na literatura um grande número de Hamiltonianos que podem representar estes efeitos, tais como o Hamiltoniano de Watson (Watson, 1967). Este, por sua vez, é dado pelo Hamiltoniano do rotor rígido e pela energia do nível vibracional da molécula, acrescentando-se termos de perturbação centrífuga representados pelos coeficientes de distorção (Tabela 3.1), conforme a seguinte expressão:

$$\begin{aligned} H_{v',v'} = {} & E_{v'} + X\, J_x^2 + Y\, J_y^2 + Z\, J_z^2 - \Delta_k^{v'} J_z^4 - \Delta_{JK}^{v'} J_z^2\, J^2 - \Delta_J^{v'}\, J^4 - 2\delta_K^{v'} J_{xy}^2\, J_z^2 - \\ & 2\delta_J^{v'} J_{xy}^2\, J^2 + H_K^{v'} J_z^6 + H_{KJ}^{v'} J_z^4\, J^2 + H_{JK}^{v'} J_z^2\, J^4 + H_J^{v'} J^6 + 2h_K^{v'} J_z^4 J_{xy}^2 + \\ & 2h_{JK}^{v'} J_z^2\, J_{xy}^2\, J^2 + 2h_J^{v'}\, J_{xy}^2\, J^4 + L_K^{v'} J_z^8 + L_{KKJ}^{v'} J_z^6\, J^2 + L_{JK}^{v'} J_z^4\, J^4 + L_{JJK}^{v'}\, J_z^2\, J^6 + \\ & 2l_K^{v'} J_z^6\, J_{xy}^2 + 2l_{JK}^{v'} J_z^2\, J_{xy}^2\, J^4 + P_K^{v'} J_z^{10} + P_{KKJ}^{v'} J_z^8\, J^2 + 2p_K^{v'} J_z^8\, J_{xy}^2 + Q_K^{v'} J_z^{12} + \\ & R_K^{v'} J_z^{14} , \end{aligned} \qquad (3.29)$$

onde

$J^2 = J_x^2 + J_y^2 + J_z^2$, $J_{xy}^2 = J_x^2 - J_y^2$;

$H_{vv} \rightarrow$ Hamiltoniano de rotação no nível vibracional v;

Δ_J , Δ_{JK} , Δ_K , δ_K e $\delta_J \rightarrow$ coeficientes de distorção centrífuga de quarta ordem;

H_K , H_{KJ} , H_{KJ} , H_J , h_K , h_{JK} e h_J → coeficientes de distorção de sexta ordem;

L_K , L_{KKJ} , L_{JK} , L_{JJK} , l_K e l_{JK} → coeficientes de distorção de oitava ordem;

P_K , P_{KKJ} , p_K → coeficientes de distorção de décima ordem;

Q_K → coeficiente de distorção de décima segunda ordem;

R_K → coeficiente de distorção de décima quarta ordem;

$E_{v'}$ → energia no estado vibracional ν' (nula no nível fundamental de vibração).

TABELA 3.1 - CONSTANTES ROTACIONAIS PARA MOLÉCULAS DE TOPO ASSIMÉTRICO

Constante(MHz)	$H_2{}^{16}O$	$H_2{}^{18}O$	$^{16}O_3$	SO_2
X	835839,876	825366,08	106536,236	60778,5522
Y	435346,811	435331	13349,2548	10318,072
Z	278140,481	276950,46	11834,3613	8799,7023
Δ_J	37,58280	37,2938	$1,3618.10^{-2}$	$6,610013.10^{-3}$
Δ_{JK}	-173,361	-170,204	$-5,534.10^{-2}$	$-116,9588.10^{-3}$
Δ_K	974,2470	959,6441	6,3454	2,5904328
δ_J	15,21950	15,2431	$2,0924.10^{-3}$	$1,701045.10^{-3}$
δ_K	39,6461	31,463	$9,692.10^{-2}$	$25,3531.10^{-3}$
H_J	$1,6284.10^{-2}$	$1,412.10^{-2}$	$1,1.10^{-8}$	$1,0645.10^{-8}$
H_{JK}	$-5.2534.10^{-2}$	-	$-0,18.10^{-6}$	$2,522.10^{-8}$
H_{KJ}	-0,542802	-0,45260	$-55,1.10^{-6}$	$-19,3691.10^{-6}$
H_K	3,84436	5,08511	$1,178.10^{-3}$	$3,71799.10^{-4}$
H_J	$8,1611.10^{-3}$	$7,8937.10^{-3}$	$5,3.10^{-9}$	$5,4326.10^{-9}$
h_{JK}	$-2,5607.10^{-2}$	$-1,716.10^{-2}$	$-0,18.10^{-6}$	$-1,09.10^{-8}$
H_K	0,94784	-	67.10^{-6}	$16,673.10^{-6}$
L_J	$-9,270.10^{-6}$	-	-	-
L_{KKJ}	$8,5898.10^{-3}$	-	-	$4,1512.10^{-9}$
				(continua)

Tabela 3.1 - conclusão

L_{JK}	$-2{,}0367.10^{-3}$	-	-	-
L_{JJK}	$5{,}087.10^{-5}$	-	-	-
L_K	$-1{,}0791.10^{-2}$	$2{,}351.10^{-2}$	-	-
P_K	$1{,}2065.10^{-4}$	$1{,}449.10^{-3}$	-	$1{,}704.10^{-11}$
P_K	$5{,}5019.10^{-5}$	-	-	-

Adaptada de Pardo (1996, p. 38).

3.3.2 Função de Partição

A função de partição rotacional é a soma, sobre todos os níveis rotacionais, do produto das degenerações de cada estado pelo fator de Boltzmann associado ($e^{-E_i / KT}$). As degenerações representam as perdas das características primitivas da molécula durante a sua transição. Elas variam a energia da molécula em relação à do seu estado original, devido à sua anisotropia, e atuam sempre contra o processo de absorção.

Para as moléculas lineares ou diatômicas, os níveis de energia rotacional são dados aproximadamente por hBJ(J + 1), onde B = h/8 π^2 I' e a degeneração destes níveis é dada por 2J + 1. Pela teoria quântica, para cada valor de J existem 2J + 1 orientações diferentes para a componente vertical do momento angular orbital **P**, tal que P_z = K' h/2π, onde K' é um número quântico limitado a valores de –J a J, para cada valor de J, ou seja, possui 2J + 1 valores para cada J. Assim sendo, a função de partição pode ser expressa por:

$$Q_r = \sum_J (2J+1) e^{-(hBJ(J+1))/KT} . \qquad (3.30)$$

Pela definição do coeficiente de absorção dada pela Equação (3.21), observa-se que quanto maior a degeneração maior será a função de partição e, portanto, menor será o

coeficiente de absorção. Os valores da função de partição rotacional para algumas diatômicas ou lineares são mostrados na Tabela 3.2.

TABELA 3.2 - FUNÇÃO DE PARTIÇÃO ROTACIONAL DAS MOLÉCULAS DIATÔMICAS OU LINEARES

Molécula	$Q_{rot.}$
N_2O	1,65873971.T
$^{18}O^{16}O$	1,02371944.T
$^{16}O_2$	0,72516037.T
CO	0,361518726.T

Adaptada de Pardo (1996, p. 33).

Para as moléculas de topo assimétrico, pode-se obter outra expressão aproximada em que aparecem as 3 constantes rotacionais X , Y e Z, associadas aos 3 principais momentos de inércia (Herzberg, 1950). Também, intervém o número de simetria σ associado ao grupo puntual ao qual pertence a molécula, ou seja:

$$Q_r = \frac{5{,}34.10^{-6}}{s}\sqrt{\frac{T^3}{XYZ}}\ , \qquad (3.31)$$

onde X , Y e Z são expressas em MHz; e T, em graus Kelvin. Os valores da função de partição rotacional para diferentes moléculas de topo assimétrico são ilustrados na Tabela 3.3.

3.3.3 Intensidade das Linhas de Absorção

Na espectroscopia molecular, costuma-se utilizar a intensidade da linha de absorção (λ_g) para expressar a intensidade intrínseca da transição. Tal magnitude está relacionada com o elemento de matriz do momento dipolar da transição (μ) da seguinte maneira (Gordy e Cook, 1984, citado por Pardo, 1996):

$$| < J, \iota | \mu | J', \iota' > |^2 = \mu_g^2 \, \lambda_g(J, \iota, J', \iota')/(2J + 1) , \qquad (3.32)$$

onde g representa a direção espacial do momento dipolar da transição; e ι, um número quântico associado à rotação.

TABELA 3.3 - FUNÇÃO DE PARTIÇÃO PARA MOLÉCULAS DE TOPO ASSIMÉTRICO

Molécula	$(XYZ)^{3/2}$ $(MHz^{1/2})$	σ	$Q_{rot.}$
$^{16}O_3$	4102510,115	2	$0,649728455.T^{3/2}$
$^{16}O^{16}O^{18}O$	3842383,972	1	$1,387429043.T^{3/2}$
$^{32}S\ ^{16}O_2$	2349137,558	2	$1,134679215.T^{3/2}$
$H_2{}^{16}O$	318134909,6	2	$8,378576.10^{-3}.T^{3/2}$
$H_2{}^{18}O$	315452842,3	2	$8,449813.10^{-3}.T^{3/2}$
NO_2	6195385,4184	2	$0,430965924.T^{3/2}$
SH_2	109117079,2437	2	$0,2446913.T^{3/2}$

Adaptada de Pardo (1996, p. 33).

A radiação que interage com alguns gases atmosféricos produz um campo elétrico, gerando uma configuração dipolar elétrica sobre as suas moléculas. Por sua vez, a configuração dipolar cria um novo campo, modificando o campo aplicado dentro e próximo à molécula. Isto confere à molécula um momento dipolar elétrico de transição

e ocorre freqüentemente com as moléculas do ozônio e do vapor d'água na atmosfera. Há casos em que a radiação incidente gera uma configuração de dipolo magnético sobre as moléculas do oxigênio, que possui momento magnético dipolar devido a 2 elétrons desemparelhados. Quando ocorre a interação do momento magnético dipolar das suas moléculas com o campo magnético da Terra, estabelece-se um fenômeno denominado *efeito Zeeman*. A Equação 3.32 é válida para os elementos de matriz (μ) de ambos os momentos dipolares de transição existentes.

De forma geral, deve-se substituir o fator 2J + 1 pelo peso estatístico do nível (g_l) na Equação 3.32, que pode ser escrito por vários números quânticos de rotação. Esta aproximação é dada por:

$$g_l \left| < J , \mu , J' > \right|^2 = \mu_g^2 \, \lambda_g(J,J') , \qquad (3.33)$$

e pode ser inserida na Equação 3.21, com $g_l \approx 2J + 1$, já que a probabilidade de transição é proporcional ao número de estados independentes que contribuem para um determinado nível de energia.

3.3.4 Perfil das Linhas de Absorção dos Gases em Microondas

Uma característica muito importante das linhas de absorção das moléculas é que estas apresentam, na troposfera, um perfil dominado pelo efeito das colisões entre elas. Para estudar este tipo de alargamento das linhas espectrais, utiliza-se às vezes a chamada *aproximação de impacto*, segundo a qual a duração da colisão é desprezível frente ao período associado à radiação emitida, de forma que, no estudo, ignora-se a evolução temporal das partículas emissoras. Ressaltou-se a necessidade de combinar a aproximação de impacto com a sua oposta, que se denomina *aproximação quase-estática* (Rosenkranz, 1993, citado por Pardo, 1996). Esta aproximação é fundamental no estudo da emissão das alas das linhas do vapor d'água, conforme alguns trabalhos teóricos.

O perfil mais utilizado para descrever o alargamento das linhas de absorção por pressão é o de Van Vleck-Weisskopf (1945), com as modificações propostas por Rosenkranz. A forma geral representa várias linhas de absorção dos gases atmosféricos originadas em regiões de pressão elevada (troposfera), e é dada por:

$$f(\nu,\nu_{lu}) = \frac{n\ \Delta n}{p\ n_{lu}} \left[\frac{1}{(\Delta n)^2 + (n - n_{lu})^2} + \frac{1}{(\Delta n)^2 + (n + n_{lu})^2} \right], \tag{3.34}$$

onde ν é a freqüência de ressonância; ν_{lu}, a freqüência da linha central de absorção (onde há máxima absorção); e $\Delta\nu$, a largura da banda. De forma simples, pode-se dizer que o alargamento por colisão é similar ao que é produzido na freqüência de um oscilador harmônico por colisões sobre este, afetando sua amplitude, fase e orientação.

A probabilidade de colisão é diretamente proporcional à pressão em que a molécula se encontra. Já a duração da colisão depende da velocidade e, portanto, da sua temperatura. Deste modo, o alargamento da banda pode ser expresso por:

$$\Delta\nu = \Delta\nu_o \frac{P}{P_0} \left(\frac{T_0}{T} \right)^c, \tag{3.35}$$

onde $\Delta\nu_o$ é a largura da banda à pressão e temperatura padrões P_0 e T_0, respectivamente; e χ, um coeficiente de proporcionalidade (Van der Waals) que depende do gás, definido pela teoria cinética dos gases. Como se sabe, a pressão atmosférica diminui de forma aproximadamente exponencial com a altura. Por isso, uma linha de absorção de um gás atmosférico contém informações a respeito da concentração do gás a diferentes alturas, devendo-se considerar também o efeito da temperatura.

Para pressões atmosféricas menores, o alargamento produzido por efeito Doppler atua juntamente com o produzido por colisão. Este efeito normalmente ocorre quando uma molécula se move paralelamente à direção de propagação da radiação absorvida, e as

suas larguras predominam sobre as larguras do alargamento por colisão em alturas acima de 70 km. O perfil Doppler de uma linha pode ser dado pela expressão:

$$f(\nu,\nu_{lu}) = \frac{1}{\Delta n_D}\sqrt{\frac{\ln 2}{p}}e^{\left[-\ln 2\left(\frac{n-n_{lu}}{\Delta n_D}\right)^2\right]}, \qquad (3.36)$$

onde $\Delta\nu_D$ é a largura Doppler da linha, definida como:

$$\Delta\nu_D = \frac{n_{lu}}{c}\sqrt{\frac{2KT\ln 2}{m}} = 3{,}58\ 10^{-7}\ \nu_{lu}\ \sqrt{\frac{T}{M}}, \qquad (3.37)$$

tal que M é o peso molecular em g/mol; e m, a massa da molécula em gramas. A largura Doppler da linha de 22 GHz do vapor d'água a 273K, por exemplo, é igual a 0,03 MHz.

O modelo ATM utiliza os dois tipos de perfil das linhas de absorção descritos. A intensidade de ambos depende da região da atmosfera, tal que, na troposfera, o alargamento das linhas por pressão predomina sobre o alargamento Doppler, o contrário ocorrendo em regiões de pressão muito baixa, acima de 70 km de altura.

CAPÍTULO 4

CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS SONDADORES DA AMSU

Como mencionado no Capítulo 1, a AMSU integra o sistema de sondagem ATOVS, desenvolvido pela NOAA, e opera a bordo do satélite de órbita polar NOAA-KLM (NOAA-15), lançado com sucesso em 1998. A AMSU é constituída de duas unidades de sondagem atmosférica em microondas: a AMSU-A e a AMSU-B, com a finalidade de medir radiâncias de microondas emergentes da atmosfera para a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade. A AMSU-A destina-se à inferência de perfis verticais de temperatura e à determinação do conteúdo de água existente na atmosfera. Assim, esta unidade foi dividida em 2 módulos: AMSU-A1 (freqüências mais altas) e AMSU-A2 (freqüências mais baixas), cujos canais têm suas características apresentadas na Tabela 4.1 (Goodrum et al., 1998).

O módulo AMSU-A1 consiste em 13 canais associados às linhas de absorção do oxigênio (3 a 15). Este módulo tem por objetivo fornecer uma completa reprodução dos perfis verticais de temperatura das atmosferas do globo terrestre, isto é, da superfície até cerca de 45 km de altura (≅ 3 hPa). Por sua vez, o módulo AMSU-A2 contém dois canais contaminados pelo vapor d'água (1 e 2) e é utilizado na determinação do conteúdo de água em todas as suas fases na atmosfera, com exceção de partículas de gelo pequenas. As funções-peso dos canais 3 a 15 do AMSU-A1 e dos canais 1 e 2 do AMSU-A2 são ilustradas nas Figuras 4.1 e 4.2, respectivamente.

TABELA 4.1 - CARACTERÍSTICAS DOS CANAIS DA AMSU-A

Número do canal	Freqüência central (GHz)	Largura da banda (MHz)	Máximos da função peso (hPa)
1	23,8 ± 0,0725	125	superfície
2	31,4 ± 0,05	80	superfície
3	50,3 ± 0,05	80	superfície
4	52,8 ± 0,105	190	superfície
5	53,596 ± 0,115	170	600
6	54,5 ± 0,105	190	300
7	54,94 ± 0,105	190	200
8	55,5 ± 0,0875	155	150
9	ν_1 ± 0,0875	155	80
10	ν_1 ± 0,217	78	40
11	ν_1 ± 0,3222 ± 0,048	36	5
12	ν_1 ± 0,3222 ± 0,022	16	2
13	ν_1 ± 0,3222 ± 0,01	8	0,25
14	ν_1 ± 0,3222 ± 0,0045	3	0,25
15	89,0 ± 1,0	1000	superfície

* ν_1 = 57,290344 GHz

Adaptada de Goodrum et al. (1998, seção 3.3).

A AMSU-B é uma unidade que possui 5 canais em microondas (16 a 20). Ela foi desenvolvida para medir radiâncias de microondas emergentes de diferentes camadas da atmosfera, com o objetivo de inferir perfis verticais de umidade em todo o globo terrestre (Tabela 4.2). A unidade opera em conjunto com a AMSU-A, ambas totalizando 20 canais em microondas. As funções-peso dos 5 canais da AMSU-B são mostradas na Figura 4.3. Os canais de alta opacidade atmosférica da AMSU-B (18, 19 e 20), associados às fortes linhas de absorção do vapor d'água em torno de 183 GHz, podem

ser utilizados na inferência de perfis verticais de umidade atmosférica até cerca de 16 km de altura. Por sua vez, os canais de menor opacidade (16 e 17) são capazes de medir radiâncias de microondas provenientes de níveis atmosféricos mais baixos, possibilitando assim inferir perfis verticais de umidade e estudar a concentração de vapor d'água em camadas atmosféricas próximas à superfície. O sistema de antenas receptoras das unidades AMSU-A e AMSU-B proporcionam medidas de radiância atmosférica numa varredura de quase 50° de latitude em cada lado da trajetória do satélite, numa altitude orbital de cerca de 833 km.

TABELA 4.2 - CARACTERÍSTICAS DOS CANAIS DA AMSU-B

Número do canal	Freqüência central (GHz)	Largura da banda (MHz)	Máximos da função peso (hPa)
16	89 ± 0,9	1000	superfície
17	150 ± 0,9	1000	superfície
18	183,31 ± 1,0	500	400
19	183,31 ± 3,0	1000	600
20	183,31 ± 7,0	2000	750

Adaptada de Goodrum et al. (1998, seção 3.4).

