

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA

ESTIMATIVA DA DISTRIBUIÇÃO ESPECTRAL DA RADIAÇÃO SOLAR SOBRE O  
TERRITÓRIO BRASILEIRO ATRAVÉS DE ANÁLISE MULTIINSTRUMENTAL

Rafael Haag

2012

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA

ESTIMATIVA DA DISTRIBUIÇÃO ESPECTRAL DA RADIAÇÃO SOLAR SOBRE O  
TERRITÓRIO BRASILEIRO ATRAVÉS DE ANÁLISE MULTIINSTRUMENTAL

por

Rafael Haag

Tese de Doutorado

Porto Alegre, abril de 2012

ESTIMATIVA DA DISTRIBUIÇÃO ESPECTRAL DA RADIAÇÃO SOLAR SOBRE O  
TERRITÓRIO BRASILEIRO ATRAVÉS DE ANÁLISE MULTIINSTRUMENTAL

por

Rafael Haag

Mestre em Engenharia

Tese de Doutorado apresentada ao Corpo Docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica, PROMEC, da Escola de Engenharia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Título de

Doutor em Engenharia

Área de Concentração: Energia

Orientador: Prof. Dr. Arno Krenzinger

Comissão de Avaliação:

Prof. Dr. Enio Bueno Pereira - CPTEC/INPE

Prof. Dr. Ricardo Rüther - UFSC

Prof. Dr. Francis Henrique Ramos França - UFRGS

Prof. Dr. Francis Henrique Ramos França

Coordenador do PROMEC

Porto Alegre, 04 de abril de 2012

À *Lise* e minha filha *Lívia*.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço principalmente ao meu orientador, prof. Dr. Arno Krenzinger, pela confiança em meu trabalho e por sua infinita dedicação, estímulo, paciência e pelo conhecimento que adquiri ao seu lado desde o mestrado.

Agradeço ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) a ao Dr. Enio Bueno Pereira pela disponibilidade dos dados da rede SONDA.

Agradeço à Agência Espacial Norte Americana (NASA) pela disponibilidade da base de dados das redes terrestres AERONET e SolRad-Net, dados dos satélites TERRA, AQUA e AIRS e pela viabilidade do processamento remoto destas informações por meio da plataforma GIOVANNI.

Agradeço também a ajuda e amizade de vários colegas do Laboratório de Energia Solar. Ao amigo César, pelas críticas construtivas e auxílio em muitas tarefas experimentais. Ao Luis, Giuliano, Alexandre, Fabiano, Fábio, Aguiar e Tiago, grandes amigos e companheiros de laboratório durante a construção desta Tese.

À UFRGS por toda a minha formação, desde a graduação até o doutorado.

Ao INCT/EREEA, CAPES e CNPq pelo apoio financeiro recebido durante este trabalho.

## RESUMO

A presente Tese de Doutorado apresenta uma metodologia para caracterizar a distribuição espectral da irradiância solar sobre o território brasileiro através de dados obtidos por instrumentos a bordo de satélites, radiômetros em superfície e radiossondagem. Estas informações formam um banco de dados sobre parâmetros atmosféricos que alteram as características espectrais da irradiância solar. O modelo computacional de transferência radiativa na atmosfera SMARTS2 (*Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine*) adota este banco de dados como parâmetros de entrada e estima a intensidade e distribuição espectral da radiação solar sobre a superfície terrestre. Através da utilização dos instrumentos MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo dos satélites TERRA e AQUA e AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*) também instalado na plataforma AQUA, foram determinadas as concentrações e propriedades ópticas de aerossóis, quantidade de água precipitável, coluna de ozônio e dióxido de carbono sobre o território brasileiro. A rede global de radiômetros AERONET (*AErosol RObotic NETwork*, NASA) foi utilizada para validação da caracterização óptica dos aerossóis e quantidade de água precipitável. Dados das redes SONDA (INPE-CPTEC), SolRad-Net(NASA) e instrumentos instalados no Laboratório de Energia Solar da UFRGS foram usadas para a validação das irradiâncias espectrais e de banda larga previstas pelo modelo computacional SMARTS2. Foram determinadas as características da distribuição espectral em Porto Alegre - RS, Petrolina - PE, Alta Floresta - MT e Manaus - AM e a influência desta distribuição em dispositivos fotovoltaicos de distintos materiais.

## ABSTRACT

This doctoral thesis presents a methodology for characterizing the spectral distribution of solar irradiance over the Brazilian territory through data obtained by instruments aboard satellites, surface radiometers and radiosondes. This information forms a database of atmospheric parameters that alter the spectral characteristics of solar irradiance. The computational radiative transfer model SMARTS2 (*Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine*) adopts this database as input parameters and estimates the intensity and spectral distribution of solar irradiation on the earth's surface. By using the MODIS instruments (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) aboard the TERRA and AQUA satellites and AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*) also installed on the platform AQUA, concentrations and optical properties of aerosols, amount of precipitable water, total ozone and carbon dioxide column were determined over the Brazilian territory. The global radiometers network AERONET (*AErosol RObotic NETwork*, NASA) was used for validation of the aerosol optical depth (AOD) and the amount of precipitable water. The networks SONDA (CPTEC-INPE), SolRad-Net (NASA), and instruments installed at the Solar Energy Laboratory at UFRGS were used to validate the spectral and broadband irradiance provided by the computational model SMARTS2. We determined the characteristics of the solar spectral distribution in Porto Alegre - RS, Petrolina - PE, Alta Floresta - MT and Manaus - AM and its effect on different photovoltaic devices.

## Sumário

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
1.1	Delimitação do problema . . . . .	1
1.2	Contextualização histórica . . . . .	4
1.3	Objetivo central . . . . .	7
1.4	Objetivos secundários . . . . .	7
<b>2</b>	<b>EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA</b>	<b>9</b>
2.1	Introdução . . . . .	9
2.2	Lei de Beer . . . . .	10
2.2.1	Solução da equação de transferência radiativa em atmosferas plano-paralelas	11
<b>3</b>	<b>MODELOS COMPUTACIONAIS DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA</b>	<b>15</b>
3.1	SMARTS2 . . . . .	16
3.1.1	Atmosferas de referência . . . . .	16
3.1.2	Espalhamento Rayleigh . . . . .	19
3.1.3	Absorção pelo ozônio . . . . .	20
3.1.4	Absorção pelo dióxido de nitrogênio . . . . .	21
3.1.5	Absorção pela mistura uniforme de gases . . . . .	22
3.1.6	Absorção pelo vapor de água . . . . .	23
3.1.7	Extinção por aerossóis . . . . .	24
3.1.8	Irradiância solar difusa . . . . .	26
3.1.9	Componente devido ao espalhamento Rayleigh . . . . .	27
3.1.10	Componente devido ao espalhamento por aerossóis . . . . .	28
3.1.11	Transmitância efetiva do ozônio para irradiância solar difusa . . . . .	30
3.1.12	Componente devido às reflexões múltiplas . . . . .	31
<b>4</b>	<b>METODOLOGIA: INSTRUMENTAÇÃO EMPREGADA</b>	<b>36</b>
4.1	Radiômetros de superfície . . . . .	37
4.1.1	Rede AERONET . . . . .	39
4.1.2	Rede SONDA . . . . .	43
4.1.3	Rede SolRad-Net . . . . .	46