Nesta pesquisa foram estudadas funções-peso para um total de 10 canais dos sondadores da AMSU. Dentre os canais da AMSU-A, escolheu-se o canal 2 do AMSU-A2 e os canais 4, 5, 6 e 8 do AMSU-A1, devido à disponibilidade de dados climatológicos para o Brasil. Em função do importante papel meteorológico desempenhado pelo vapor d'água nos processos atmosféricos, adotaram-se todos os canais da AMSU-B para a avaliação das funções-peso, em particular, os canais associados às fortes linhas de absorção do vapor d'água nas freqüências em torno de 183 GHz.

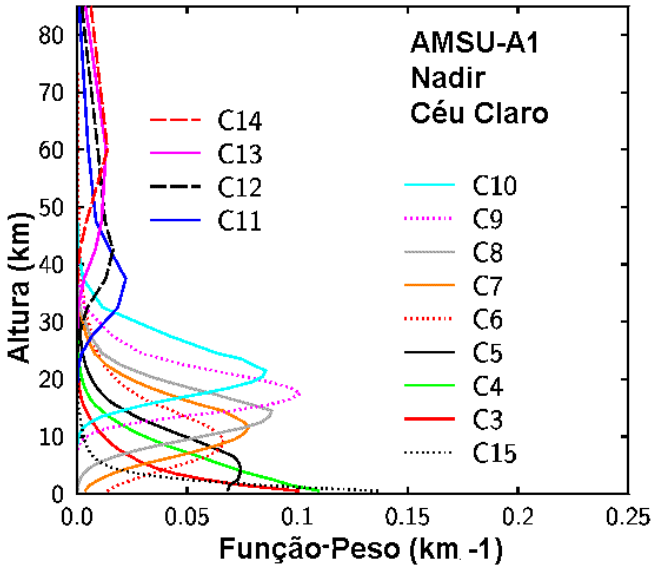


Fig. 4.1 - Funções-peso dos canais 3 a 15 (C3 a C15) do módulo AMSU-A1 para o perfil atmosférico global de 1976 em condição de céu claro, no nadir.
FONTE: Adaptada de Greenwald (1998).

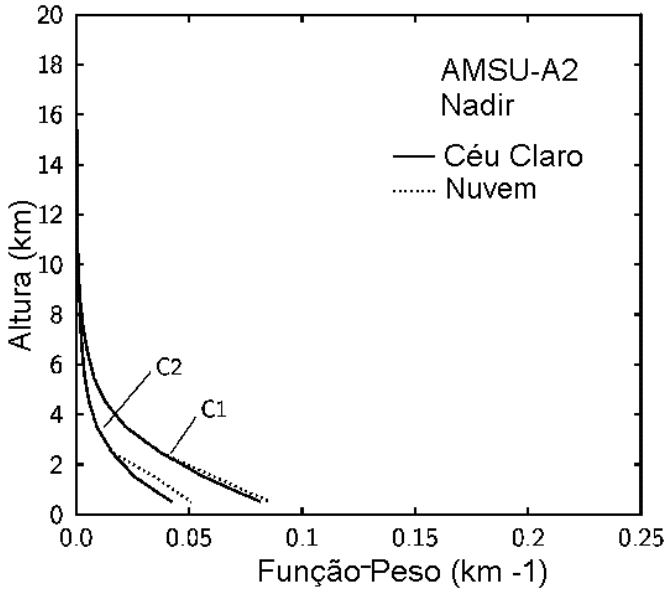


Fig. 4.2 - Funções-peso dos canais 1 e 2 (C1 e C2) do módulo AMSU-A2 para um perfil atmosférico global de 1976 em condição de céu claro e nebulosidade, no nadir.
FONTE: Adaptada de Greenwald (1998).

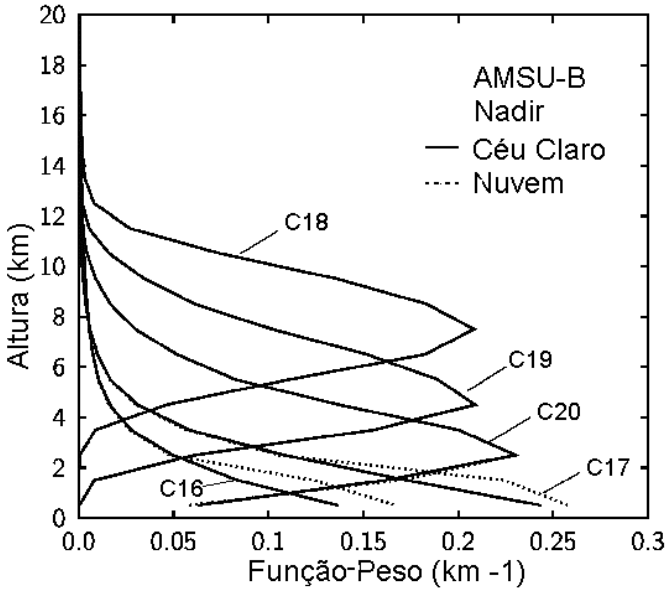


Fig. 4.3 - Funções-peso dos canais 16 a 20 (C16 a C20) da AMSU-B para um perfil atmosférico global de 1976 em condição de céu claro e nebulosidade, no nadir.

FONTE: Adaptada de Greenwald (1998).

CAPÍTULO 5

DADOS E METODOLOGIA

5.1 DADOS UTILIZADOS

Os dados utilizados neste trabalho consistem em perfis verticais de temperatura e umidade para cada nível de pressão atmosférica. Dois conjuntos distintos de dados foram empregados: o primeiro, perfis verticais das "United States Standard Atmospheres" (USSA), produzidos pelo "United States Government Printing Office" (USGPO), em 1976, que já estavam incorporados no modelo ATM; e o segundo, perfis verticais climatológicos de algumas das 11 estações de radiossondagem do Ministério da Aeronáutica do Brasil. Os perfis verticais padrões utilizados são característicos de 2 tipos de atmosfera: tropical (média anual) e de latitudes médias (verão e inverno), ambos para o ano de 1976. Por sua vez, os dados das 11 estações do Brasil foram cedidos pelo Centro Técnico da Aeronáutica/Instituto de Aeronáutica e Espaço (CTA/IAE). Estes dados foram produzidos em 1989 e consistem em médias climáticas mensais e anuais para o período de 1963 a 1980. A distribuição espacial das estações de radiossondagem é apresentada na Figura 5.1. Nota-se que nesta pesquisa foram utilizadas as estações consideradas como representativas das regiões Norte, Nordeste, Centro Oeste, Sudeste e Sul do Brasil, indicadas por (*).

5.2 METODOLOGIA

Como já mencionado, para calcular as funções-peso associadas às principais linhas de absorção do oxigênio e do vapor d'água em microondas, foi utilizado o modelo de transferência radiativa em microondas ATM, desenvolvido em linguagem FORTRAN para o ambiente UNIX. O procedimento adotado no cálculo das funções-peso é apresentado na Figura 5.2. Consideraram-se, como dados de entrada, perfis verticais atmosféricos padrões do modelo (temperatura, umidade e concentração de gases) e perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera de 5 regiões do Brasil (perfis

climatológicos). Os perfis climatológicos do Brasil foram inseridos no ATM mediante o uso de arquivos do modelo estruturados para aceitar dados de radiossondagem, de acordo com um formato específico de entrada de dados (Apêndice A). Este arquivo consiste em perfis verticais de temperatura e temperatura do ponto de orvalho da atmosfera para cada nível de pressão, de 50 em 50 hPa. Para cada arquivo de entrada, o modelo calcula as alturas correspondentes aos níveis de pressão pressupondo que a atmosfera esteja em equilíbrio hidrostático, e converte a temperatura do ponto de orvalho em razão de mistura por unidade de volume. Neste caso, utilizaram-se os perfis verticais climatológicos das estações de Manaus /AM, Natal /RN, Campo Grande /MS, São Paulo /SP, Porto Alegre /RS, Fernando de Noronha /RN, Belém /PA e Curitiba /PR.

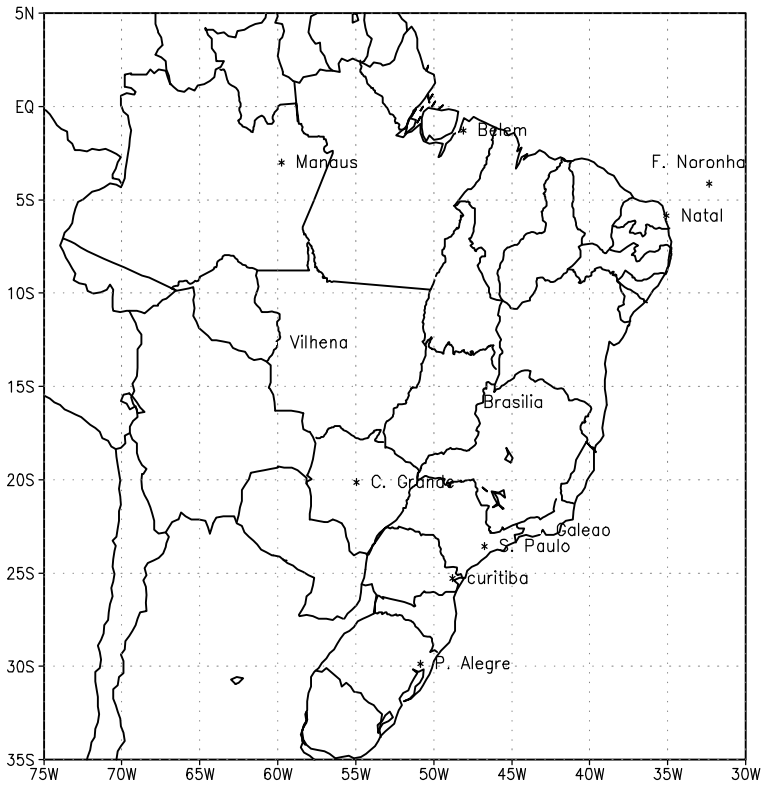


Fig. 5.1 - Distribuição espacial das 11 estações de radiossondagem do Ministério da Aeronáutica do Brasil.

FONTE: Adaptada de IAE/CTA (1989).

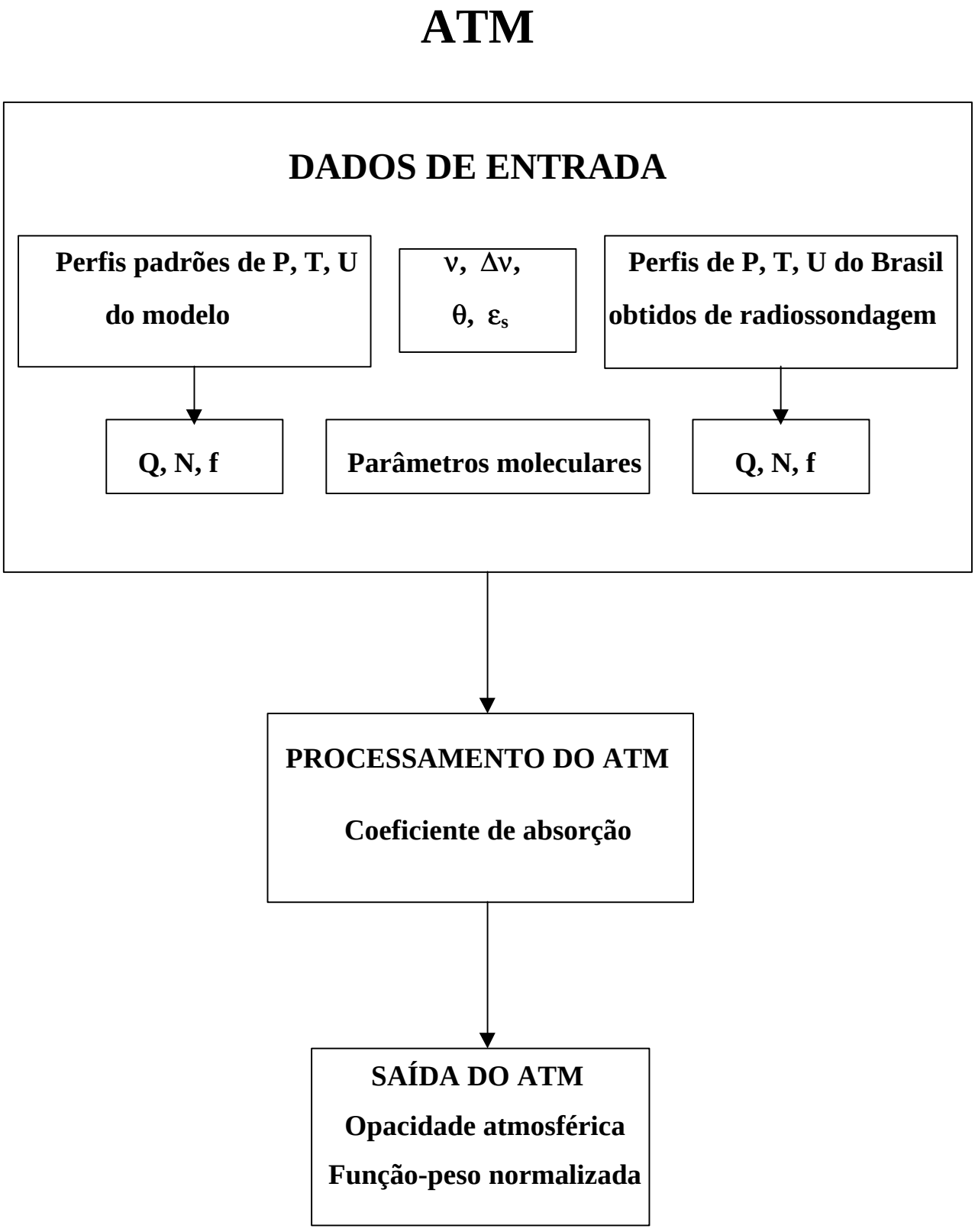


Fig. 5.2 - Fluxograma da metodologia utilizada no cálculo das funções-peso.

O modelo ATM incorpora a parametrização do coeficiente de absorção (k_ν) dos gases atmosféricos em microondas, com base na Equação 3.21. Assim, além dos perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera, outros parâmetros de entrada foram fixados no modelo por meio de sub-rotinas, tais como: freqüência central das linhas de absorção (ν), largura da banda de absorção ($\Delta\nu$), ângulo de visada do sensor (θ) e emissividade da superfície terrestre (ε_s). Os parâmetros associados às transições moleculares (níveis de energia rotacionais, freqüências de transição, momento dipolar de transição, intensidade da linha e outros) são intrínsecos ao modelo e definidos com base nos fundamentos quânticos apresentados no Capítulo 3.

Na primeira etapa do processamento, o modelo ATM calcula o coeficiente de absorção, levando em conta sua dependência da temperatura e pressão atmosféricas por meio das funções de partição rotacional (Equação 3.30) e do perfil das linhas de absorção dos gases atmosféricos em microondas (Equação 3.34). O perfil das linhas de absorção também depende da freqüência central (onde a absorção é máxima), das freqüências intermediárias e da largura da banda. A dependência do coeficiente de absorção com a concentração dos gases atmosféricos é caracterizada pela densidade do número de moléculas absorvedoras por unidade de volume (N).

Na etapa seguinte, o modelo ATM determina a opacidade atmosférica total e de cada camada, com base na Equação 3.15. Finalmente, obtidos o coeficiente de absorção e as opacidades, o modelo calcula as funções-peso normalizadas para cada nível de pressão atmosférica por meio da Equação 3.17. Para cada canal, o modelo gera um arquivo de saída contendo opacidades e funções-peso para cada nível de pressão e altura da atmosfera correspondente (Apêndice B).

Como a função-peso depende de inúmeros parâmetros, vários estudos comparativos foram realizados nesta pesquisa envolvendo parâmetros físicos e meteorológicos, tais como: pressão, temperatura, umidade relativa, emissividade da superfície terrestre e ângulo de visada do sensor. Numa primeira etapa, as funções-peso associadas a médias anuais de perfis verticais climatológicos de atmosferas tropicais e às médias de verão e

inverno de atmosferas de latitudes médias do Brasil foram comparadas com as funções-peso do modelo ATM, obtidas com perfis verticais das atmosferas padrões. As funções-peso obtidas para o Brasil ainda foram comparadas com as do sistema ATOVS, citadas no Capítulo 4. A função peso tropical do Brasil foi calculada pela média aritmética das funções-peso de Manaus /AM, Natal / RN e Belém/ PA. Analogamente, a função-peso representativa das latitudes médias brasileiras foi calculada pela média aritmética das funções-peso dos perfis de São Paulo /SP, Curitiba /PR e Porto Alegre /RS.

No estudo seguinte, foi verificada a variabilidade espacial da função-peso para o Brasil. Para tanto, as funções-peso foram calculadas utilizando perfis verticais climatológicos referentes às médias anuais de Manaus/AM, Natal/RN, Campo Grande/MS, São Paulo /SP e Porto Alegre/RS, representativas das 5 regiões do País. Além disso, com o objetivo de verificar o comportamento das funções-peso em regiões oceânicas, foi utilizada a média anual do perfil vertical climatológico de Fernando de Noronha /RN.

Também foi realizada uma análise da variabilidade sazonal da função-peso para as 5 regiões do Brasil, utilizando perfis verticais climatológicos das estações de radiossondagem do País representativas das 5 regiões. Neste caso, foram considerados perfis climatológicos das 4 estações do ano, além da média anual.

Finalmente, foi verificada a influência da emissividade da superfície terrestre (ε_s) e do ângulo de visada do sensor (θ) nas funções-peso. Neste caso, para cada canal foi fixado um mesmo perfil vertical atmosférico (tropical padrão anual do modelo ATM).

5.2.1 Avaliação das Funções-Peso

Para diversos perfis verticais climatológicos, emissividades da superfície terrestre e ângulos de visada do satélite, foram feitos estudos comparativos com a finalidade de verificar as diferenças de altura e pressão mais significativas para cada contribuição das funções-peso normalizadas. Também foram verificadas as diferenças de temperatura para cada contribuição, adotando um mesmo perfil vertical de temperatura da atmosfera.

As diferenças de temperatura entre as funções-peso foram verificadas com base na precisão de 1 K na temperatura de brilho do topo da atmosfera, detectada pelos sondadores do sistema ATOVS (Goodrum et al., 1998). Tal precisão corresponde a uma precisão de temperatura de cerca de 2 K na inferência de temperatura da atmosfera (Sullivan et al., 1998), válida para a unidade AMSU-A do ATOVS. Para a unidade AMSU-B, a precisão de 1 K na temperatura de brilho do topo da atmosfera corresponde a uma precisão de umidade da ordem de 10 % na inferência de umidade da atmosfera (Houghton, 1985). Notou-se que para uma simulação de temperatura de brilho no topo da atmosfera dada pela Equação 3.12 estar dentro da precisão das duas unidades de sondagem, as diferenças de temperatura verificadas para as maiores contribuições das funções-peso não deveriam exceder cerca de 2 a 3 K. Para verificar as diferenças de temperatura entre as funções-peso, foi utilizado o perfil vertical de temperatura da atmosfera tropical padrão anual do modelo ATM (Apêndice C), o qual apresenta decréscimos verticais de temperatura consistentes com os do Brasil.