4.2	Rede de Radiossondas . . . . .	51
4.2.1	Radiossondas: instrumentação . . . . .	51
4.2.2	Obtenção da coluna de água precipitável a partir de dados de radiossondas . . . . .	54
4.3	Satélites TERRA e AQUA: sensor MODIS e AIRS . . . . .	55
4.3.1	Instrumento MODIS ( <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i> ) . . . . .	58
4.3.2	Instrumento AIRS ( <i>Atmospheric Infrared Sounder</i> ) . . . . .	61
<b>5</b>	<b>OBTENÇÃO E INTERCOMPARAÇÃO DOS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS</b>	<b>63</b>
5.1	Análise de Mesoescala . . . . .	63
5.1.1	Aerossóis . . . . .	65
5.1.2	Vapor de água . . . . .	71
5.1.3	Ozônio . . . . .	73
5.1.4	Dióxido de Carbono . . . . .	75
5.2	Análise de Escala Local . . . . .	76
5.2.1	Porto Alegre . . . . .	76
5.2.2	Petrolina . . . . .	81
5.2.3	Alta Floresta . . . . .	85
5.2.4	Manaus . . . . .	89
<b>6</b>	<b>CONDIÇÕES PREVALENTES VERSUS CONDIÇÕES DE REFERÊNCIA</b>	<b>93</b>
<b>7</b>	<b>INFLUÊNCIA DA DISTRIBUIÇÃO ESPECTRAL EM DISPOSITIVOS FOTOVOLTAICOS</b>	<b>99</b>
7.1	Determinação do fator de eficiência espectral . . . . .	99
<b>8</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>109</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>112</b>
<b>A</b>	<b>APÊNDICE</b>	<b>122</b>

## Lista de Figuras

1.1	Resposta espectral normalizada para sete módulos fotovoltaicos de diferentes tecnologias e o espectro padrão ASTM G173-03 proposto pela ASTM para a irradiância global inclinada em cinza. Adaptado de Gueymard, (2007). . . . .	1
1.2	Irradiância espectral direta normal e global horizontal típica para uma massa de ar unitária em Albuquerque, NM; Porto Alegre, RS e Cuiabá, MT. . . . .	3
1.3	Fluxograma da metodologia empregada na Tese. . . . .	8
2.1	Comportamento da radiação ao atravessar um meio absorvedor. Adaptado de Liou, (2002) . . . . .	9
2.2	Geometria para uma atmosfera plano-paralela onde $\theta$ e $\phi$ representam os ângulos zenitais e azimutais, respectivamente, e $s$ representa o vetor posição. . . . .	12
2.3	Intensidades para cima ( $\mu$ ) e para baixo ( $-\mu$ ) em um dado nível $\tau$ no topo ( $\tau = 0$ ) e no solo ( $\tau = \tau_*$ ) em uma atmosfera plano-paralela finita. Adaptado de Liou, (2002). . . . .	13
3.1	Variação da massa de ar óptica de diferentes constituintes atmosféricos para $Z > 78^\circ$ . . . . .	19
3.2	Transmitância do ozônio prevista pelo programa SMARTS2 para duas temperaturas (210 e 240 K) e mediante o programa SPCTRAL2. Fonte: adaptado de Gueymard, (1995). . . . .	22
3.3	Transmitância da mistura uniforme de gases obtida pelos modelos MODTRAN2, SMARTS2 e SPCTRAL2 no segmento entre 755 e 775 nm para uma atmosfera tropical e massa óptica de ar 5,6. Fonte: adaptado de Gueymard, (1995). . . . .	23
3.4	Transmitância do vapor de água obtida pelos modelo SMARTS2 no segmento entre 700 e 1200 nm para uma massa óptica de ar 1,5 e $w = 1,42$ e 4 cm. . . . .	25
3.5	Relação entre o fator de albedo para o espalhamento por aerossóis e a umidade relativa para aerossóis urbanos. . . . .	29
3.6	Relação entre a transmitância efetiva de ozônio $\Gamma_{O\lambda}$ e a transmitância calculada para a irradiância solar direta $T_{O\lambda}$ como função de $\tau_{O\lambda}$ e $m_O$ . . . . .	31
3.7	Diagrama simplificado mostrando os processos envolvidos nas reflexões múltiplas da radiação solar entre atmosfera e a superfície terrestre. . . . .	32
3.8	Albedo espectral para a neve, basalto, grama verde e solo médio. . . . .	33

4.1	Diagrama onde é visto a disposição dos satélites que fazem parte da constelação A-TRAIN. Fonte: NASA. . . . .	36
4.2	Fotografia da plataforma de medidas de radiação solar do Laboratório de Energia Solar, UFRGS. Além dos piranômetros é visto um espectrorradiômetro com anel de sombra rotativo . . . . .	37
4.3	Fotografia do espectrorradiômetro com anel de sombra rotativo desenvolvido no Laboratório de Energia Solar da UFRGS. Este instrumento possui cinco canais seletivos e um sensor de silício de banda larga. . . . .	38
4.4	Espectrorradiômetro APOGEE modelo EPP2000 com resposta espectral entre 300 e 1000 nm. . . . .	39
4.5	Mapa onde é visto a distribuição das estações da rede AERONET. . . . .	40
4.6	Distribuição das estações da rede AERONET em operação no território brasileiro. . .	40
4.7	Foto do radiômetro automático CIMEL-318 existente nas estações da rede AERONET. Fonte: <a href="http://www.cimel.fr">www.cimel.fr</a> . . . . .	41
4.8	Mapa com a localização das estações da rede SONDA. Fonte: INPE/CPTEC. . . . .	44
4.9	Estação de referência na cidade de Brasília, DF. Observam-se os diversos instrumentos solarimétricos da rede SONDA e AERONET. Fonte: INPE/CPTEC. . . . .	45
4.10	Vista de alguns radiômetros da estação de referência na cidade de Brasília, DF. Observa-se o sensor PAR à esquerda e rastreador solar com os sensores de radiação difusa, direta e onda longa à direita. Fonte: INPE/CPTEC. . . . .	46
4.11	Foto mostrando o instrumento SKE-510 PAR produzido pela indústria Skye para medida da radiação PAR e o piranômetro Kipp e Zonen modelo CM-21 utilizados nas estações da rede Solrad-Net. Fonte: SolRad-Net/NASA. . . . .	47
4.12	Resposta espectral do instrumento SKE-510 PAR (acima) e do piranômetro Kipp e Zonen CM-21 (abaixo). . . . .	48
4.13	Desvio temporal da constante de calibração do sensor SKE-510 PAR medido na estação de Alta Floresta. Fonte: SolRad-Net. . . . .	49
4.14	Foto da estação da rede SolRad-Net instalada na cidade de Belterra, PA. Fonte: SolRad-Net. . . . .	50
4.15	Foto de uma radiossonda da marca Vaisala modelo RS-92. Fonte: <a href="http://www.vaisala.com">www.vaisala.com</a> . . . . .	52
4.16	Foto mostrando o balão com radiossonda no momento do lançamento. . . . .	52
4.17	Imagem do satélite TERRA. Fonte: NASA. . . . .	56

4.18	Foto do satélite AQUA na fase de preparação para o lançamento. Os dois instrumentos CERES são visíveis próximos da base do satélite e estão com a estrutura de proteção. O sensor HSB é visível acima do instrumento CERES à direita. O AIRS está posicionado logo à esquerda. Acima do HSB, pode ser visto o sensor AMSU. O instrumento MODIS está localizado no topo à esquerda. Fonte: Parkinson, C. L. (2003). . . . .	57
4.19	Diagrama de arquitetura e processamento dos dados do instrumento MODIS. Fonte: Adaptado de King, M.D. et al. (2003). . . . .	60
4.20	Imagem do instrumento AIRS durante a sua instalação no satélite AQUA e diagrama simplificado mostrando seu sistema ótico. Fonte: NASA/JPL. . . . .	62
5.1	Limites da grade de mesoescala adotada para a obtenção dos dados sobre os parâmetros atmosféricos no sistema GIOVANNI. . . . .	63
5.2	Fluxograma simplificado mostrando as principais etapas durante a análise de dados através da plataforma GIOVANNI. . . . .	64
5.3	Produtos de aerossóis fornecido pelo sensor MODIS-TERRA em uma passagem sobre o continente sul americano (30 de agosto de 2005, 13h35UTC). a) Composição em RGB; b) Profundidade óptica de aerossóis em 550 nm. Fonte: TERRA/NASA . . .	66
5.4	Concentração média de aerossóis medida pelo sensor MODIS a bordo do satélite TERRA entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	68
5.5	Média mensal do valor de AOD em 500 nm no ano de 2007 obtida pelo sensor MODIS a bordo do satélite AQUA. . . . .	69
5.6	Valores médios diários para a espessura ótica de aerossóis ao longo do mês de setembro de 2007 obtidos pelos sensores MODIS-TERRA (a) e MODIS-AQUA (b). . . . .	70
5.7	Valor médio do expoente de Ångström obtido através do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	71
5.8	Valor médio da quantidade de vapor de água na atmosfera obtido através do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	72
5.9	Valor médio da quantidade de ozônio na atmosfera obtido pelo sensor AIRS a bordo do satélite AQUA entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011. . . . .	74
5.10	Média para a concentração de $CO_2$ entre o período de janeiro de 2005 - dezembro 2010 obtida pelo sensor AIRS - AQUA. . . . .	75
5.11	Mapa onde são mostradas as quatro cidades escolhidas para análise de escala local. . . . .	76

5.12	Série temporal para os valores médios mensais da espessura óptica de aerossóis e valores médios com respectivos desvios padrão médio mensal na cidade de Porto Alegre entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	77
5.13	Espessa camada de aerossóis originados nas queimadas do centro-oeste e norte do país sobre a cidade de Porto Alegre no dia 22 de agosto de 2010. . . . .	78
5.14	Série temporal para os valores médios mensais do expoente de Angström na cidade de Porto Alegre entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	78
5.15	Série temporal para os valores médios mensais do vapor de água e os valores médios mensais com respectivos desvios padrão médio na cidade de Porto Alegre entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	79
5.16	Quantidade de água precipitável obtida através de radiossondagem durante o mês de julho de 2009 para a cidade de Porto Alegre. . . . .	80
5.17	Série temporal para a média mensal da coluna de ozônio obtida pelo sensor AIRS-AQUA entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011. . . . .	80
5.18	Medida espectral da componente direta da radiação solar obtida em 22 de janeiro de 2009 às 13h43m (hora local) no Laboratório de Energia Solar da UFRGS em Porto Alegre através do espectrorradiômetro EPP2000 da APOGEE (pontos vermelhos). A linha azul representa os valores previstos pelo código de transferência radiativa SMARTS2. . . . .	81
5.19	Série temporal para os valores médios mensais da espessura óptica de aerossóis e valores médios com respectivos desvios padrão médio mensal na cidade de Petrolina entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	82
5.20	Série temporal para os valores médios mensais do expoente de Ångström na cidade de Petrolina entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	82
5.21	Série temporal para os valores médios mensais do vapor de água e os valores médios mensais com respectivos desvios-padrão médio na cidade de Petrolina no período de janeiro de 2002 até dezembro de 2011. . . . .	83
5.22	Série temporal para a média mensal da coluna de ozônio obtida pelo sensor AIRS-AQUA entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011. . . . .	83

5.23	(a) Espessura óptica de aerossóis, (b) quantidade de vapor de água assimilados pela estação da rede AERONET e (c) valores de irradiância solar global horizontal no dia 01 de novembro de 2007 entre o nascer e por-do sol medidos pela estação da rede SONDA e os estimados pelo modelos SMARTS2 na cidade de Petrolina. Fonte: AERONET: Enio B. Pereira / Holben. B. . . . .	84
5.24	Série temporal para os valores médios mensais da espessura óptica de aerossóis e valores médios com respectivos desvios padrão médio mensal na cidade de Alta Floresta entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	85
5.25	Espessura óptica de aerossóis em 675 nm (curva vermelha) e quantidade de água precipitável (curva azul) medida pela estação AERONET em Alta Floresta, MT em 2007. . . . .	86
5.26	Gráfico de dispersão para os valores médios mensais de AOD com seus respectivos desvios-padrão entre janeiro de 2002 e dezembro de 2010 fornecidos pelo sensor MODIS e pelo fotômetro AERONET na cidade de Alta Floresta, MT. . . . .	86
5.27	Série temporal para os valores médios mensais do expoente de Ångström na cidade de Petrolina entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	87
5.28	Série temporal para os valores médios mensais do vapor de água e os valores médios mensais com respectivos desvios padrão médio na cidade de Alta Floresta entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	87
5.29	Gráfico de dispersão para os valores médios mensais de vapor de água com seus respectivos desvios-padrão entre janeiro de 2002 e dezembro de 2010 fornecidos pelo sensor MODIS e pelo fotômetro AERONET na cidade de Alta Floresta, MT. . . . .	88
5.30	Série temporal para a média mensal da coluna de ozônio obtida pelo sensor AIRS-AQUA entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011. . . . .	88
5.31	Série temporal para os valores médios mensais da espessura óptica de aerossóis e valores médios com respectivos desvios-padrão médio mensal na cidade de Manaus entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	89
5.32	Série temporal para os valores médios mensais do expoente de Ångström na cidade de Manaus entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. Nota-se uma tendência de redução no valor do expoente de Ångström ao longo do período de análise. . . . .	90