CAPÍTULO 6

RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos a partir da metodologia descrita no Capítulo 5. O capítulo divide-se em seções nas quais são apresentados estudos comparativos de funções-peso (FP) obtidas para perfis verticais climatológicos, emissividades da superfície terrestre e ângulos de visada do satélite. O estudo foi realizado para 10 canais da AMSU, isto é, 5 canais da AMSU-A e 5 da AMSU-B. Na Seção 6.2 são apresentadas as funções-peso obtidas com os perfis atmosféricos padrões do ATM (FPP) e as obtidas com perfis climatológicos de temperatura e umidade do Brasil (FPB). A análise foi feita para 3 tipos de atmosfera: média anual tropical, latitudes médias de verão (LMV) e latitudes médias de inverno (LMI). Além disso, foi realizada uma comparação entre as FPB e as FP da AMSU do sistema ATOVS (Capítulo 4). Na Seção 6.3 é apresentada a variação espacial das funções-peso no Brasil, considerando-se médias anuais de perfis climatológicos das 5 regiões do País. Na Seção 6.4 é analisada a variação sazonal das funções-peso para cada região do Brasil, utilizando perfis climatológicos representativos dessas regiões e para 4 estações do ano (Dezembro, Janeiro e Fevereiro - DJF; Março, Abril e Maio - MAM; Junho, Julho e Agosto - JJA; e Setembro, Outubro e Novembro - SON). Também é verificada a influência da emissividade da superfície terrestre e do ângulo de visada do sensor nas funções-peso, conforme é apresentado nas Seções 6.5 e 6.6, respectivamente.

6.2 FUNÇÕES-PESO DE PERFIS CLIMATOLÓGICOS PADRÕES E DO BRASIL

Nesta seção são comparadas as funções-peso obtidas com perfis verticais climatológicos padrões do modelo ATM e perfis climatológicos do Brasil. Os resultados são divididos em dois grupos de 5 canais (das unidades AMSU-A e AMSU-B).

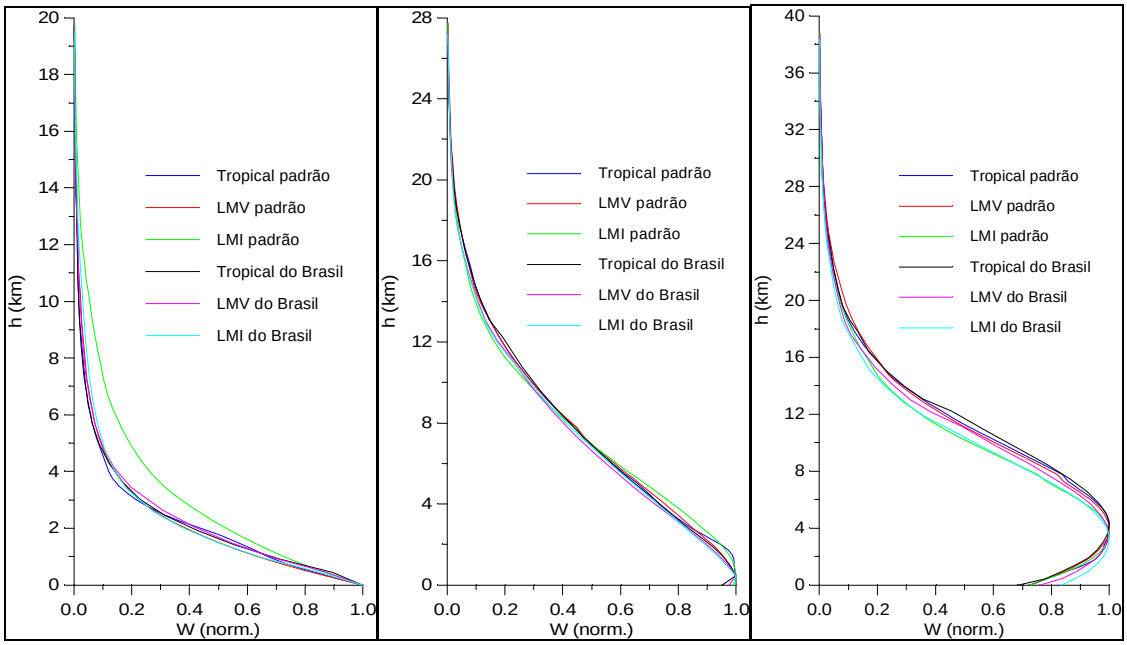
6.2.1 Funções-Peso dos Canais da AMSU-A

Os canais da AMSU-A são associados a fortes linhas de absorção do oxigênio no espectro das microondas. A Figura 6.1 ilustra as funções-peso padrões do modelo ATM e do Brasil para os canais 2, 4, 5, 6 e 8, sendo que os canais 2 e 4, de baixa opacidade atmosférica, apresentam máximos na superfície e são contaminados com vapor d'água, e os canais 5, 6 e 8, de alta opacidade atmosférica, têm forte absorção da radiação de microondas pelo oxigênio. De maneira geral, observa-se uma consistência entre as funções-peso padrões e do Brasil para cada tipo de atmosfera, com exceção das funções-peso da atmosfera LMI. Além disso, as funções-peso dos canais 5, 6 e 8 apresentam maior variabilidade em função do tipo de atmosfera, tal que as FP obtidas para os perfis climatológicos tropicais exibem curvas deslocadas verticalmente em relação às obtidas para os perfis LMI e LMV.

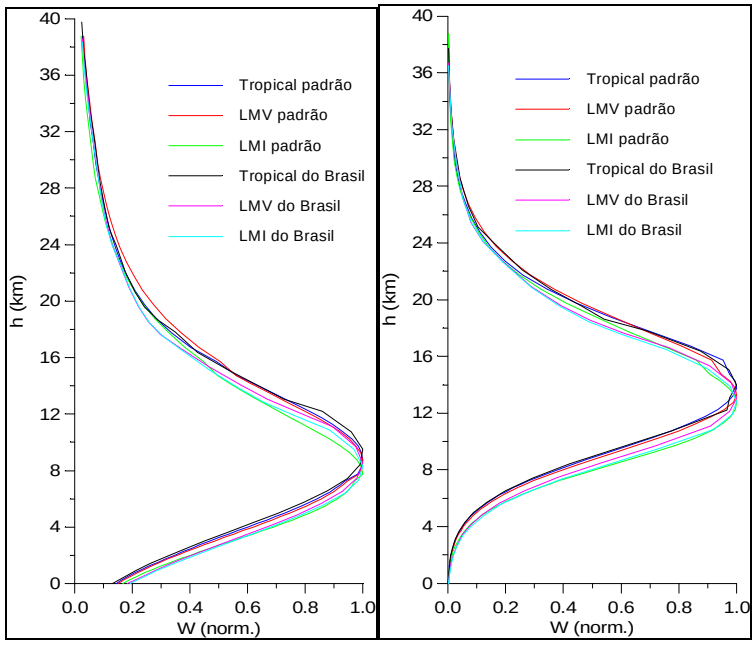
No canal 2, para contribuições das funções-peso menores que 0,2, verifica-se uma diferença de altura de quase 1,5 km ($\cong$ 100 hPa) entre as FPP e FPB LMI. No perfil vertical de temperatura da atmosfera tropical padrão, utilizado para verificar diferenças de temperatura equivalentes às de altura e pressão entre as funções-peso, isto corresponde a uma diferença de temperatura de aproximadamente 9 K. Para o canal 4, as FPP e FPB LMI apresentam uma diferença de altura de cerca de 1 km ($\cong$ 100 hPa) para contribuições das funções-peso da ordem de 0,8, resultando numa diferença de temperatura da ordem de 6 K. Para o canal 5, de máximo em torno de 600 hPa, as FPP e FPB LMI apresentam diferenças mais significativas na região da atmosfera situada abaixo de 3 km. É verificada uma diferença de altura de cerca de 1 km ($\cong$ 80 hPa) para contribuições das funções-peso da ordem de 0,85, com uma diferença de temperatura de aproximadamente 4 K. As FPP e FPB tropicais e LMV apresentam-se consistentes, com máximos que coincidem com o exibido pela FP da AMSU/ATOVS (Capítulo 4). No canal 6, de máximo em torno de 350 hPa, a FPP tropical apresenta um máximo coincidente com o da função-peso da AMSU/ATOVS (8,8 km $\cong$ 350 hPa), porém está 0,7 km abaixo do máximo exibido pela FPB tropical, em torno de 300 hPa. Deste modo, uma diferença de temperatura de aproximadamente 5 K é estimada para as maiores

contribuições das FPP e FPB tropicais. As FPP e FPB LMI apresentam uma diferença de altura de cerca de 1 km entre os seus máximos (50 hPa), acarretando diferenças de temperatura da ordem de 6 K. As mesmas diferenças de altura, pressão e temperatura são verificadas entre a FPB LMI e a FP da AMSU/ATOVS. Para o canal 8, com máximo em torno de 150 hPa, nota-se uma consistência entre as FPP e FPB para os 3 tipos de atmosfera, praticamente não havendo diferença entre os máximos das funções-peso. As FPB tropicais e LMV apresentam máximos coincidentes com o apresentado pela FP da AMSU/ATOVS, enquanto a FPB LMI exibe uma diferença de altura de cerca de 0,7 km (≅ 20 hPa) com respeito a ela, estimando-se uma diferença de temperatura da ordem de 5 K entre os máximos.

Com exceção das funções-peso associadas à atmosfera de latitudes médias de inverno, cujas FPP e FPB apresentam diferenças de temperatura entre si e com relação à FP da AMSU/ATOVS acima do erro aceitável (2 a 3 K), nota-se para os 5 canais da AMSU-A a possibilidade de padronizar funções-peso genéricas para o Brasil. Isto é devido à semelhança entre os perfis verticais de temperatura das atmosferas padrões e do Brasil. Notou-se que o perfil atmosférico LMI padrão é mais úmido que o brasileiro na região da atmosfera entre 3 e 6 km, e bem mais frio que este em praticamente toda a atmosfera, estabelecendo um deslocamento das FPP LMI em relação às FPB. A absorção da radiação de microondas pelo vapor d'água e pelo oxigênio na atmosfera estabelece o decréscimo vertical das funções-peso, de acordo com a concentração dos gases atmosféricos. A maior concentração de umidade do perfil LMI padrão proporcionou um decréscimo vertical mais lento das FPP LMI próximo à superfície (canais 2 e 4), enquanto a menor concentração de oxigênio nos níveis atmosféricos mais altos resultou num maior decréscimo vertical das FPP LMI com relação às FPB (canais 5, 6 e 8).



(a) (b) (c)



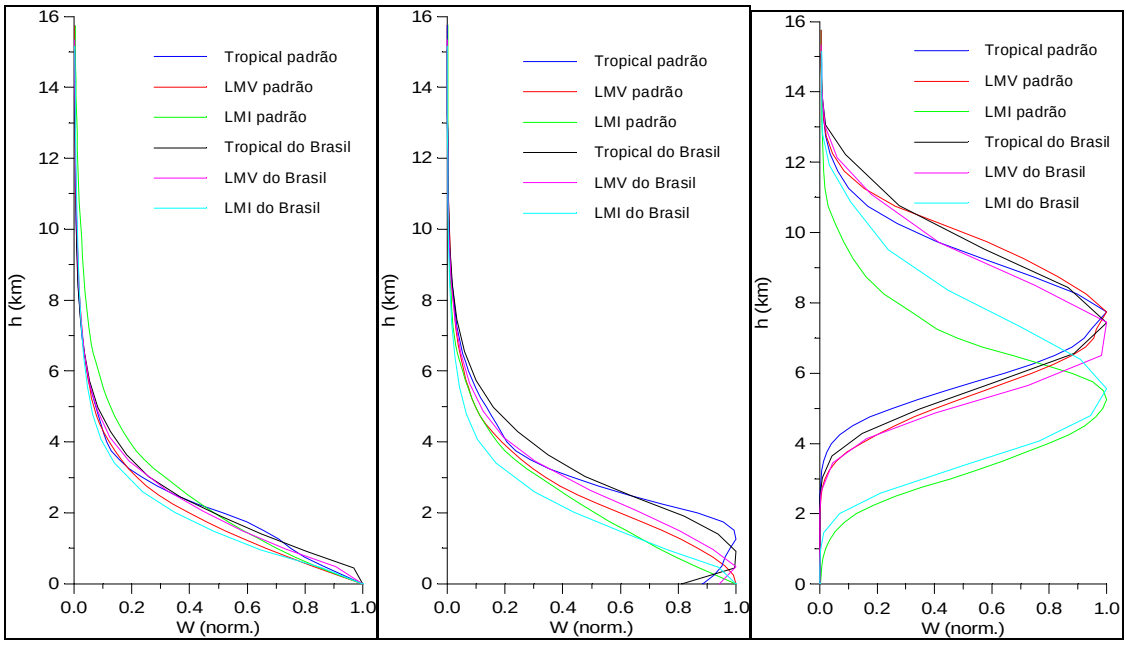
(d) (e)

Fig. 6.1 - Funções-peso normalizadas dos canais 2 (a), 4 (b), 5 (c), 6 (d) e 8 (e) da AMSU-A para 3 tipos de atmosfera padrão e do Brasil.

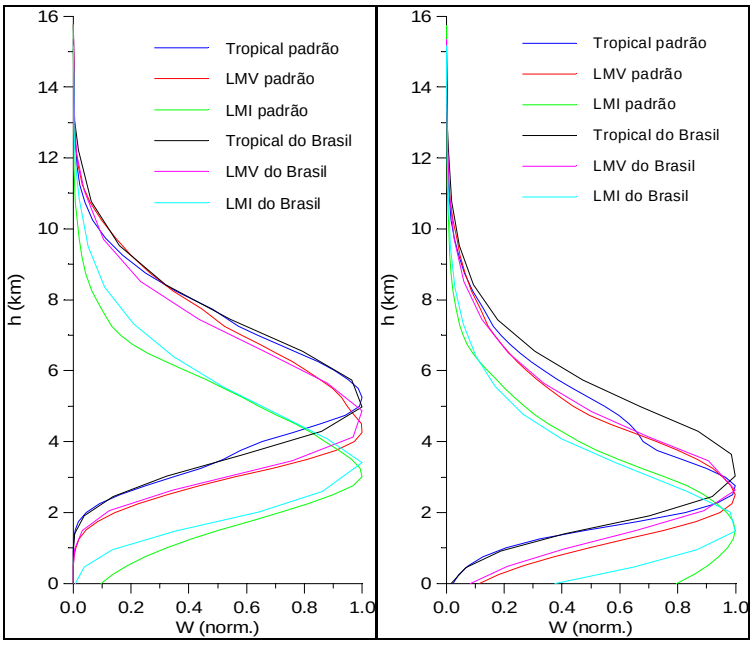
6.2.2 Funções-Peso dos Canais da AMSU-B

Os canais da AMSU-B são associados a fortes linhas de absorção do vapor d'água no espectro das microondas. A Figura 6.2 mostra as funções-peso dos canais 16 e 17, com máximos na superfície, e dos canais 18, 19 e 20, com forte absorção da radiação de microondas pelo vapor d'água. Nos canais de maior opacidade atmosférica (17 a 20), observam-se as FPP e FPB das atmosferas tropicais com curvas deslocadas verticalmente com respeito às FPP e FPB das atmosferas LMV e LMI. De maneira geral, verifica-se uma discrepância entre as FPP e FPB para os 3 tipos de atmosfera, sobretudo as tropicais e LMI.

Para o canal 16, as FPP e FPB LMI apresentam uma diferença de altura de aproximadamente 1 km (≅ 80 hPa) para contribuições das funções-peso menores que 0,2, associada à diferença de temperatura de cerca de 7 K. No canal 17, as FPP e FPB apresentam-se consistentes para cada tipo de atmosfera, com diferenças de temperatura menores que 2 K. Em relação à FP da AMSU/ATOVS, as FPP e FPB tropicais apresentam uma diferença de máximos de cerca de 1 km (100 hPa). Neste caso, a diferença de temperatura estimada é de cerca de 7 K. Para o canal 18, verificam-se diferenças entre as FPP e FPB tropicais a partir de 11 km de altura, porém para contribuições das funções-peso menores que 0,15. As FPP e FPB tropicais e LMV apresentam máximos coincidentes com o da função-peso da AMSU/ATOVS, em torno de 7,5 km (400 hPa). Além disso, as FPP e FPB LMV exibem uma diferença de altura de cerca de 0,7 km (≅ 50 hPa) para contribuições de 0,5 a 1, na região da atmosfera entre 6 e 10 km. A diferença de temperatura estimada é de cerca de 6 K. Já as FPP e FPB LMI apresentam diferenças de temperatura com valores ainda maiores, acima de 6 km de altura. Com máximos coincidentes em torno de 5,5 km (500 hPa), verifica-se uma diferença de altura com respeito ao máximo exibido pela FP da AMSU/ATOVS de aproximadamente 2 km (100 hPa), equivalente a uma diferença de temperatura de quase 10 K.



(a) (b) (c)



(d) (e)

Fig. 6.2 - Funções-peso normalizadas dos canais 16 (a), 17 (b), 18 (c), 19 (d) e 20 (e) da AMSU-B para 3 tipos de atmosfera padrão e do Brasil.

No canal 19, verifica-se uma discrepância entre as FPB e FPP apenas nos máximos das funções-peso, com exceção das FPP e FPB tropicais, que apresentam máximos coincidentes em torno de 5,3 km (540 hPa). Com respeito à FP da AMSU/ATOVS, as FPB tropicais, LMV e LMI apresentam uma diferença entre os máximos de aproximadamente 1 km (60 hPa), equivalente a diferenças de temperatura de quase 5 K. As FPB e FPP LMV mostram uma diferença entre os máximos de 0,6 km (≅ 50 hPa); o máximo apresentado pela FPP LMV é em torno de 4,3 km (≅ 600 hPa). Neste caso, a diferença de temperatura correspondente é da ordem de 5 K. A mesma diferença de temperatura é estimada entre as FPP e FPB LMI nas regiões da atmosfera situadas abaixo de 4 km e acima de 6 km, porém para contribuições das funções-peso menores que 0,15. Para o canal 20, as FPP e FPB LMI proporcionam uma diferença de altura de cerca de 1 km (≅ 40 hPa) para contribuições das funções-peso da ordem de 0,8, na região da atmosfera próxima à superfície. A diferença de temperatura verificada é de aproximadamente 3 K. Entre as FPP e FPB tropicais, registram-se diferenças de altura de cerca de 1,3 km (≅ 70 hPa) para as mesmas contribuições, associadas à diferença de temperatura de cerca de 6 K. Em relação à FP da AMSU/ATOVS, as FPP e FPB tropicais e LMV apresentam máximos coincidentes em torno de 2,7 km (750 hPa), enquanto as FPP e FPB LMI estabelecem uma diferença entre os máximos de quase 1 km (≅ 80 hPa). A diferença de temperatura estimada foi da ordem de 4 K.