5.33	Série temporal para os valores médios mensais do vapor de água e os valores médios mensais com respectivos desvios padrão médio na cidade de Manaus entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. . . . .	90
5.34	Valores médios mensais para o período 2000-2010 da coluna de água precipitável obtida através de radiossondagem e pelo instrumento MODIS-TERRA na cidade de Manaus, AM. . . . .	91
5.35	Distribuição de frequência dos valores de coluna de água precipitável obtida através de radiossondagem para a cidade de Manaus, AM, no período 2000-2010. . . . .	92
5.36	Série temporal para a média mensal da coluna de ozônio obtida pelo sensor AIRS-AQUA entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011. . . . .	92
6.1	Variação do ângulo zenital solar ao longo de uma ano para a cidade de Golden, CO, USA. . . . .	94
6.2	Variação do ângulo zenital solar a cada minuto ao longo de um ano para as cidades de Porto Alegre, RS; Petrolina, PE; Alta Floresta, MT e Manaus, AM. . . . .	95
6.3	Espectro característico para uma superfície voltada para o norte e com inclinação de 30° na cidade de Porto Alegre, RS (vermelho) e o espectro definido pela norma ASTM G-173 (azul). . . . .	96
6.4	Espectro característico para uma superfície voltada para o norte e com inclinação de 9° na cidade de Petrolina, PE (vermelho) e o espectro definido pela norma ASTM G-173 (azul). . . . .	96
6.5	Espectro característico para uma superfície voltada para o norte e com inclinação de 10° na cidade de Alta Floresta, MT (vermelho) e o espectro definido pela norma ASTM G-173 (azul). . . . .	97
6.6	Espectro característico para uma superfície voltada para o norte e com inclinação de 3° na cidade de Manaus, AM (vermelho) e o espectro definido pela norma ASTM G-173 (azul). . . . .	97
6.7	Diferenças percentuais entre os espectros típicos em relação ao espectro de referência ASTM G-173. No gráfico acima são mostradas as diferenças percentuais entre 280 - 1000 nm e no gráfico abaixo entre 1000 - 2000 nm. . . . .	98

7.1	Resposta espectral obtida a partir da eficiência quântica externa (EQE) para células e módulos de alta eficiência. Em (a) é mostrada a resposta espectral para dispositivos orgânicos e filmes finos, em (b) para módulos e células de silício e em (c) para dispositivos de tripla junção. Adaptado de Green et al. (2012). . . . .	101
7.2	Variação do fator de eficiência espectral para os módulos de múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge), filmes finos (ALTA GaAs), substrato tipo-n HIT (SANYO HIT), silício multicristalino (m-Si) e silício amorfo (a-Si) na cidade de Porto Alegre. . . . .	102
7.3	Variação do fator de eficiência espectral para os módulos de múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge), filmes finos (ALTA GaAs), substrato tipo-n HIT (SANYO HIT), silício multicristalino (m-Si) e silício amorfo (a-Si) na cidade de Petrolina. . . . .	103
7.4	Variação do fator de eficiência espectral para os módulos de múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge), filmes finos (ALTA GaAs), substrato tipo-n HIT (SANYO HIT), silício multicristalino (m-Si) e silício amorfo (a-Si) na cidade de Alta Floresta. . . . .	103
7.5	Variação do fator de eficiência espectral para os módulos de múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge), filmes finos (ALTA GaAs), substrato tipo-n HIT (SANYO HIT), silício multicristalino (m-Si) e silício amorfo (a-Si) na cidade de Manaus. . . . .	104
7.6	Variação do fator de eficiência espectral para as diferentes junções da célula AZUR (GaInP/GaInAs/Ge) (acima) e Kaneka (a-Si/nc-Si e a-Si/nc-Si) (abaixo) na cidade de Porto Alegre. . . . .	105
7.7	Variação do fator de eficiência espectral para as diferentes junções da célula AZUR (GaInP/GaInAs/Ge) (acima) e Kaneka (a-Si/nc-Si e a-Si/nc-Si) (abaixo) na cidade de Petrolina. . . . .	106
7.8	Variação do fator de eficiência espectral para as diferentes junções da célula AZUR (GaInP/GaInAs/Ge) (acima) e Kaneka (a-Si/nc-Si e a-Si/nc-Si) (abaixo) na cidade de Alta Floresta. . . . .	107
7.9	Variação do fator de eficiência espectral para as diferentes junções da célula AZUR (GaInP/GaInAs/Ge) (acima) e Kaneka (a-Si/nc-Si e a-Si/nc-Si) (abaixo) na cidade de Manaus. . . . .	108

## Lista de Tabelas

1.1	Localidades norte-americanas escolhidas para formulação do espectro padrão G173-03 . . . . .	2
1.2	Concentrações dos principais constituintes atmosféricos empregados no modelo SMARTS2 para elaboração do espectro G173-03 . . . . .	3
1.3	Irradiâncias espectrais típicas para massa de ar unitária em Albuquerque, NM; Porto Alegre, RS e Cuiabá, MT. . . . .	4
3.1	Coeficientes para massa óptica de ar aplicados na Equação 3.6. . . . .	19
3.2	Parâmetros das Equações 3.30 e 3.31 para diferentes modelos de aerossóis. Adaptado de Gueymard (1995). . . . .	26
4.1	Características dos radiômetros CIMEL empregados na rede AERONET . . . . .	42
4.2	Base de dados solarimétricos disponíveis na rede SONDA . . . . .	44
4.3	Localidades em que são efetuados lançamentos de radiossondas e órgão responsável . . . . .	53
4.4	Principais características do satélite TERRA . . . . .	56
4.5	Principais características do satélite AQUA . . . . .	57
4.6	Principais características do instrumento MODIS . . . . .	59
6.1	Parâmetros atmosféricos característicos para as localidades analisadas e da Norma ASTM G-173. O desvios-padrão ( $\sigma$ ) para os valores de concentração de ozônio, vapor de água e AOD são apresentados entre parênteses. . . . .	93
7.1	Características das células e módulos fotovoltaicos de alta eficiência analisados. Adaptado de Green et al. 2012. . . . .	100

## Lista de Símbolos

Simbologia	Unidade
$A_\lambda$	energia absorvida pelo meio ..... [J]
$A_{o\lambda}$	coeficiente espectral de absorção do ozônio ..... adimensional
$A_{g\lambda}$	coeficiente espectral de absorção da mistura uniforme de gases ..... adimensional
$A_{n\lambda}$	coeficiente espectral de absorção do nitrogênio ..... adimensional
$A_{w\lambda}$	coeficiente espectral de absorção do vapor de água ..... adimensional
$B_w$	fator de correção para a absorção do vapor de água ..... adimensional
$E_{0n\lambda}$	irradiância monocromática normal incidente no topo da atmosfera ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_{a\lambda}$	irradiância espectral incidente no dispositivo ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_{bn\lambda}$	irradiância monocromática direta normal ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_{d\lambda}$	irradiância monocromática difusa ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_{d0\lambda}$	irradiância monocromática difusa de referência ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_{da\lambda}$	componente monocromática difusa devido aos aerossóis ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_{db\lambda}$	componente monocromática difusa devido às reflexões múltiplas ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_{dR\lambda}$	componente monocromática difusa do espalhamento Rayleigh ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_{g\lambda}$	irradiância monocromática global ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_{s\lambda}$	irradiância espectral incidente de referência ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_{\lambda 0}$	irradiância monocromática incidente no topo da atmosfera ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$E_\lambda$	irradiância monocromática transmitida ..... [ $W m^{-2} \lambda^{-1}$ ]
$F_R$	fração da radiação difusa dirigida à superfície ..... adimensional
$F_a$	fração de espalhamento efetivo dos aerossóis na direção do fluxo ..... adimensional
$F_{aa}$	fração de espalhamento efetivo simples devido aos aerossóis ..... adimensional
$F_{e\lambda}$	fator de eficiência espectral ..... adimensional
$f_w$	fator de correção para o cálculo da absorção pelo vapor de água ..... adimensional
$G$	irradiância global de banda larga ..... [ $W m^{-2}$ ]
$G_e$	irradiância global-horizontal de banda larga estimada ..... [ $W m^{-2}$ ]
$G_m$	irradiância global-horizontal de banda larga medida ..... [ $W m^{-2}$ ]
$g'$	fator de assimetria dos aerossóis ..... adimensional
$H_R$	escala de altura atmosférica ..... [km]
$h$	altura para um determinado componente atmosférico ..... [m]

$I_\lambda$	fluxo monocromático transmitido .....	$[W m^{-2} \lambda^{-1}]$
$J_\lambda$	radiação resultante dos processos de espalhamento e re-emissão .....	$[W m^{-2} \lambda^{-1}]$
$k_\lambda$	coeficiente de extinção monocromático .....	adimensional
$l$	comprimento do caminho óptico .....	adimensional
$m$	massa óptica relativa do ar seco .....	adimensional
$m_a$	massa óptica relativa dos aerossóis .....	adimensional
$m_{abs}$	massa óptica absoluta .....	[kg]
$m_{as}$	massa de ar seco .....	[kg]
$m_{ah}$	massa de ar umido .....	[kg]
$m_g$	massa óptica relativa da mistura uniforme de gases .....	adimensional
$m_n$	massa óptica relativa do nitrogênio .....	adimensional
$m_o$	massa óptica relativa do ozônio .....	adimensional
$m_R$	massa óptica relativa de Rayleigh ou molecular .....	adimensional
$m_{va}$	massa de vapor de água .....	[kg]
$m_w$	massa óptica relativa do vapor de água .....	adimensional
$m_\odot$	massa aproximada do Sol .....	[kg]
$N_o$	densidade molecular atmosférica média .....	$[g cm^{-3}]$
$n_0$	índice de refração do ar .....	adimensional
$P$	pressão atmosférica corrigida .....	[mbar]
$P_s$	pressão parcial do vapor de água no ar saturado .....	[mbar]
$p$	pressão atmosférica para a altitude local .....	[mbar]
$p_0$	pressão atmosférica na condição padrão .....	[mbar]
$q$	umidade específica .....	adimensional
$RH$	umidade relativa local .....	[%]
$S_{r\lambda}$	resposta espectral do dispositivo .....	adimensional
$T$	temperatura local .....	[K]
TU	tempo universal .....	[h]
$T_a$	transmitância devido aos aerossóis .....	adimensional
$T_{aa}$	transmitância devido aos processos de absorção por aerossóis .....	adimensional
$T_{as}$	transmitância devido ao espalhamento por aerossóis .....	adimensional
$T_{en}$	temperatura efetiva para o nitrogênio .....	[K]
$T_{eo}$	temperatura efetiva do ozônio .....	[K]

$T_g$	transmitância da mistura uniforme de gases .....	adimensional
$T_n$	transmitância devido à absorção pelo nitrogênio .....	adimensional
$T_O$	transmitância devido à absorção pelo ozônio .....	adimensional
$T_R$	transmitância devido ao espalhamento de Rayleigh .....	adimensional
$T_{rn}$	temperatura de referência para os coeficientes de absorção do nitrogênio .....	[K]
$T_{ro}$	temperatura de referência para os coeficientes de absorção do ozônio .....	[K]
$T_w$	transmitância devido à absorção pelo vapor de água .....	adimensional
$T_\lambda$	transmitância monocromática .....	adimensional
$T^*$	temperatura média diária local ao nível do mar .....	[K]
UD	Unidade Dobson .....	[unidade]
$U_r$	umidade relativa local absoluta .....	adimensional
$u$	coluna total de água precipitável .....	[cm]
$u_g$	coluna total da mistura uniforme de gases .....	[g cm <sup>-3</sup> ]
$u_n$	coluna total de nitrogênio .....	[atm-cm]
$u_o$	conteúdo de ozônio em uma coluna vertical .....	[UD, cm-atm]
$v$	volume .....	[m <sup>3</sup> ]
$\bar{v}$	valor médio .....	adimensional
$Z$	ângulo zenital solar .....	[grau]
$z$	altitude .....	[m]
$w$	quantidade de água precipitável na atmosfera em uma coluna de área unitária .....	[cm]
$a$	parâmetro de função .....	adimensional
$B$	parâmetro de função .....	adimensional
$b$	parâmetro de função .....	adimensional
$C$	parâmetro de função .....	adimensional
$c$	parâmetro de função .....	adimensional
$D$	parâmetro de função .....	adimensional
$d$	parâmetro de função .....	adimensional
$e$	parâmetro de função .....	adimensional
$f$	parâmetro de função .....	adimensional
$g$	parâmetro de função .....	adimensional
$J$	parâmetro de função .....	adimensional
$j$	parâmetro de função .....	adimensional