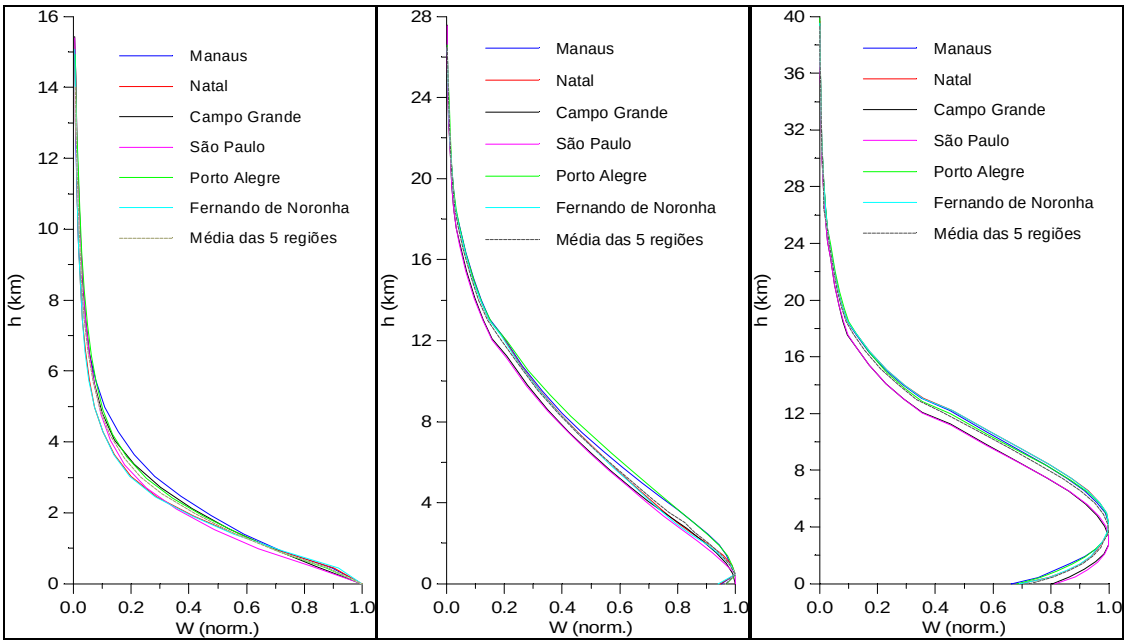
A maioria dos canais da AMSU-B apresenta uma discrepância entre as funções-peso padrões e do Brasil para os 3 tipos de atmosfera. Muitas vezes, as diferenças encontram-se acima do erro aceitável para a temperatura, dificultando uma padronização genérica das funções-peso padrões do modelo e da AMSU/ATOVS para o Brasil. Isto porque a diferença de umidade apresentada pelos perfis verticais climatológicos padrões e do Brasil exercem influência direta na absorção da radiação de microondas pelo vapor d'água na atmosfera e, portanto, na definição das funções-peso, principalmente dos canais de alta opacidade atmosférica (18, 19 e 20).

6.3 VARIAÇÃO ESPACIAL DAS FUNÇÕES-PESO NO BRASIL

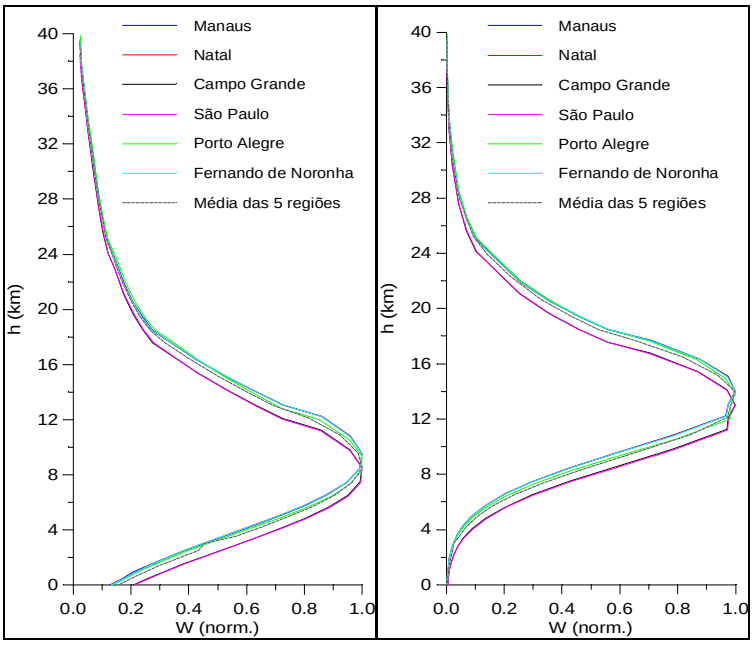
Nesta seção é apresentado um estudo da variação espacial das funções-peso no Brasil, com o objetivo de definir funções-peso genéricas para o País. Ressaltam-se as funções-peso de atmosferas tropicais e de latitudes médias do Brasil, apresentadas na Seção 6.2, além da função-peso média do País.

6.3.1 Funções-Peso dos Canais da AMSU-A

A Figura 6.3 ilustra as funções-peso dos canais 2, 4, 5, 6 e 8. De um modo geral, as funções-peso de Manaus, Natal, Fernando de Noronha e Porto Alegre apresentam curvas deslocadas verticalmente em relação às curvas de São Paulo e Campo Grande. Para o canal 2, as FP de São Paulo e Campo Grande, embora se mostrem similares às outras funções-peso na região da atmosfera abaixo de 2 km, apresentam diferenças de pressão de aproximadamente 80 hPa para cada contribuição das FP. Esta diferença de pressão é verificada em virtude de os perfis climatológicos das regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil apresentarem pressões mais baixas que os perfis climatológicos do Norte, Nordeste e Sul do País. Em termos de temperatura, a diferença estimada é de aproximadamente 5 K. Já no canal 4, as FP de São Paulo e Campo Grande mostram-se consistentes em níveis de pressão com as de Manaus e Porto Alegre, apresentando diferenças de temperatura menores que 2 K. A consistência de altura verificada entre as FP de Natal e Campo Grande está associada a uma diferença de pressão de cerca de 80 hPa, para cada contribuição das funções-peso na região da atmosfera abaixo de 5 km. A mesma diferença de pressão é verificada entre as FP de Manaus e Natal e, em ambos os casos, a diferença de temperatura estimada é da ordem de 5 K.



(a) (b) (c)



(d) (e)

Fig. 6.3 - Funções-peso normalizadas dos canais 2 (a), 4 (b), 5 (c), 6 (d) e 8 (e) da AMSU-A para médias anuais de perfis verticais climatológicos do Brasil.

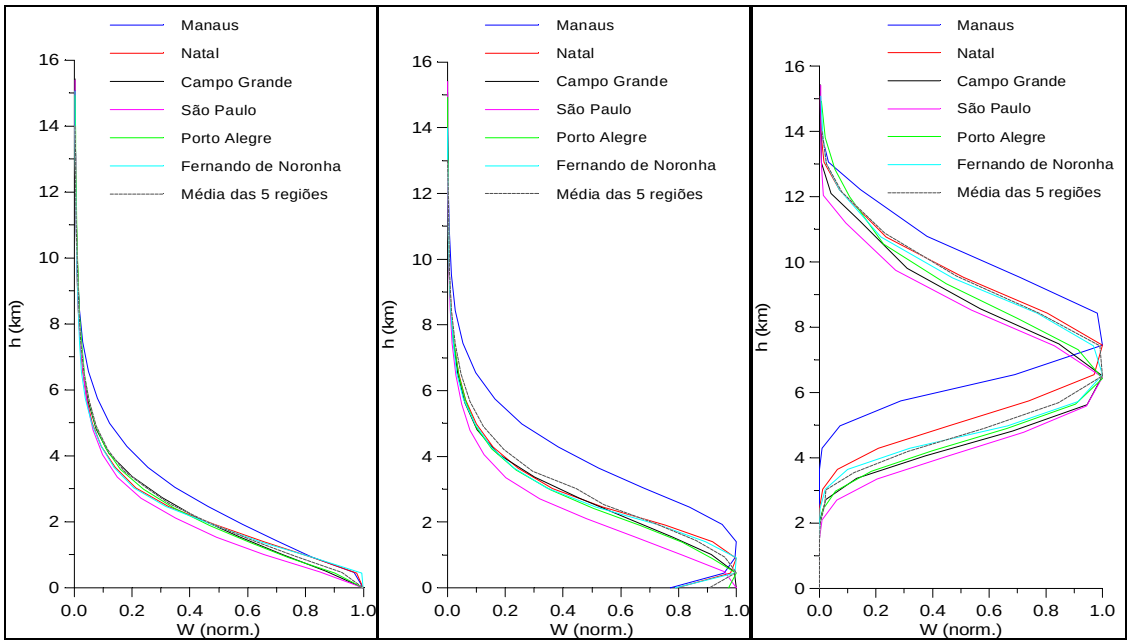
Apesar do deslocamento vertical com relação às curvas das outras funções-peso (diferença de 1 km entre os máximos), nos canais 5, 6 e 8, as FP de São Paulo e Campo Grande apresentam os mesmos níveis de pressão para cada contribuição das FP. Além disso, os máximos das seis FP coincidem em torno de 620 hPa, 320 hPa e 160 hPa, para os canais 5, 6 e 8, respectivamente. Verifica-se que as diferenças de temperatura para cada contribuição das FP, com relação à FP média das 5 regiões, permanecem em torno do erro de temperatura aceitável (2 a 3 K). Portanto, tem-se a possibilidade de representar as FP das 5 regiões do Brasil pela FP média do País. Neste caso, a semelhança apresentada pelos perfis verticais de temperatura das 5 regiões do Brasil gera funções-peso consistentes, inclusive as dos canais contaminados pelo vapor d'água.

6.3.2 Funções-Peso dos Canais da AMSU-B

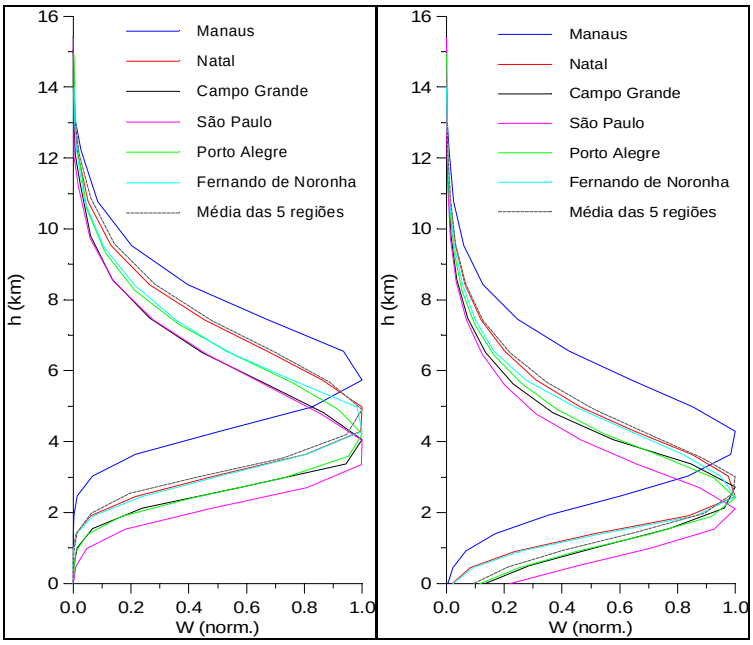
Nos canais 16 a 20, é observada uma mesma disposição das curvas que representam as funções-peso obtidas para as 5 regiões do Brasil (Figura 6.4). Basicamente, o que se verifica são curvas de São Paulo, Porto Alegre e Campo Grande (perfis climatológicos mais secos) deslocadas na vertical em relação às curvas de Manaus, Natal e Fernando de Noronha (perfis mais úmidos). Para o canal 16, a maior discrepância encontrada entre as FP é observada para Campo Grande e Porto Alegre. Apesar de consistentes em altura, uma diferença de pressão de cerca de 80 hPa é verificada para cada contribuição das FP, praticamente em toda a região da atmosfera que contribui para o sinal do sensor. A diferença de temperatura estimada é de aproximadamente 5 K. Apesar da distinção entre as suas curvas, as FP de São Paulo e Manaus exibem os mesmos níveis de pressão para cada contribuição. As diferenças de temperatura estimadas entre a FP média e as FP de cada uma das regiões são da ordem de 2,5 K. No canal 17, a FP de Manaus apresenta uma curva mais deslocada na vertical, com um máximo em torno de 1,4 km (≈870 hPa). A FP de Porto Alegre, com um máximo em cerca de 0,44 km (≈970 hPa), exibe a maior diferença de máximos em relação à FP de Manaus, associada a diferenças de temperatura de cerca de 7 K. Com relação às FP das 5 regiões, a FP média apresenta diferenças de temperatura da ordem de 3 a 4 K. Todavia, com a definição de uma FP média para as regiões tropical e de latitudes médias do Brasil (Seção 6.2), têm-se

diferenças de temperatura menores que 2 K em relação às FP de cada região, incluindo a região Centro-Oeste em latitudes médias.

Para o canal 18, a FP de Manaus exibe um máximo em torno de 7,4 km (≅ 420 hPa), apresentando uma discrepância com a FP de Porto Alegre, cujo máximo está em torno de 6,6 km (≅ 470 hPa). Na região da atmosfera entre 2 e 7 km, as diferenças de altura e pressão registradas para cada contribuição das FP atingem valores de quase 2 km e 100 hPa, respectivamente, proporcionando diferenças de temperatura da ordem de 9 K. Deste modo, para cada contribuição das FP, a FP média apresenta diferenças de temperatura da ordem de 5 K em relação às FP de Manaus e Porto Alegre, portanto, sugerindo a definição de FP médias específicas para regiões tropical e de latitudes médias do Brasil. No canal 19, a FP de Manaus tem um máximo em torno de 5,7 km (≅ 520 hPa), acima do apresentado pela FP de Porto Alegre, que é em cerca de 4 km (≅ 620 hPa). O perfil climatológico de Natal estabelece uma FP com máximo em torno de 5 km (≅ 570 hPa), mas na região da atmosfera entre 2 e 4 km são verificadas, para contribuições das FP da ordem de 0,8, diferenças de altura e pressão de quase 1,5 km e 100 hPa, respectivamente, em relação à FP de Manaus. As diferenças de temperatura estimadas nestes 2 casos são da ordem de 10 K. As FP de São Paulo, Campo Grande e Porto Alegre apresentam-se consistentes em níveis de pressão, sugerindo a definição de uma FP específica de latitudes médias para o Brasil. Devido à discrepância entre as FP de Manaus e Natal, a definição de uma FP média tropical para o Brasil pode não ser válida. Analogamente, no canal 20, a FP de Manaus apresenta um máximo em cerca de 4,3 km (≅ 620 hPa), aproximadamente 2 km acima do apresentado pela FP de Porto Alegre e Natal (≅ 770 hPa). Como as FP de São Paulo e Porto Alegre apresentam consistência em pressão e uma diferença de altura entre os máximos de quase 0,3 km (≅ 50 hPa), a definição de uma FP de latitudes médias pode ser adequada para representar as regiões Sudeste e Sul do Brasil. Todavia, a estação de Campo Grande não pode ser incluída em latitudes médias, pois a FP de Campo Grande apresenta uma diferença de máximos em relação ao da FP de Porto Alegre de cerca de 100 hPa, estabelecendo diferenças de temperatura da ordem de 7 K.



(a) (b) (c)



(d) (e)

Fig. 6.4 - Funções-peso normalizadas dos canais 16 (a), 17 (b), 18 (c), 19 (d) e 20 (e) da AMSU-B para médias anuais de perfis verticais climatológicos do Brasil.

Na avaliação das funções-peso dos 5 canais da AMSU-B, são verificadas diferenças significativas entre as 5 regiões do Brasil, em particular, nas regiões Norte e Sul do País. Em virtude de a concentração do vapor d'água ser muito variável de uma região para outra, a FP média representa algumas regiões com diferenças de temperatura muito acima da aceitável. Para os canais de maior opacidade atmosférica (17 a 20), que apresentam maiores diferenças entre as FP, a definição de funções-peso específicas para a região tropical do Brasil também pode gerar discrepância em relação às FP de Manaus e Natal. Por outro lado, a consistência notada entre as FP de Natal (RN) e Fernando de Noronha (RN) demonstra que perfis climatológicos oceânicos não influenciam de forma significativa nas funções-peso.

6.4 VARIAÇÃO SAZONAL DAS FUNÇÕES-PESO NAS 5 REGIÕES DO BRASIL

Nesta seção é realizado o estudo da variação sazonal das funções-peso para cada região do Brasil. Tal estudo tem como objetivo verificar o grau de confiabilidade que as funções-peso obtidas para médias anuais climatológicas teriam, quando utilizadas para representar funções-peso das 4 estações do ano.

6.4.1 Funções-Peso dos Canais da AMSU-A

As Figuras 6.5 a 6.9 ilustram as funções-peso dos canais 2, 4 , 5, 6 e 8, respectivamente, obtidas para os perfis climatológicos de Manaus/AM, Natal/RN, Campo Grande/MS, São Paulo/SP e Porto Alegre/RS. Observa-se nos 5 canais uma consistência entre as funções-peso das 4 estações do ano de cada região do Brasil. Com isso, a função-peso anual representaria as variações sazonais das funções-peso de cada região do Brasil. A consistência entre as funções-peso das 4 estações do ano é proporcionada pela semelhança dos perfis verticais de temperatura das 4 estações. Isto indica que não houve diferenças de temperatura relevantes entre os perfis verticais climatológicos das 4 estações do ano. Conseqüentemente, a concentração vertical do oxigênio na atmosfera mantém-se uniforme para todas as regiões do País.

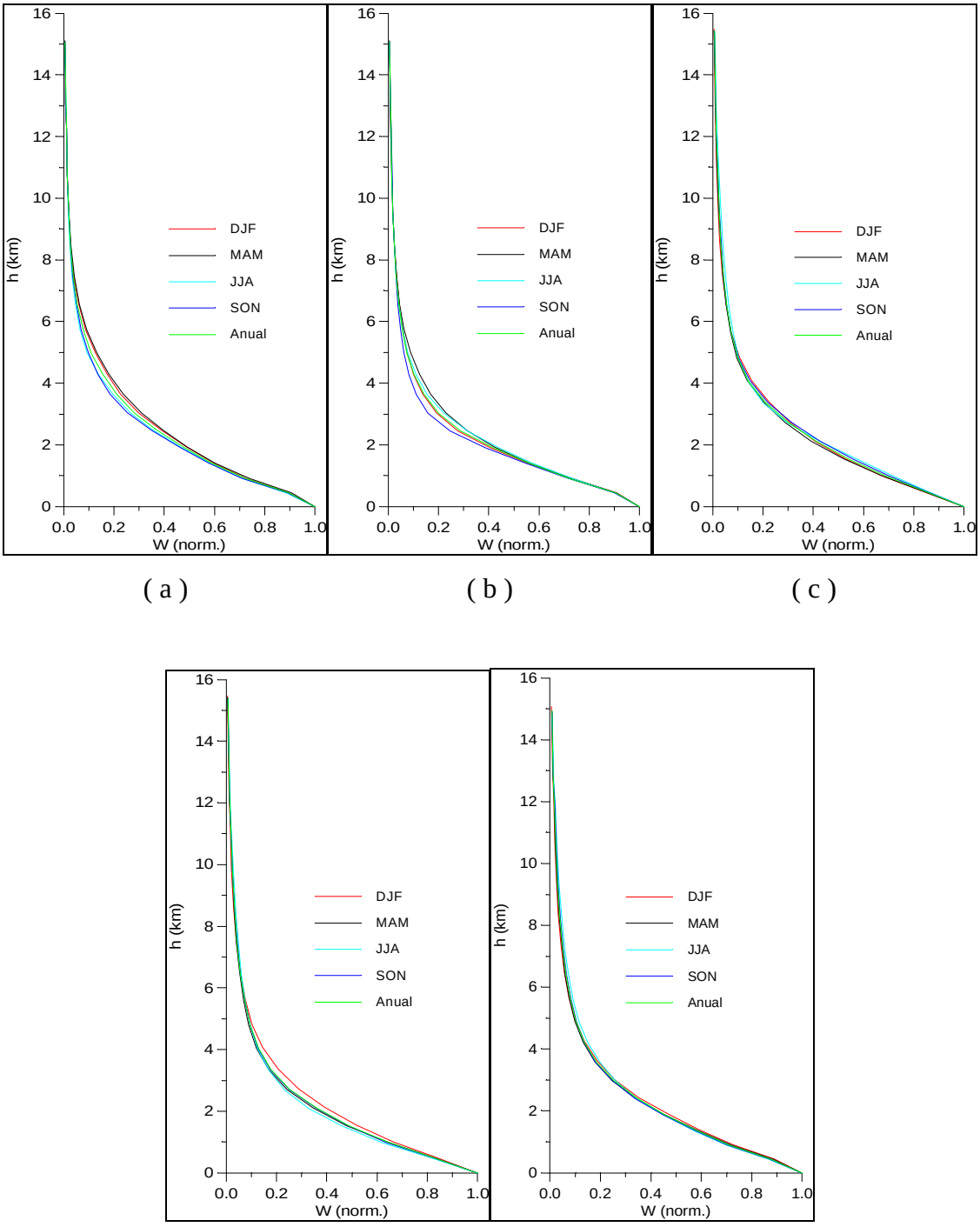


Fig. 6.5 - Funções-peso normalizadas do canal 2 da AMSU-A para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e).

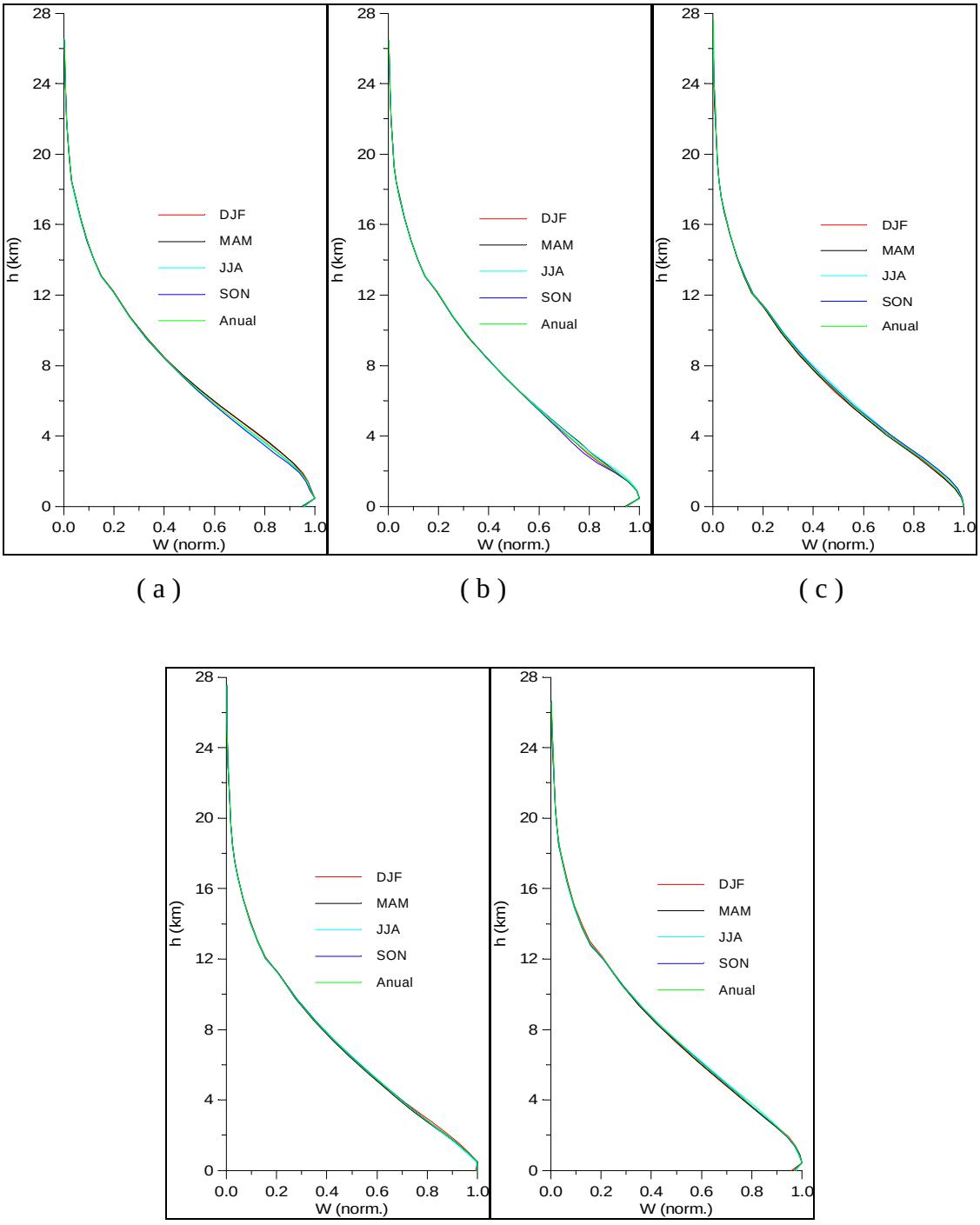


Fig. 6.6 - Funções-peso normalizadas do canal 4 da AMSU-A para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e).

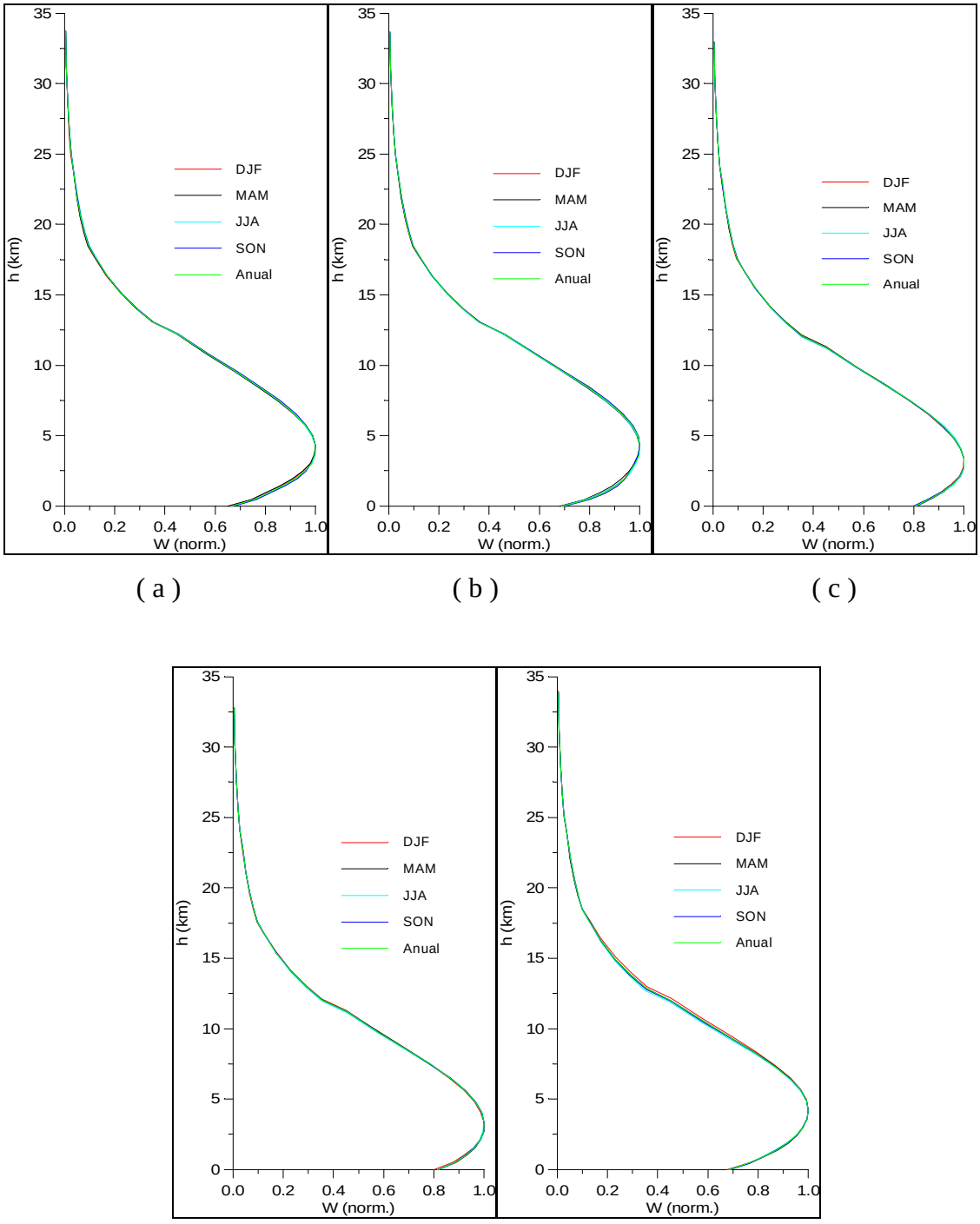
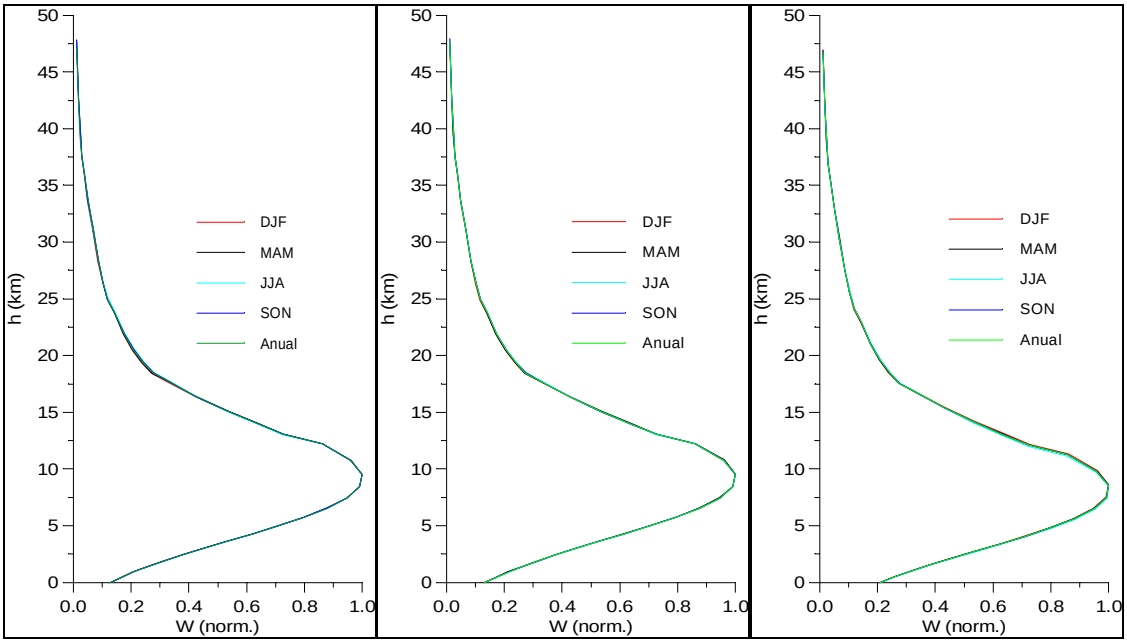
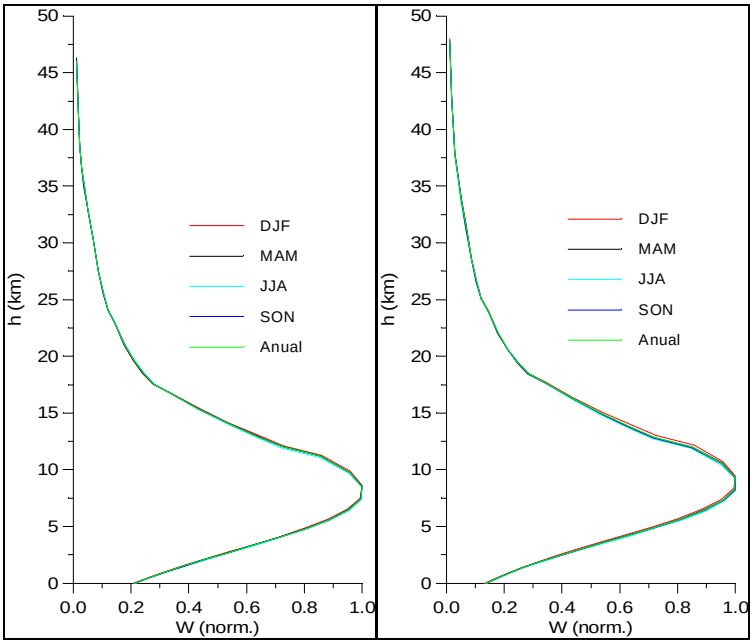


Fig. 6.7 - Funções-peso normalizadas do canal 5 da AMSU-A para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e).



(a) (b) (c)



(d) (e)

Fig. 6.8 - Funções-peso normalizadas do canal 6 da AMSU-A para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e)

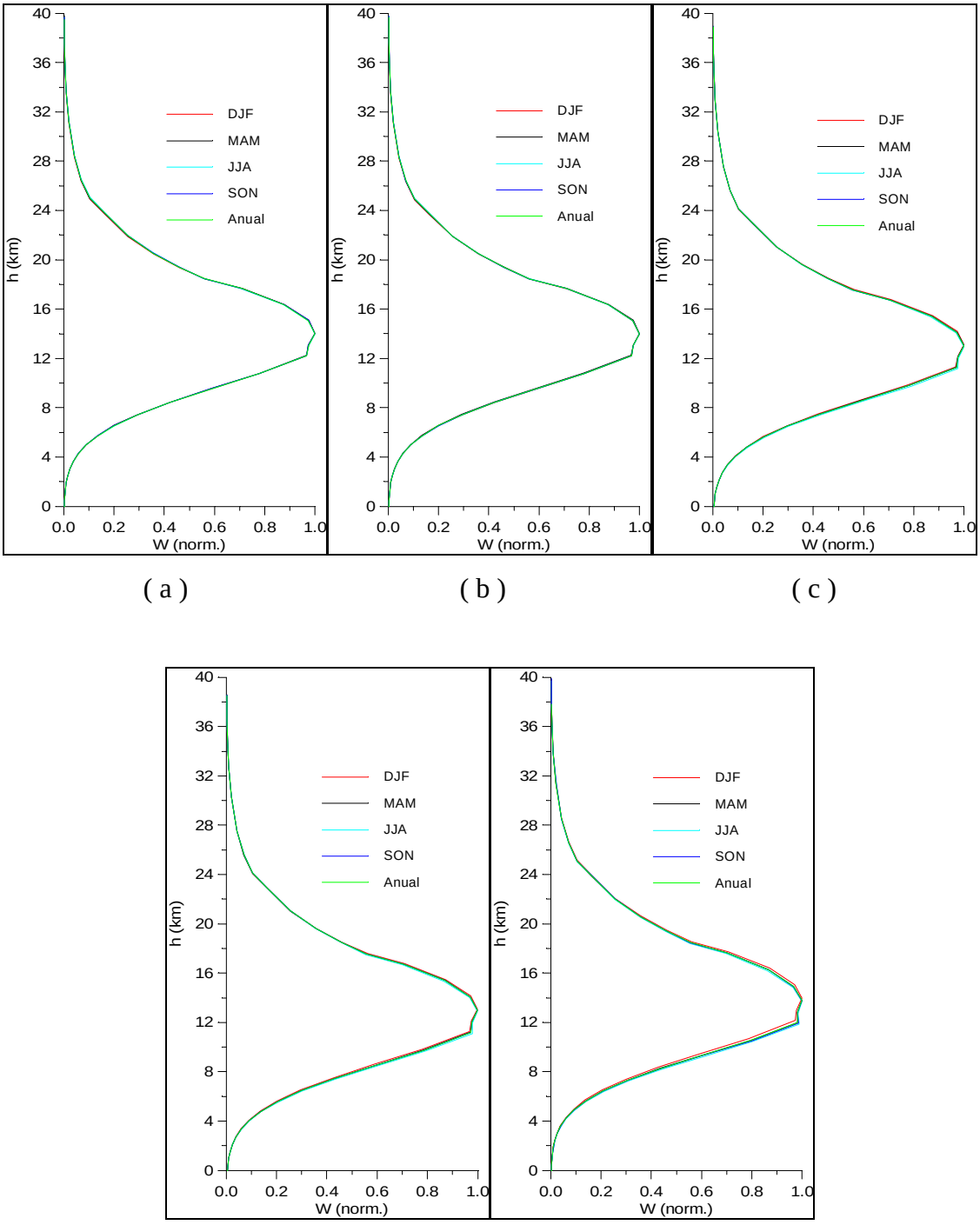


Fig. 6.9 - Funções-peso normalizadas do canal 8 da AMSU-A para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e).

6.4.2 - Funções-Peso dos Canais da AMSU-B

Para os 5 canais da AMSU-B, a configuração básica das funções-peso dos perfis climatológicos das 5 regiões brasileiras consiste em curvas de estações do ano mais úmidas (DJF e MAM) deslocadas na vertical em relação a curvas de estações mais secas (JJA e SON). A Figura 6.10 ilustra as funções-peso do canal 16 para os perfis climatológicos de Manaus, Natal, Campo Grande, São Paulo e Porto Alegre. Observa-se para as 5 regiões um deslocamento vertical pequeno entre as curvas, estabelecendo diferenças de temperatura entre as funções-peso sazonais das 5 regiões e as FP anuais menores que 2 K, para cada contribuição das FP. Para o canal 17, observam-se maiores deslocamentos entre as curvas sazonais de cada região e as curvas anuais (Figura 6.11). Para Manaus, a maior discrepância é apresentada pela FP de DJF, associada à diferença de altura de cerca de 0,6 km ($\cong$ 50 hPa) para contribuições das funções-peso da ordem de 0,4. Tal discrepância ocorre na região da atmosfera acima de 3,5 km, cuja diferença de temperatura estimada é de aproximadamente 4 K. Da mesma forma, entre as FP anuais e as FP de MAM e SON de Natal, são estimadas diferenças de temperatura de aproximadamente 4 K, acima de 3 km. Para Campo Grande, a FP de DJF apresenta a mesma diferença de temperatura com a FP anual, porém a partir de 4 km, onde as contribuições das FP são menores que 0,2.

Os perfis climatológicos de São Paulo e Porto Alegre estabelecem a maior disparidade entre as funções-peso sazonais do canal 17 e as funções-peso anuais. Em ambas as regiões, são estimadas diferenças de altura de cerca de 0,7 km ($\cong$ 50 hPa) entre a FP anual e de DJF, para cada contribuição das funções-peso. Tal disparidade é verificada em praticamente toda a região da atmosfera que mais contribui para o sinal detectado pelo sensor deste canal.