$N$	parâmetro de função .....	adimensional
$n$	parâmetro de função .....	adimensional
$R$	parâmetro de função .....	adimensional
$r$	parâmetro de função .....	adimensional
$S$	parâmetro de função .....	adimensional
$s$	parâmetro de função .....	adimensional
$t$	parâmetro de função .....	adimensional
$X$	parâmetro de função .....	adimensional
$Y$	parâmetro de função .....	adimensional
$\alpha$	expoente de turbidez de Ångström .....	adimensional
$\beta$	coeficiente de turbidez de Ångström .....	adimensional
$\Gamma_o$	transmitância efetiva do ozônio .....	adimensional
$\gamma$	parâmetro de função .....	adimensional
$\delta'$	fator de despolarização .....	adimensional
$\zeta$	parâmetro de função .....	adimensional
$\theta$	ângulo de incidência .....	[grau]
$\lambda$	comprimento de onda .....	[ $\mu m$ , nm]
$\mu$	parâmetro de função .....	adimensional
$\varpi_0$	albedo do espalhamento simples por aerossóis .....	adimensional
$\rho$	densidade .....	[ $g\ cm^{-3}$ ]
$\rho_a$	massa específica do ar .....	[ $g\ cm^{-3}$ ]
$\rho_{aa}$	albedo atmosférico devido aos aerossóis .....	adimensional
$\rho_{b\lambda}$	albedo da superfície local para a irradiância direta .....	adimensional
$\rho_{d\lambda}$	albedo da irradiância difusa .....	adimensional
$\rho_{g\lambda}$	albedo da irradiância global difusa .....	adimensional
$\rho_{O_3}$	massa específica do ozônio .....	[ $g\ cm^{-3}$ ]
$\rho_R$	albedo atmosférico devido ao espalhamento Rayleigh .....	adimensional
$\rho_{s\lambda}$	albedo atmosférico .....	adimensional
$\rho_v$	massa específica do vapor de água .....	[ $g\ cm^{-3}$ ]
$\rho_{va}$	densidade do vapor de água .....	[ $k\ m^{-3}$ ]
$\rho_{as}$	densidade do ar seco .....	[ $k\ m^{-3}$ ]
$\rho_{ah}$	densidade do ar úmido .....	[ $k\ m^{-3}$ ]

$\rho_w$	massa específica do vapor de água .....	$[g\ cm^{-3}]$
$\rho_0$	massa específica do ar ao nível médio do mar .....	$[g\ cm^{-3}]$
$\sigma$	parâmetro de função .....	adimensional
$\tau$	espessura óptica .....	adimensional
$\tau_a$	espessura óptica dos aerossóis .....	adimensional
$\tau_{as}$	espessura óptica devido ao espalhamento por aerossóis .....	adimensional
$\tau_g$	espessura óptica da mistura uniforme de gases .....	adimensional
$\tau_n$	espessura óptica do nitrogênio .....	adimensional
$\tau_O$	espessura óptica do ozônio .....	adimensional
$\tau_R$	espessura óptica de Rayleigh ou molecular .....	adimensional
$\tau_{Rm}$	espessura óptica devido aos processos de espalhamento de Rayleigh .....	adimensional
$\tau_w$	espessura óptica do vapor de água .....	adimensional
$\tau_\lambda$	espessura óptica monocromática .....	adimensional
$\phi$	ângulo azimutal .....	[grau]

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Delimitação do problema

O conhecimento sobre a intensidade e distribuição espectral da irradiância solar é extremamente importante para o correto dimensionamento de sistemas que utilizam a energia oriunda do Sol. Do mesmo modo, dados sobre as características dos diversos parâmetros atmosféricos e locais que alteram a distribuição espectral da radiação solar são vitais em inúmeras áreas da ciência e em incontáveis aplicações práticas.

Superfícies seletivas, como módulos fotovoltaicos possuem respostas espectrais distintas que variam em função da tecnologia utilizada na sua fabricação. A título de exemplo, a Figura 1.1 apresenta o comportamento espectral para sete módulos fotovoltaicos de tecnologias distintas e o espectro padrão ASTM G173-03 proposto pela ASTM (*American Society for Testing and Materials*). Este espectro, proposto pela ASTM em 2003 e adotado como referência também na Europa, substituiu o antigo espectro padrão denominado de G159. As curvas dos diferentes dispositivos fotovoltaicos apresentadas na Figura 1.1 foram obtidas pelo laboratório NREL (*National Renewable Energy Laboratory*) e representam a eficiência espectral normalizada.

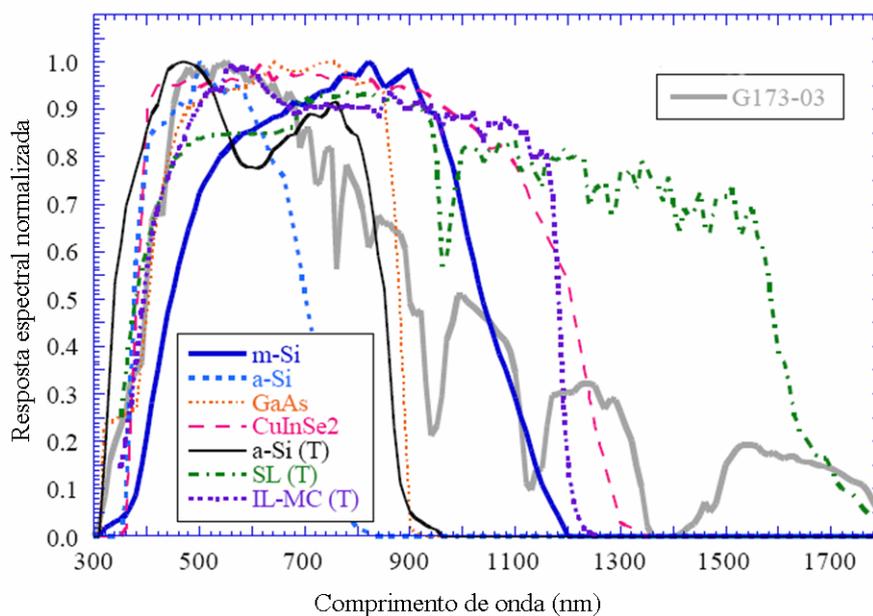


Figura 1.1: Resposta espectral normalizada para sete módulos fotovoltaicos de diferentes tecnologias e o espectro padrão ASTM G173-03 proposto pela ASTM para a irradiância global inclinada em cinza. Adaptado de Gueymard, (2007).

Alguns módulos fotovoltaicos empregam a tecnologia de múltipla junção visando o aproveitamento da energia solar em uma ampla faixa espectral. Nestes módulos, associam-se em série normalmente duas ou três células de diferentes materiais sobrepostas. Sendo a corrente elétrica que circula nesta associação é idêntica para cada junção, logo a corrente total será definida pela célula de menor corrente. Como cada junção apresenta uma resposta espectral distinta, variações espectrais da radiação solar podem acarretar uma grande variação da eficiência de conversão de energia em relação às condições de calibração. Em trabalho recente, Marion, B. (2010), apresenta resultados que mostram variações de até 60% para módulos de tripla junção em razão de variações espectrais.

O espectro padrão ASTM G173-03 foi desenvolvido empregando-se o modelo de transferência radiativa SMARTS2 e dados sobre parâmetros atmosféricos obtidos em cidades norte-americanas com média anual diária de irradiância solar direta maior que  $6 \text{ kWh/m}^2$  e baixos valores de espessura óptica de aerossóis (AOD, do termo em inglês *Aerosol Optical Depth*), como é visto na Tabela 1.1. Sendo assim, os valores de irradiância preconizados pelo espectro ASTM G173-03 favorecem sistemas que empregam a componente direta da radiação solar.

Tabela 1.1: Localidades norte-americanas escolhidas para formulação do espectro padrão G173-03

Localidade	Radiação direta ( $\text{kWh/m}^2$ )	AOD em 500 nm
Dagget, CA	7,5	0,087
Las Vegas, NV	7,1	0,105
Tucson, AZ	7,0	0,099
Phoenix, AZ	6,8	0,142
Prescott, AZ	6,8	0,074
Alamosa, CO	6,8	0,029
Albuquerque, NM	6,7	0,074
Tonopah, NV	6,7	0,082
El Paso, TX	6,7	0,118
Flagstaff, AZ	6,4	0,074
Reno, NV	6,2	0,091
Cedar City, UT	6,2	0,074
Pueblo, CO	6,1	0,074
Tucumcari, NM	6,1	0,099
Ely, NV	6,0	0,050
Média	6,61	0,085

A Tabela 1.2 mostra os valores das concentrações dos principais constituintes atmosféricos considerados na elaboração do espectro de referência G173-03.

Pelo fato de serem avaliados geralmente sob um único espectro padrão de referência, o desempenho de dispositivos que empregam a energia solar em condições reais de uso pode variar

Tabela 1.2: Concentrações dos principais constituintes atmosféricos empregados no modelo SMARTS2 para elaboração do espectro G173-03

AOD 500 nm	Água precipitável (cm)	Ozônio (atm-cm)	CO <sub>2</sub> (ppm)
0,084	1,4164	0,3438	370

devido às características espectrais diferentes da condição padrão. Quase sempre as características espectrais de uma determinada região não são conhecidas *a priori*. Além disto, um espectro específico adotado como padrão para avaliação de dispositivos que utilizam a energia do Sol, pode não ser o mais indicado para representar as características de uma região ou até mesmo país (Haag e Krenzinger, 2008a e Case, M. A. et al., 2008). Três espectros distintos para as componentes direta normal e global horizontal são apresentados na Figura 1.2. Estes espectros foram estimados com o programa SMARTS2 e representam as condições atmosféricas típicas para as cidades de Albuquerque no estado do Novo Mexico, USA; Porto Alegre, RS e Cuiabá, MT. Nota-se claramente o efeito dos aerossóis na redução da irradiância solar direta e global na cidade de Cuiabá. A componente difusa, no entanto, sofre um acréscimo. A Tabela 1.3 apresenta os valores das componentes da irradiância solar integradas entre 280 - 4000 nm.

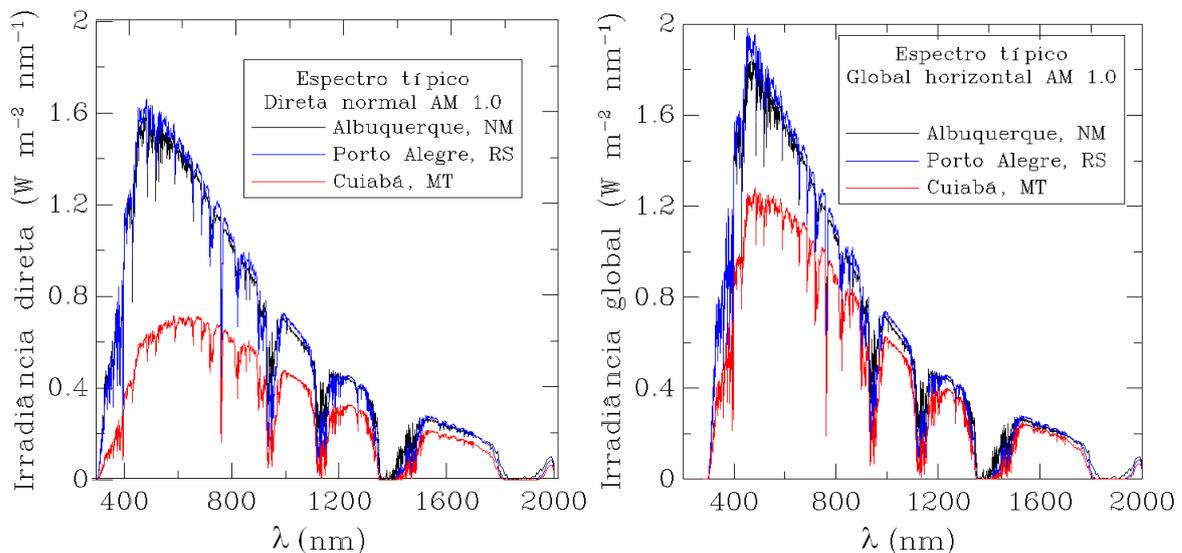


Figura 1.2: Irradiância espectral direta normal e global horizontal típica para uma massa de ar unitária em Albuquerque, NM; Porto Alegre, RS e Cuiabá, MT.

Um módulo fotovoltaico de determinada tecnologia pode apresentar um melhor desempenho em relação a outro de tecnologia diferente em um local com pouca umidade e baixa concentração de aerossóis por exemplo, mas em um clima tropical e com valores altos de AOD este mesmo módulo pode ser inferior ao outro (Gueymard C. 2007). Araki e Yamaguchi (2003), através de medidas realizadas na cidade de Nagoya, Japão, relatam diferenças que podem chegar até 12% na produção anual de energia em módulos fotovoltaicos de tripla junção devido à diferença espectral observada e

Tabela 1.3: Irradiâncias espectrais típicas para massa de ar unitária em Albuquerque, NM; Porto Alegre, RS e Cuiabá, MT.