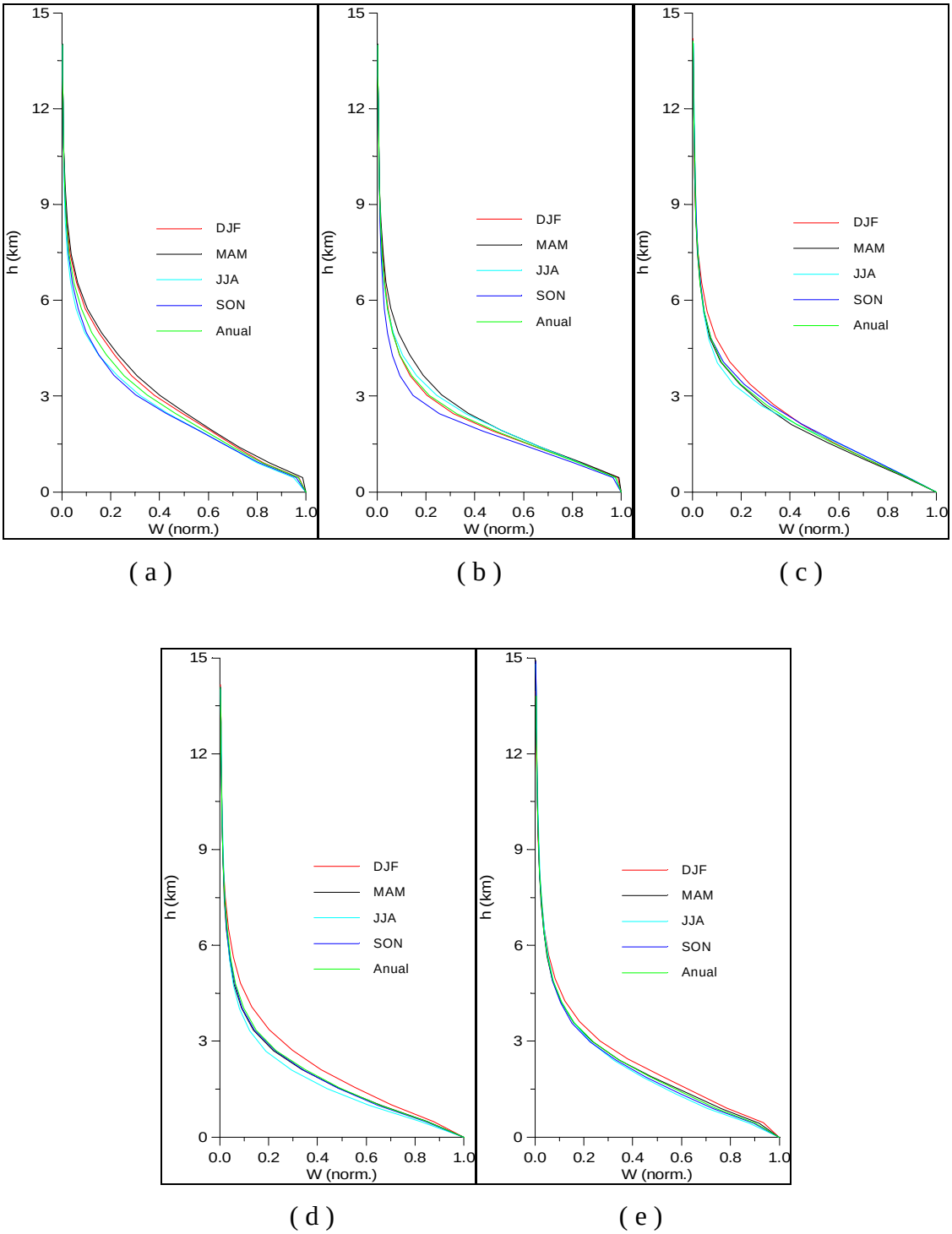


Fig. 6.10 - Funções-peso normalizadas do canal 16 da AMSU-B para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e).

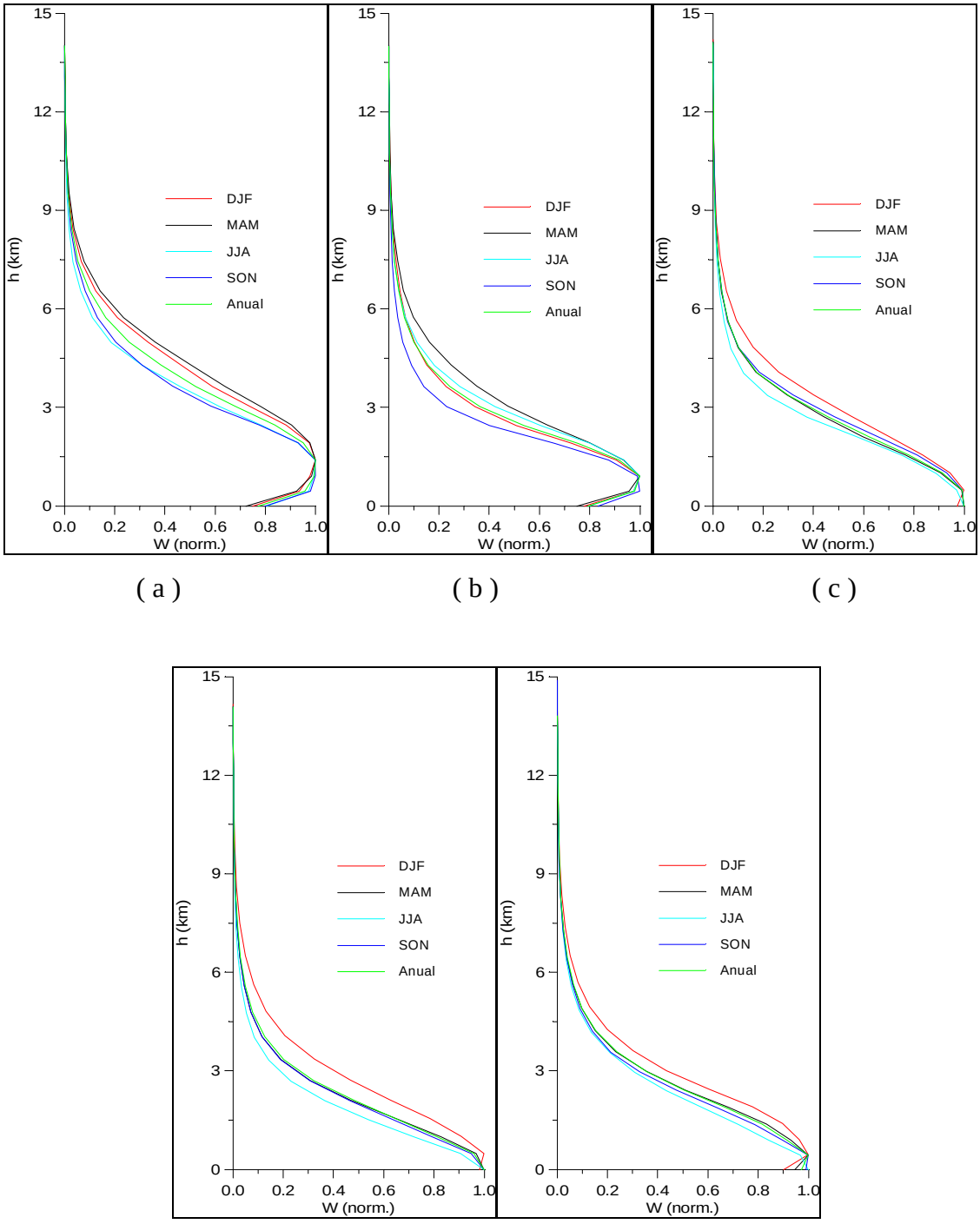


Fig. 6.11 - Funções-peso normalizadas do canal 17 da AMSU-B para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e).

Nos canais 18, 19 e 20, nota-se a mesma discrepância entre as funções-peso sazonais e as anuais (Figuras 6.12, 6.13 e 6.14, respectivamente) para as 5 regiões do Brasil. Para o canal 18, a FP de JJA de Manaus é a que apresenta maiores diferenças, estendendo-se por quase toda a região da atmosfera que contribui para o sinal do sensor. Embora exibam máximos em torno de 7,4 km (≅ 420 hPa), diferenças de altura de até 1 km (≅ 50 hPa) são verificadas entre as FP de JJA e anual, para cada contribuição das FP. Conseqüentemente, são estimadas diferenças de temperatura da ordem de 4 a 6 K. Para Natal, os perfis climatológicos de MAM e SON estabelecem maiores diferenças entre estas funções-peso e a FP anual, na região da atmosfera entre 2 e 7 km. Neste caso, a diferença de temperatura para cada contribuição das FP também é bem maior que 2 K. O mesmo ocorre com os perfis de Campo Grande, São Paulo e Porto Alegre, associados às FP de DJF e JJA das 3 localidades. Neste caso, uma diferença de altura entre os máximos de cerca de 1 km (≅ 50 hPa) é verificada entre a FP anual e as FP de DJF e JJA para cada região. As FP anuais das 3 regiões apresentam máximos em aproximadamente 6,5 km (≅ 420 hPa em São Paulo e Campo Grande; ≅ 470 hPa em Porto Alegre). Analogamente, para o canal 19, as FP anuais de Manaus, Natal, Campo Grande, São Paulo e Porto Alegre apresentam máximos em torno de 5,7 km (≅ 520 hPa), 5 km (≅ 570 hPa), 4 km (≅ 570 hPa), 4 km (≅ 570 hPa) e 4,3 km (≅ 620 hPa), respectivamente. No canal 20, os máximos das funções-peso de Manaus, Natal, Campo Grande, São Paulo e Porto Alegre estão em torno de 4,3 km (≅ 620 hPa), 2,5 km (≅ 770 hPa), 2,8 km (≅ 670 hPa), 2,1 km (≅ 720 hPa) e 2,4 km (≅ 770 hPa), respectivamente.

Com exceção do canal de menor opacidade atmosférica (16), nota-se que para os canais da AMSU-B não é viável definir uma função-peso anual para representar as variações sazonais das funções-peso de cada região do Brasil. Como a concentração vertical do vapor d'água na atmosfera sofre grandes alterações de uma estação do ano para outra no Brasil, as funções-peso dos canais do vapor são significativamente modificadas de uma estação do ano para outra.

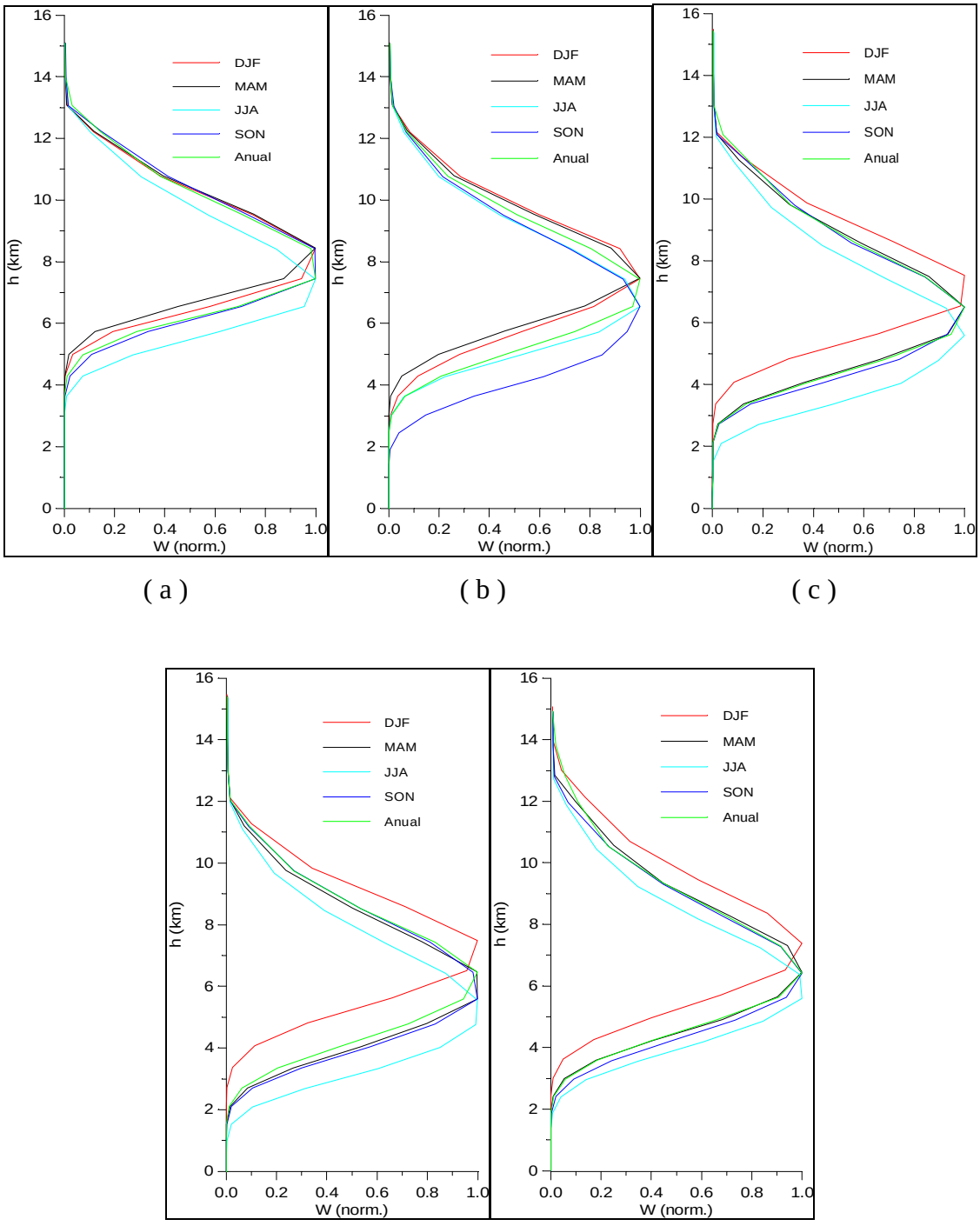


Fig. 6.12 - Funções-peso normalizadas do canal 18 da AMSU-B para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e).

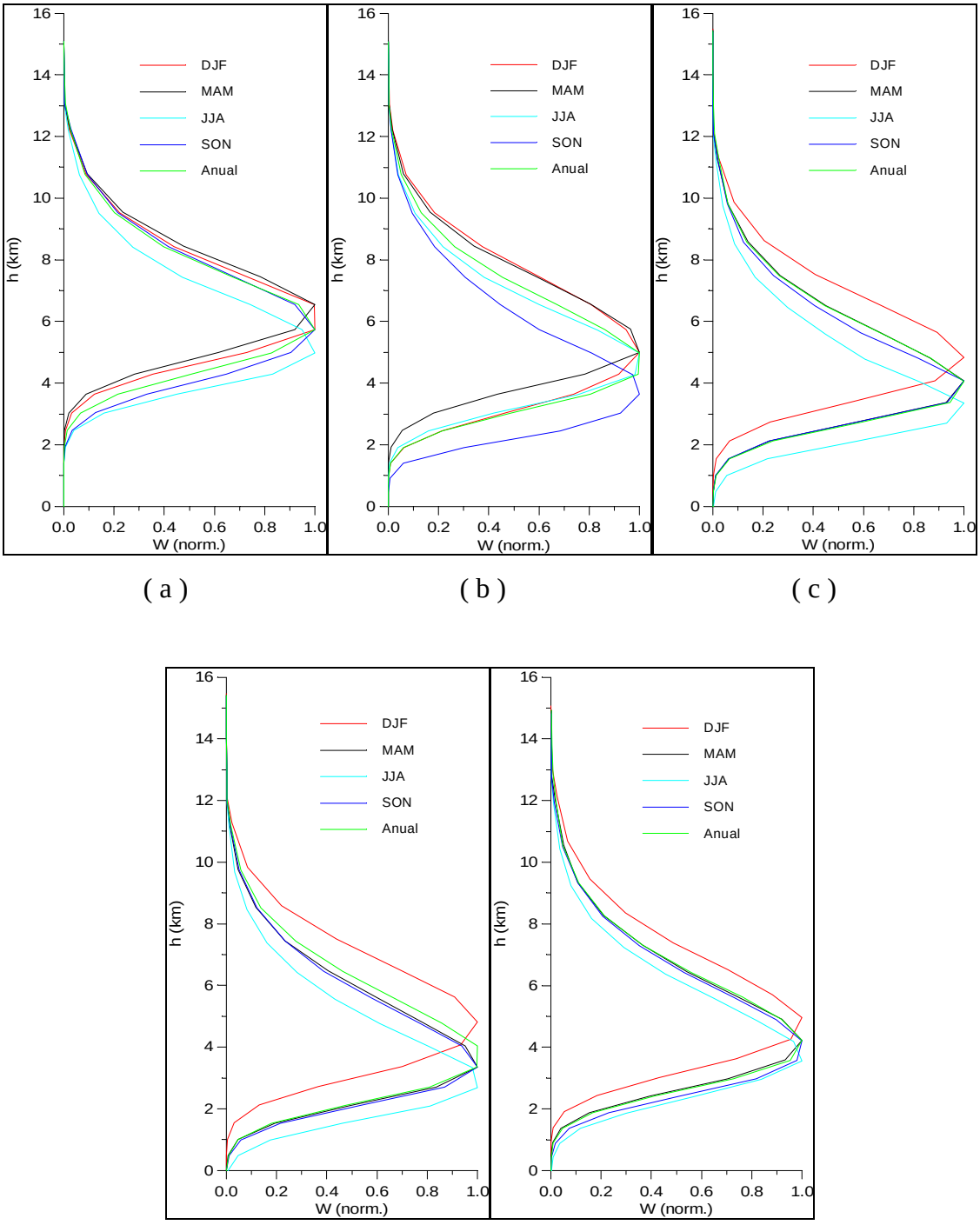


Fig. 6.13 - Funções-peso normalizadas do canal 19 da AMSU-B para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e).

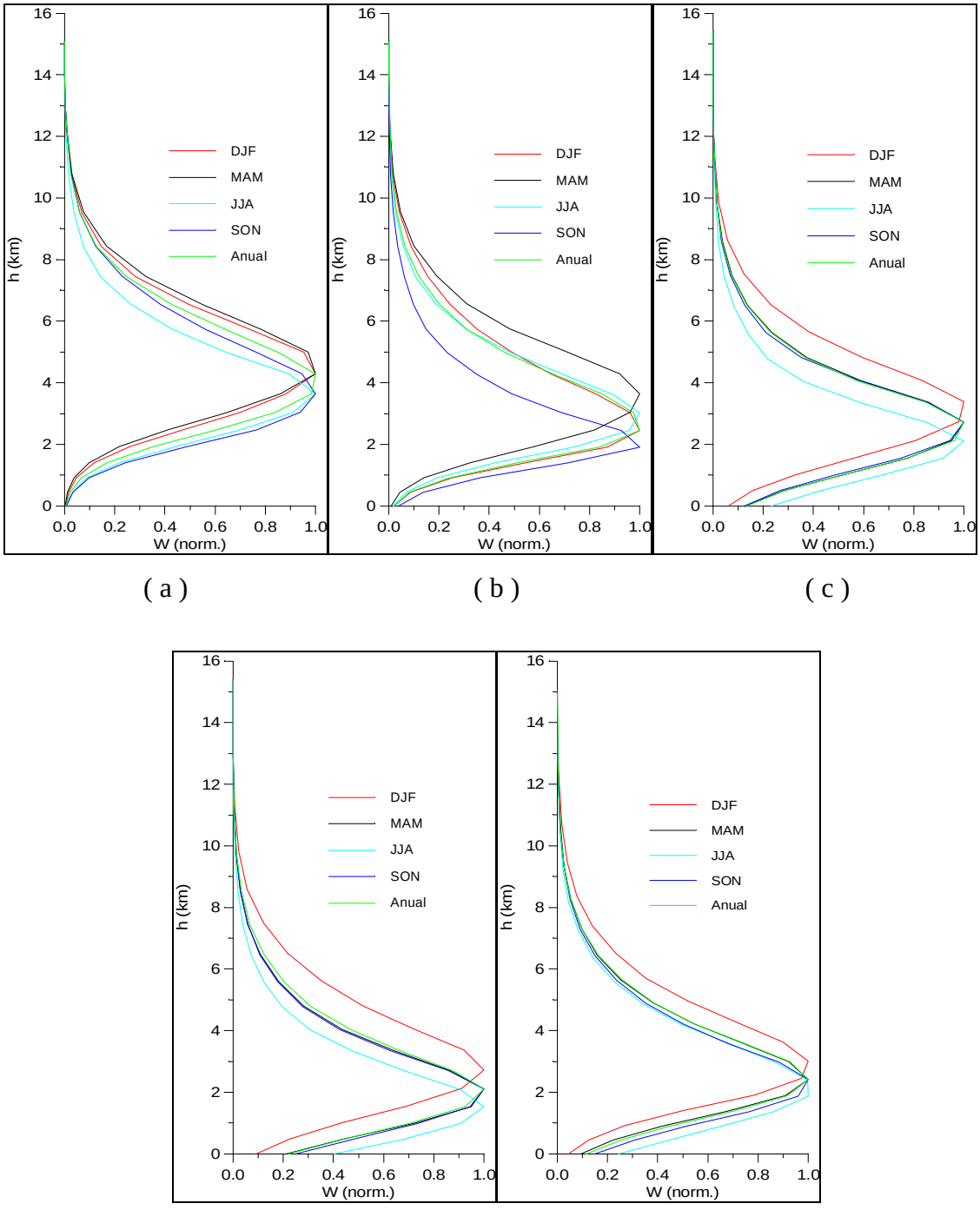


Fig. 6.14 - Funções-peso normalizadas do canal 20 da AMSU-B para 4 estações do ano e média anual dos perfis climatológicos de Manaus/AM (a), Natal/RN (b), Campo Grande/MS (c), São Paulo/SP (d) e Porto Alegre/RS (e).

6.5 INFLUÊNCIA DA EMISSIVIDADE DA SUPERFÍCIE NO CÁLCULO DAS FUNÇÕES-PESO

Nesta seção é verificada a influência da emissividade da superfície terrestre em microondas no cálculo das funções-peso. Para tanto, as funções-peso foram calculadas para emissividades oceânica (valor 0,5) e continental (valor unitário), utilizando um mesmo perfil vertical climatológico (tropical padrão anual). De 10 canais da AMSU, apenas nos canais 4 e 5 da AMSU/A e 16 e 17 da AMSU/B foram verificadas diferenças significativas entre as funções-peso obtidas para os dois valores de emissividade. Isto ocorreu devido ao fato de os 4 canais serem característicos de superfície (janelas atmosféricas), fator responsável pela dependência das suas funções-peso com diversos parâmetros físicos associados à superfície (emissividade, reflectância, temperatura e outros). Os 4 canais apresentam a mesma disposição das curvas que representam as funções-peso para os dois valores de emissividade (Figura 6.15). Todavia, a curva associada à emissividade continental está deslocada verticalmente em relação à obtida para a emissividade oceânica.

No canal 4, apesar da coincidência entre os máximos das funções-peso, verificam-se diferenças de altura e pressão de até 2 km e 150 hPa, respectivamente, para cada contribuição das FP na região da atmosfera abaixo de 10 km. Além disso, são estimadas diferenças de temperatura de quase 12 K. Para o canal 5, a discrepância entre a FP oceânica e a FP continental ocorre na região da atmosfera abaixo de 5 km, que contribui fortemente para o sinal do sensor. A FP oceânica apresenta um máximo em aproximadamente 2,1 km (800 hPa), cerca de 3 km abaixo do máximo apresentado pela FP continental, que é em torno de 5,1 km (550 hPa). A diferença de pressão registrada entre os máximos é de cerca de 250 hPa, associada à diferença de temperatura da ordem de 20 K.

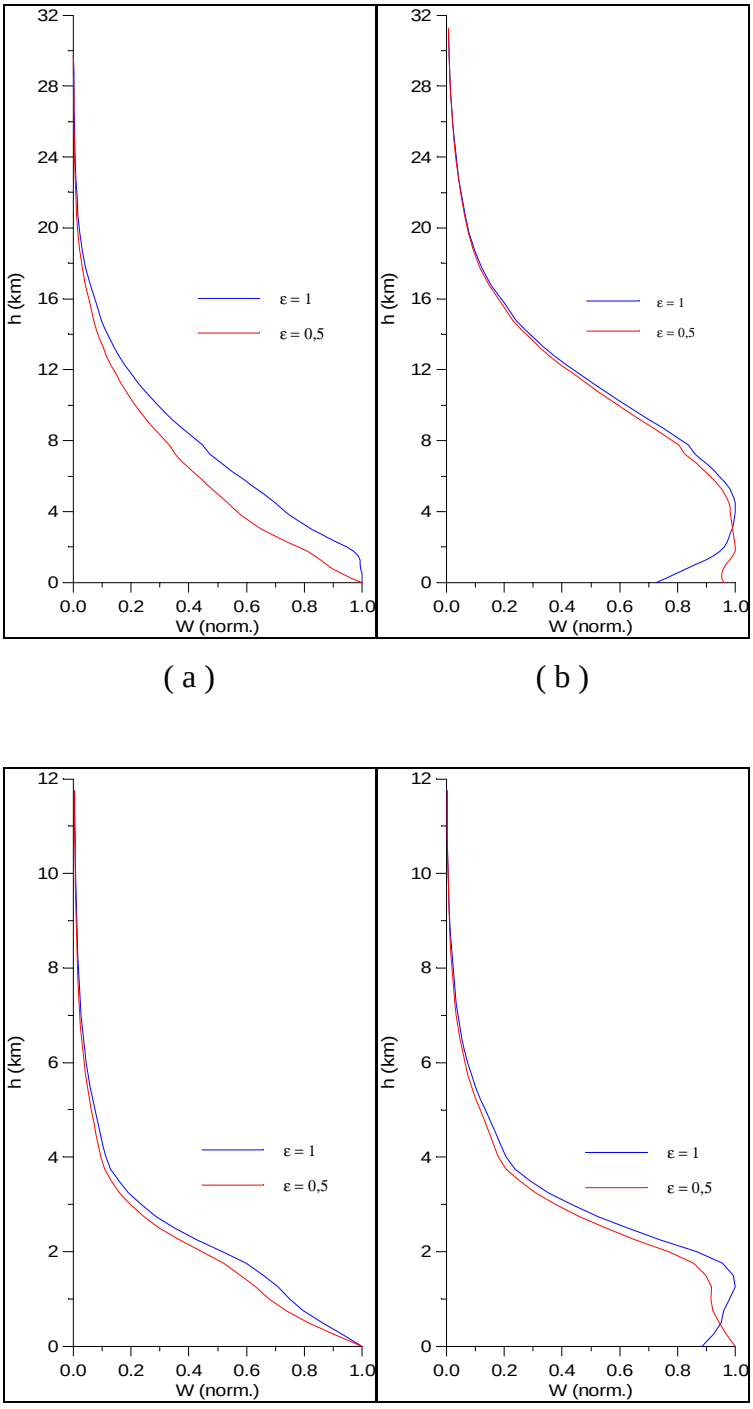


Fig. 6.15 - Funções-peso normalizadas dos canais 4 (a) e 5 (b) da AMSU-A e 16 (c) e 17 (d) da AMSU-B para dois valores de emissividade da superfície (oceânica e continental).

Para o canal 16, a diferença mais relevante encontrada entre a FP oceânica e a FP continental ocorre para contribuições em torno de 0,7 das FP, acarretando diferenças de altura e pressão de cerca de 0,5 km e 50 hPa, respectivamente. Em termos de temperatura, estima-se uma diferença de cerca de 3 K. No canal 17, as maiores diferenças entre a FP oceânica e a FP continental são verificadas nos seus máximos. A FP continental atinge o seu máximo em torno de 1,4 km (≅ 860 hPa), enquanto o da FP oceânica ocorre na superfície (≅ 1000 hPa). A diferença de pressão de aproximadamente 140 hPa entre os máximos das FP corresponde a diferenças de temperatura da ordem de 8 K.

Com exceção do canal 16, de opacidade atmosférica mais baixa, observa-se nos canais de superfície uma forte dependência das funções-peso com a emissividade, causando diferenças de temperatura acima do erro aceitável. Isto está associado aos processos distintos de absorção da radiação de microondas por gases atmosféricos nas regiões oceânicas e continentais. Como o oceano emite menos radiação para a atmosfera, a absorção desta pelos gases atmosféricos atinge máximos mais rapidamente e, portanto, em níveis mais próximos à superfície. Em razão disto, a utilização de uma FP média para representar funções-peso continentais e oceânicas também pode não ser viável. Contudo, é possível estabelecer uma única função-peso para representar superfícies continentais, pois a emissividade da superfície continental em microondas não varia suficientemente a ponto de causar diferenças relevantes entre funções-peso obtidas para diversas emissividades continentais. Analogamente, pode-se definir uma função-peso específica para superfícies oceânicas.

6.6 INFLUÊNCIA DO ÂNGULO DE VISADA DO SENSOR NO CÁLCULO DAS FUNÇÕES-PESO

Nesta seção é verificada a dependência das funções-peso com o ângulo de visada do sensor. As funções-peso foram obtidas utilizando um mesmo perfil climatológico (tropical padrão anual) e variando apenas o ângulo de visada do sensor. Os valores adotados para o ângulo foram: 0° e 50°. As Figuras 6.16 e 6.17 ilustram as funções-peso

de 5 canais da AMSU-A e da AMSU-B, respectivamente, para os dois ângulos de visada. Pelo fato de o canal 2 ser de opacidade atmosférica muito baixa, suas funções-peso não manifestam qualquer variação com o ângulo de visada. Para os outros 9 canais, verificam-se variações das funções-peso com o ângulo de visada, apresentando inclusive diferença entre os máximos. A configuração básica apresentada pelos 9 canais consiste num deslocamento vertical da curva da FP do ângulo de visada de 50° em relação à do ângulo de visada de 0°.

Os canais 4, 5, 6, 8, 17 e 20 proporcionam maiores variações da função-peso com o ângulo de visada. De maneira geral, verificam-se nos canais 4, 5, 6 e 8 diferenças entre os máximos das FP da ordem de 1,5 km a 2 km (50 hPa a 150 hPa). As diferenças de temperatura estimadas variam de 8 a 12 K. Para os canais 17 e 20, a diferença entre os máximos é bem menor, porém a mesma discrepância é encontrada para contribuições das FP de cerca de 0,9 no canal 17, e da ordem de 0,8 no canal 20.

Para os canais 16, 18 e 19, a variação da função-peso com o ângulo de visada é bem menor que a verificada nos seis canais anteriores. Nos canais 16 e 18, são registradas para cada contribuição das FP diferenças de altura e pressão de até 0,7 km e 50 hPa, respectivamente, apesar de os máximos serem coincidentes. Em termos de temperatura, as maiores diferenças encontradas são menores que 5 K. Situação análoga é verificada para as funções-peso do canal 19, embora tenham apresentado uma diferença entre os máximos de aproximadamente 0,7 km ($\cong$ 50 hPa).

Uma grande influência do ângulo de visada do sensor no cálculo das funções-peso é observada, em particular, nos canais de maior intensidade de absorção (alta opacidade). Isto está associado à modificação do caminho ótico atmosférico causada pela alteração do ângulo de visada do sensor. Assim, a absorção da radiação de microondas pelos gases atmosféricos é bastante afetada. Devido a este processo físico, as funções-peso dos canais 4, 5, 6, 8, 17 e 20 apresentam disparidades, tornando uma média das FP dos dois ângulos inadequada para representar a variação da função-peso com o ângulo de visada do sensor.

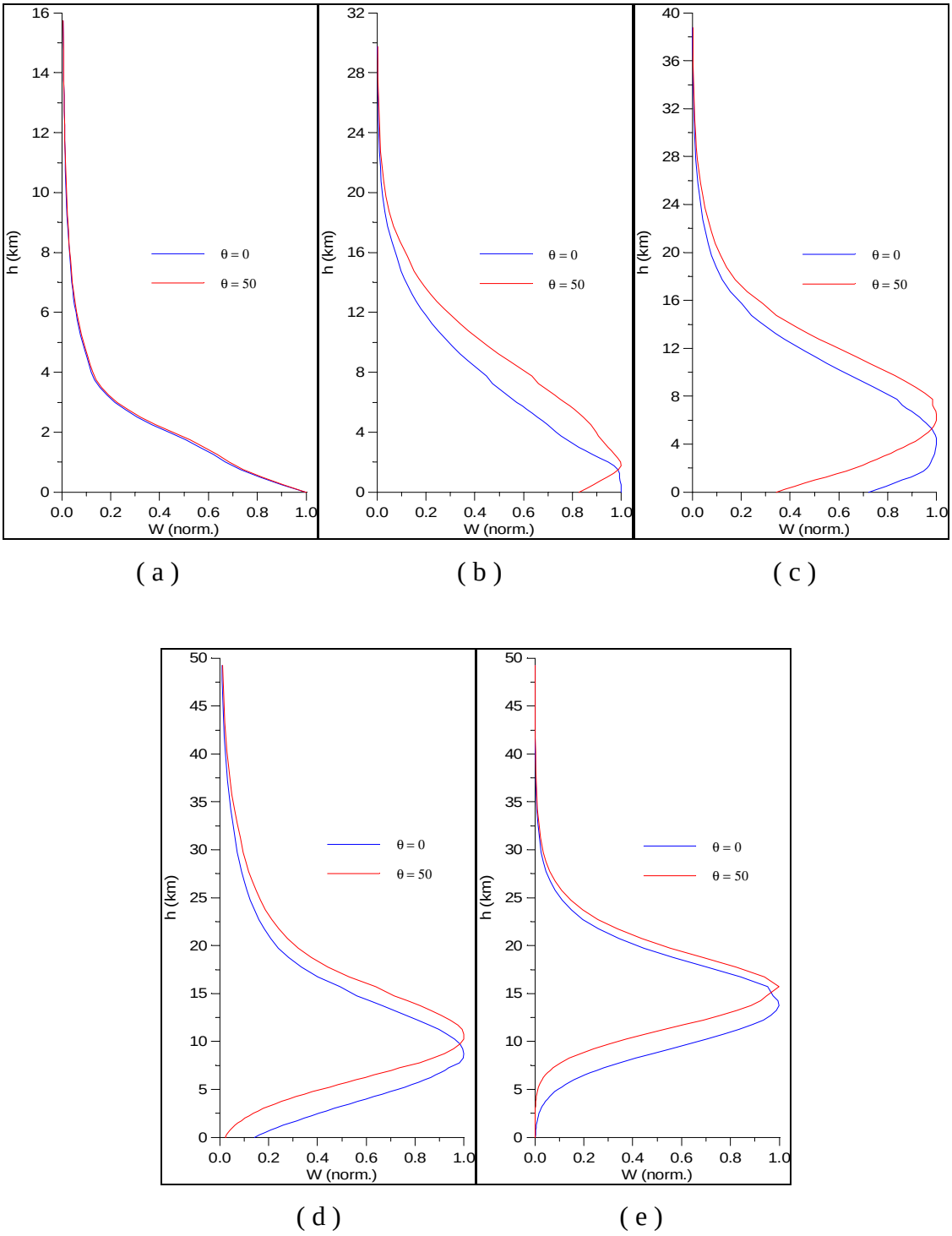


Fig. 6.16 - Funções-peso normalizadas dos canais 2 (a), 4 (b), 5 (c), 6 (d) e 8 (e) da AMSU-A para dois ângulos de visada do sensor.

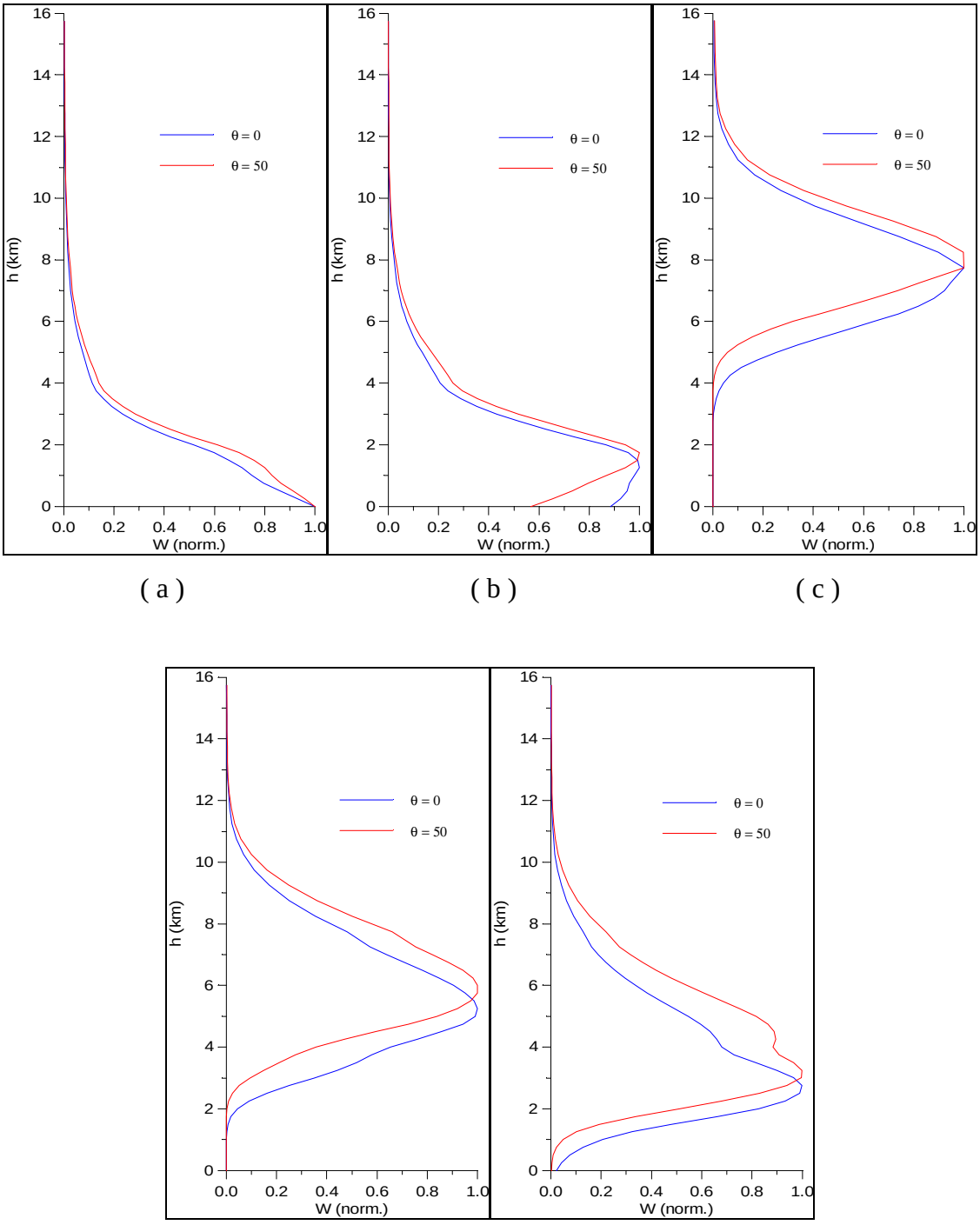


Fig. 6.17 - Funções-peso normalizadas dos canais 16 (a), 17 (b), 18 (c), 19 (d) e 20 (e) da AMSU-B para dois ângulos de visada do sensor.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

As aplicações atmosféricas de caráter prático, como a inferência de perfis verticais de temperatura e umidade na atmosfera utilizando dados de satélite, ou mesmo num contexto teórico, como a simulação de temperaturas de brilho no topo da atmosfera utilizando modelos de transferência radiativa, têm demonstrado uma evolução muito grande com o desenvolvimento tecnológico na área de Meteorologia por Satélites. Contudo, muito ainda há de ser feito no que se refere à melhoria na precisão dos instrumentos de sondagem remota, bem como na escolha de parâmetros técnicos que representem de forma adequada as inúmeras situações em que se esteja fazendo uso dos instrumentos. Neste contexto, os resultados apresentados na análise comparativa das funções-peso de diversos perfis climatológicos, emissividades da superfície e ângulos de visada do satélite, sugerem certos cuidados no uso de funções-peso, quando utilizados os dados da AMSU do sistema ATOVS, devido à sua variabilidade espacial e sazonal.

Da comparação entre as funções-peso padrões do modelo ATM e as funções-peso do Brasil obtidas para os 3 tipos de atmosfera, foram verificadas pequenas diferenças de altura, pressão e temperatura para os canais da AMSU-A, com exceção das funções-peso da atmosfera de latitudes médias de inverno, que apresentaram diferenças significativas. Portanto, as funções-peso tropicais e de latitudes médias de verão do Brasil são bem representadas pelas funções-peso padrões do modelo ATM. Além disto, as funções-peso tropicais e de latitudes médias de verão do País são bem representadas pelas funções-peso da AMSU/ATOVS (Capítulo 4), o mesmo não ocorrendo com as funções-peso de latitudes médias de inverno. Nos canais da AMSU-B, foi constatada uma disparidade entre as funções-peso padrões do modelo e as do Brasil para os 3 tipos de atmosfera. Neste caso, uma padronização do modelo para as funções-peso do Brasil estaria comprometida na maioria dos casos. Situação análoga foi observada para as funções-peso da AMSU/ATOVS, com relação às funções-peso do Brasil.

No estudo da variação espacial das funções-peso do Brasil, verificou-se para os canais da AMSU-A a possibilidade de representar funções-peso das 5 regiões do país por meio da sua média. Para os canais da AMSU-B, diferenças relevantes entre as funções-peso das 5 regiões do Brasil foram verificadas, em particular, entre as regiões Norte e Sul do País. Deste modo, a função-peso média representaria algumas regiões de forma discrepante. Nos canais de maior opacidade atmosférica (17 a 20), a definição de funções-peso específicas para regiões tropicais (Norte e Nordeste) e de latitudes médias (Sudeste e Sul) do Brasil também poderia gerar discrepância. Por outro lado, a consistência verificada entre as funções-peso obtidas para os perfis climatológicos de Natal (RN) e Fernando de Noronha (RN) demonstrou que perfis oceânicos não influenciam de maneira significativa as funções-peso.

Analisando o comportamento das funções-peso para as 4 estações do ano de cada região do Brasil, notou-se uma consistência entre as funções-peso sazonais nos canais da AMSU-A. Deste modo, as funções-peso das 4 estações do ano poderiam ser representadas pela função-peso anual de cada região do Brasil. Para os canais da AMSU-B de maior opacidade atmosférica (17 a 20), verificou-se para as 5 regiões do Brasil que as suas funções-peso anuais não representariam de forma precisa as suas variações com a estação do ano.

Outros parâmetros mostraram-se importantes na avaliação das funções-peso. Considerando a emissividade da superfície terrestre, verificou-se que para os 4 canais de superfície (4, 5, 16 e 17) existem disparidades entre as funções-peso obtidas para as superfícies oceânica e continental, inviabilizando o uso de uma função-peso média para representá-las. Por sua vez, seria possível obter uma função-peso de superfície continental que representasse todo o Brasil, pois a emissividade da superfície continental em microondas não varia suficientemente a ponto de causar alterações relevantes nas funções-peso continentais. De maneira análoga, seria possível estabelecer uma mesma representação para funções-peso de superfícies oceânicas. Finalmente, o ângulo de visada do sensor influi nas funções-peso; a variabilidade apresentada na maioria dos canais não permite que sejam definidas funções-peso médias.

De um modo geral, os estudos indicam que certos cuidados devem ser tomados na utilização de funções-peso da AMSU/ATOVS em aplicações atmosféricas voltadas para o Brasil. A padronização de funções-peso para o País pode acarretar erros de precisão, principalmente nos canais associados às fortes linhas de absorção do vapor d'água, que é um gás de concentração muito variável na atmosfera. Para eles, é freqüentemente difícil definir uma função-peso (média) que represente as 5 regiões do Brasil. Em alguns casos, nem mesmo funções-peso específicas para as regiões tropicais ou de latitudes médias do País são viabilizadas. As variações sazonais das funções-peso nos canais do vapor também são acentuadas, tornando discrepante o uso de funções-peso anuais para representar as 4 estações do ano de cada região do Brasil. A emissividade da superfície terrestre também afeta significativamente as funções-peso dos canais de superfície, o mesmo ocorrendo com o ângulo de visada do sensor em relação às funções-peso da maioria dos canais. Como conseqüência de todas as diferenças mencionadas, poder-se-ia obter diferenças de temperatura muito acima da tolerável na inferência de perfis verticais de temperatura da atmosfera promovida pela AMSU-A (aproximadamente 2 K). Da mesma forma, a AMSU-B proporcionaria diferenças de umidade na inferência de perfis verticais de umidade da atmosfera muito acima das normalmente aceitáveis, que são de aproximadamente 10 %.

Como sugestões para trabalhos futuros, ressalta-se a necessidade de definir funções-peso para o Brasil para inferência de perfis verticais de temperatura e umidade da atmosfera, bem como para simulações de temperaturas de brilho no topo da atmosfera, quando se pretende calibrar sensores orbitais em operação. Tais estudos podem ser feitos analisando os perfis verticais climatológicos, a emissividade da superfície terrestre e o ângulo de visada do sensor. Por sua vez, seria de grande interesse estudar outras linhas e bandas de absorção do vapor d'água no espectro das microondas. O sondador HSB (Humidity Sounding Brazilian - Sondador de Umidade Brasileiro), por exemplo, terá futuramente sensores operando nas bandas de absorção do vapor d'água em torno de 183,3 GHz, porém com larguras de bandas diferentes das da AMSU-B/ATOVS. Além disso, o vapor d'água apresenta fortes linhas de absorção em outras faixas de freqüência nas microondas, tais como em 320 e 500 GHz, que devem ser

pesquisadas com o objetivo de serem utilizadas para aumentar o número de canais para inferência de perfis verticais de umidade da atmosfera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Goodrum, G.; Kidwell, K.B.; Winston, W. **NOAA KLM User's Guide.** [online]. <http://perigee.ncdc.noaa.gov/docs/klm/index.htm>. Abr. 1998.

Greenwald, T. **AMSU Weighting Functions**. [online]. <http://amsu.cira.colostate.edu>. Dez. 1998.

Herzberg, G. **Molecular spectra and molecular structure**. Princeton: Van Nostrand Reinhold, 1950. 658p.

Houghton, D.D. **Handbook of applied meteorology.** Wisconsin: John Wiley and Sons, 1985. 1461p.

Centro Técnico da Aeronáutica/Instituto de Aeronáutica e Espaço (CTA/IAE). **Médias climáticas mensais de sondagens atmosféricas**. São José dos Campos, 1989.

Kneizys, P.R.; Shettle, E.P.; Abreu, L.W.; Chetwnd, J.H.; Anderson, G.P.; Gallery, W.O.; Selby, J.E.A.; Clough, S.A. **Atmospheric transmittance and radiance**: **computer code Lowtran 7**. Hanscon: AFGL, 1988. 200p. (AFGL-TR-88-0177).

Liou, K.N. **An introduction to atmospheric radiation**. New York: Academic, 1980. 392p.

Pardo, J.R. **Études de l'atmosphère terrestre au moyen d'observations dans les longuers d'onde millimétriques et submillimétriques**. Paris. 202p. Dissertação (Doutorado em Astrofísica e Técnicas Espaciais) - Université PARIS Vl - Universidad Complutense de Madrid, 1996.

Pardo, J.R.; Cernicharo, J.; Pagani, L. Ground-based Spectroscopic Observations of Atmospheric Ozone from 142 to 359 GHz in Southern Europe. Submetido ao **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 1997.

Prigent, C.; Rossow, W.B.; Matthews, E. Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v.102, n.18, p.867-890. Set. 1997.

Saunders, R.; Matricardi, M.; Brunel, P. An observation operator for satellite radiance observations. Submetido ao **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 1997.

Serabyn, E.; Weisstein, E.W.; Lis, D.C.; Pardo, J.R. Submillimeter FTS measurements of atmospheric opacity above Mauna Kea. **Applied Optics**, v. 37, n. 12, p. 2185-2194. Abr. 1998.

Sullivan, J.; Gandin, L; Gruber, A.; Baker, W. Observation Error Estatistics for NOAA-10 temperature and highs retrievals. **Monthly Weather Review**, v.121, p. 2578-2587. 1998

Tanré, D.; Deschamps, P.Y.; Deroo, C.; Duhaut, P.; Herman, M.; Morcrette, J.J.; Perbos, J. **Simulation of the satellite signal in the solar spectrum (5S)**. New York, 1986. 149p.

United States Government Printing Office (USGPO). **U. S. standard atmosphere of 1976**. Washington, 1976.

Van Vleck, J.H.; Weisskopf, V.F. **On the shape of collision-broadened lines**. Virginia: Review of Modern Physics, 1945. 227p.

Vermote, E. **Effets de l'atmosphere en télédéctection**. Lille. 177p. Dissertação (Doutorado em Física) - U.F.R. de Physique Fondamentale, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, 1990.

Watson, J.K.G. Determination of centrifugal distortion coefficients of asymmetric - top molecules. **The Journal of Chemical Physics**, v. 46, n. 5, p. 1935-1949. Mar. 1967.

APÊNDICE A

ARQUIVO DE ENTRADA DE DADOS DO MODELO ATM

O arquivo de entrada de dados do modelo ATM é composto por 5 colunas. A primeira delas é utilizada para converter níveis de pressão atmosférica em altura, de acordo com o tipo de perfil climatológico introduzido. Na segunda, terceira e quarta colunas, são inseridos perfis verticais de temperatura (em graus K), pressão (em hPa) e temperatura do ponto de orvalho (em graus K), respectivamente. Finalmente, na quinta coluna, pode ser inserida a densidade do número de moléculas absorvedoras do ozônio (cm^{-3}). Os valores nulos nesta coluna indicam o uso de concentrações padrões do modelo.

TABELA A.1 - FORMATO DO ARQUIVO DE ENTRADA DE DADOS DO ATM

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
0	298,1	1002,6	296,2008	0
-1	298	1000	295,9193	0
-1	296,6	950	292,6198	0
-1	294	900	289,6859	0
-1	290,9	850	286,6757	0
-1	287,8	800	283,4681	0
-1	284,8	750	279,7632	0
-1	281,8	700	275,6242	0
-1	278,6	650	271,6941	0
-1	275,1	600	267,6957	0
-1	271,3	550	262,9407	0
-1	267,1	500	257,5146	0
-1	262,5	450	251,3416	0
-1	257	400	244,4885	0
-1	250,1	350	237,272	0
-1	241,8	300	229,1407	0
-1	231,7	250	220,0507	0
-1	220	200	207,9493	0
-1	213,3	175	192,0301	0
-1	206,4	150	187,4135	0
-1	199,5	125	183,907	0
-1	194,9	100	182,4485	0
-1	198,7	80	182,5764	0
				(continua)

TABELA A.1 - Conclusão

-1	202,3	70	181,9475	0
-1	205,6	60	179,023	0
-1	209,1	50	177,5442	0
-1	213,2	40	176,4176	0
-1	217,5	30	175,974	0
-1	220,3	25	174,5958	0
-1	223,7	20	173,469	0
-1	227,7	15	172,1149	0
-1	232,7	10	170,374	0
-1	235,2	7	166,6683	0
-1	232,3	5	160,0558	0
-1	226,8	4	154,8148	0
-1	227,9	3	152,3	0
-1	230	2	149,0805	0
-1	233	1	146,1594	0

APÊNDICE B

PRINCIPAIS DADOS DO ARQUIVO DE SAÍDA DO MODELO ATM

Entre os dados que constam no arquivo de saída gerado pelo modelo ATM, destacam-se os que são apresentados na Tabela B.1. Esta tabela ilustra dados de saída do modelo obtidos para o canal 18 da AMSU-B com o perfil climatológico de Manaus. As colunas 1 e 2 referem-se aos níveis de altura e pressão atmosférica, respectivamente, obtidos de acordo com o perfil climatológico utilizado. Nas colunas 3, 4 e 5 são fornecidas, respectivamente, as opacidades para cada camada atmosférica do vapor d'água, do oxigênio e de gases minoritários que absorvem radiação em microondas. As opacidades totais de cada camada e da atmosfera encontram-se nas colunas 6 e 7, respectivamente, enquanto as funções-peso normalizadas para cada nível de altura e pressão atmosférica são apresentadas na coluna 8.

TABELA B.1 - PRINCIPAIS DADOS DO ARQUIVO DE SAÍDA DO ATM

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
h (km)	P (hPa)	τ do h2O da camada	τ do O2 da camada	τ de gases minori-tários da camada	τ da camada	τ acumulada	Função-peso Normalizada
47,096	1,414	0	0	0,000178	0,000178	0,000178	0,000119
42,28	2,449	0	0	0,000222	0,000222	0,0004	0,000257
39,502	3,464	0	0	0,000251	0,000251	0,000651	0,000412
36,043	5,916	0,000001	0,000001	0,00048	0,000482	0,001384	0,000661
33,719	8,367	0,000002	0,000001	0,000673	0,000677	0,002061	0,000864
31,225	12,247	0,000007	0,000003	0,001044	0,001055	0,003116	0,001195
28,424	17,321	0,000011	0,000005	0,000935	0,000951	0,004067	0,001546
26,48	22,361	0,000015	0,000006	0,000853	0,000875	0,004941	0,001861
25	27,386	0,000021	0,000008	0,000762	0,000791	0,005732	0,002086
23,809	34,641	0,000052	0,000022	0,001251	0,001325	0,007057	0,002241
21,955	44,721	0,000065	0,000029	0,000922	0,001016	0,008073	0,002254
19,417	64,807	0,000143	0,000045	0,00051	0,000698	0,009595	0,002319
18,479	74,833	0,000203	0,000055	0,000386	0,000643	0,010238	0,002509
17,679	89,443	0,00044	0,000136	0,000518	0,001093	0,011332	0,0026
16,368	111,803	0,00056	0,000207	0,000363	0,00113	0,012462	0,002742
15,082	136,931	0,000736	0,000236	0,000221	0,001193	0,013655	0,003463
14,007	162,019	0,001237	0,000259	0,000149	0,001645	0,0153	0,005462

(continua)

TABELA B.1 - Conclusão

12,225	223,607	0,066903	0,0006	0,000138	0,067642	0,091617	0,144253
10,775	273,861	0,163638	0,000665	0,000065	0,164369	0,255986	0,380338
9,529	324,037	0,318434	0,000726	0,000037	0,319197	0,575183	0,709023
8,429	374,166	0,544862	0,000786	0,000022	0,54567	1	0,982121
7,444	424,264	0,866347	0,000846	0,000018	0,867212	2	1
6,551	474,342	1	0,000907	0,000015	1	3	0,690628
5,736	524,404	2	0,000965	0,000013	2	5	0,287669
4,985	574,456	2	0,001022	0,000012	2	7	0,072615
4,29	624,5	3	0,001076	0,000011	3	10	0,010589
3,641	674,537	3	0,001129	0,000011	3	14	0,00083
3,033	724,569	4	0,001179	0,00001	4	18	0,000038
2,46	774,597	5	0,001227	0,00001	5	22	0,000001
1,919	824,621	5	0,00127	0,00001	5	27	0
1,405	874,643	5	0,00131	0,000009	6	33	0
0,000916	924,662	6	0,001351	0,000009	6	39	0
0,000448	974,679	6	0,001398	0,000009	6	45	0
0	1001,299	0,356216	0,000074	0	0,35629	45	0

APÊNDICE C

PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA UTILIZADO NA AVALIAÇÃO DAS FUNÇÕES-PESO

O perfil vertical de temperatura utilizado no estudo comparativo das funções-peso (média anual da atmosfera tropical padrão) é apresentado na Tabela C.1. Pelas características dos canais utilizados, o estudo comparativo foi realizado verificando diferenças de temperatura equivalentes às de pressão para níveis de pressão atmosférica de até 50 hPa.

TABELA C.1 - PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA UTILIZADO NA AVALIAÇÃO DAS FUNÇÕES-PESO

P (hPa)	T (K)
998,807	2,99E+02
970,933	2,97E+02
943,685	2,96E+02
917,062	2,94E+02
891,111	2,93E+02
865,8	2,91E+02
841,052	2,90E+02
816,866	2,88E+02
793,29	2,87E+02
770,291	2,87E+02
747,792	2,86E+02
725,794	2,84E+02
704,295	2,83E+02
683,296	2,81E+02
662,798	2,80E+02
642,799	2,78E+02
623,348	2,76E+02
604,412	2,75E+02
585,913	2,73E+02
567,852	2,71E+02
550,228	2,70E+02
533,042	2,68E+02
516,293	2,66E+02
499,982	2,64E+02
	continua

TABELA C.1 - Conclusão

453,783	2,60E+02
439,159	2,58E+02
424,958	2,56E+02
411,146	2,55E+02
390,965	2,52E+02
365,157	2,49E+02
340,668	2,45E+02
317,81	2,42E+02
296,314	2,39E+02
275,754	2,35E+02
256,264	2,32E+02
238,154	2,29E+02
221,156	2,25E+02
204,779	2,22E+02
189,291	2,19E+02
175,25	2,15E+02
162,25	2,12E+02
149,685	2,09E+02
137,69	2,05E+02
121,045	2,00E+02
101,984	1,96E+02
85,982	1,97E+02
72,49	2,01E+02
61,342	2,05E+02
52,077	2,09E+02
44,308	2,13E+02
37,835	2,16E+02

APÊNDICE D

BIBLIOGRAFIA COMPLEMENTAR

Chandrasekhar, S. **Radiative Transfer**. New York: Dover, 1950.

Coakley, J.A. An aproximate mean absorption coefficient for H_2O. **Journal Quantitative of Spectroscopy Radiative Transfer**, v.13, n.9, p.937-952, Nov. 1972.

Conforte, J.C.; Arai, N.; Almeida, F.C. **Curso de satélites meteorológicos: Aplicações e foto interpretação**. São José dos Campos: INPE, 1981. 79p. (INPE-2235-MD/15).

Liebe, H.J. An atmospheric millimetric wave propagation model. **Jornal Infrared and Millimetric Waves**, v.10, n. 13., p.631-650, Mar. 1989.

Menzel, W.P. **Notes on satellite meteorology**. Boston: Unpublished work copyright pending, 1991. 117p.

Townes, C.H.; Schawlow, A.L**. Microwave spectroscopy.** New York, 1955. 698p.

Wark, D.Q.; Hilleary, D.T. Atmospheric temperature successful test of remote sensing. **Sciense**, v.165. p.1256-1258, 1969.