Localidade	Irradiância extraterrestre ( $W/m^2$ )	Irradiância direta ( $W/m^2$ )	Irradiância global ( $W/m^2$ )	Irradiância difusa ( $W/m^2$ )
Albuquerque, NM (USA)	1306	1007	1087	101
Porto Alegre, RS	1394	992	1082	110
Cuiabá, MT	1394	532	798	282

a calculada pelo espectro de referência.

Da mesma forma que alteram a distribuição espectral da irradiância solar, alguns parâmetros atmosféricos, principalmente as nuvens, aerossóis e vapor de água, modificam a relação entre as componentes da irradiância solar, ou seja, a intensidade da componente direta, difusa e global de modo diferenciado. Este fato assume importância para sistemas que utilizam a irradiância direta para a conversão da energia solar, como exemplo sistemas que adotam concentração da radiação solar.

Trabalhos preliminares (Haag, 2007 e Haag e Krenzinger, 2008b) apresentam algumas metodologias para determinação da distribuição espectral através de medidas realizadas por espectrorradiômetro e radiômetros seletivos em conjunto com modelos de transferência radiativa na atmosfera. Tendo como base estes trabalhos, esta Tese amplia estas metodologias além de analisar e caracterizar a distribuição espectral da irradiância solar sobre o território brasileiro. Para isto, é empregado o modelo de transferência radiativa SMARTS2 que utiliza dados de entrada obtidos, principalmente, por instrumentos de medidas a bordo de plataformas espaciais. Informações fornecidas por instrumentos em superfície e no espaço, também são usados na validação dos resultados obtidos.

## 1.2 Contextualização histórica

Esta Tese e os objetivos explorados somente tornam-se viáveis porque são concebidos em um período bastante frutífero para radiometria solar. Atualmente existem inúmeras redes de instrumentos de alta qualidade destinados à obtenção de dados sobre radiação solar e análise de constituintes atmosféricos e seus dados são disponibilizados de forma quase instantânea. Similarmente, há uma vasta quantidade de satélites em órbita destinados à análise de um grande número de parâmetros atmosféricos. Estas plataformas espaciais além de fornecerem dados com precisão elevada, propiciam uma cobertura espacial e temporal suficiente para a aquisição destes parâmetros em uma região tão vasta como a do nosso território. Plataformas remotas de processamento prévio de dados, compostas por vários supercomputadores e grandes sistemas de armazenamento de dados (plataforma GIOVANNI da NASA, por exemplo), permitem a manipulação com grande rapidez de uma quantidade elevada de dados oriundos do sensoriamento a partir de satélites. Por fim, a velocidade de processamento dos computadores atuais permite executar rapidamente rotinas de alta demanda numérica que alguns anos atrás seriam impraticáveis em razão do tempo necessário para tal realização.

Isto possibilita a execução de algoritmos para resolução de equações de transferência radiativa em uma grande escala temporal e espacial. Estes algoritmos para a resolução da ETR, apesar da sua enorme complexidade, atualmente estão consolidados, e fornecem dados com qualidade similar aos obtidos pelos melhores centros de referência em radiometria solar (Myers, D.R., 2003).

As primeiras estimativas de radiação solar em escala nacional foram publicadas nas décadas de 1970 e 1980, e formadas a partir de ajustes estatísticos entre um número pequeno de actinógrafos e heliógrafos (Nunes et al., 1978, dentre outros). Este levantamento tomou impulso no final da década de 70, quando foram instalados vários actinógrafos Fuess na Rede Climatológica do Instituto Nacional de Meteorologia, principalmente na região Nordeste.

Usando uma base de dados originada a partir de cinco anos de medidas por actinogramas e heliogramas a Universidade Federal da Paraíba editou um atlas preliminar do Nordeste (Azevedo et al., 1981).

Também deve ser mencionada a compilação de dados nacionais realizada por pesquisadores da Universidade Federal de Pernambuco que gerou um atlas nacional (Tiba e Freidenreich, 2002).

No final da década de 70, surgem os primeiros modelos de estimativa de radiação solar por satélite (Tarpley, 1979). Estes modelos, fundamentados em equações de transferência radiativa, estimam a irradiância solar sobre a superfície terrestre analisando a relação entre a radiação incidente no topo na atmosfera e a parcela refletida pelo sistema atmosfera-superfície.

A primeira aplicação de medidas de irradiância solar por meio de satélites no Brasil foi proposta por Arai e Almeida, 1982. Na década de 1990, o INPE e o CPTEC iniciam o projeto de recepção de imagens de satélites de forma sistemática (Ceballos et al., 2004). Estas imagens de satélites (principalmente GOES e Meteosat) permitiram que pesquisadores desenvolvessem várias aplicações para estimativa da irradiância solar sobre o Brasil e América do Sul. No final da década de 90 é editado o primeiro atlas de irradiação solar do Brasil a partir de dados de satélite (Colle S. e Pereira, E. B. 1998). Em 2006 é publicado o Atlas Brasileiro de Energia Solar que faz parte do projeto SWERA. O projeto SWERA, foi iniciado em 2001 e financiado pelo programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (PNUMA) e co-financiado pelo Fundo Global para o Meio Ambiente (GEF) (Pereira, E. B. et al., 2006).

Se geralmente os dados de radiação obtidos através de radiômetros em superfície apresentam níveis de confiabilidade superiores àqueles que podem ser obtidos através de modelos radiativos associados a dados de satélite, o mesmo não pode ser generalizado para os resultados de interpolações entre vários radiômetros. Perez et al. (1997) demonstraram que, quando as distâncias entre os radiômetros de uma rede de observação forem superiores a aproximadamente 45 km, os dados interpolados de totais diários de irradiação apresentam níveis de confiabilidade inferiores às estimativas obtidas com modelos computacionais que utilizam imagens de satélite. Dados obtidos por 16 PCDs (Plataformas de Coleta de Dados) operadas pelo CPTEC/INPE para a radiação global e extra/interpolados para várias distâncias revelam resultados semelhantes aos relatados por Perez et al. (1997).

Alguns resultados para a irradiância solar estimados pelo Atlas Brasileiro de Energia Solar foram confrontados com medidas realizadas por radiômetros em superfície e apresentaram boa correlação para a maioria das regiões do Brasil. No entanto, foi observado um erro médio maior para a região norte e grande dispersão dos dados na região centro-oeste. Uma provável explicação para isto encontra-se na climatologia da região amazônica que apresenta nebulosidade e precipitação elevadas, principalmente no verão devido à forte influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Estes fatores aumentam as incertezas sobre a quantidade de água precipitável e características da cobertura de nuvens sobre a região.

A dispersão na região central e centro-oeste do Brasil possui outra origem. Esta região recebe maior incidência de radiação solar durante as estações secas (entre os meses de julho e setembro), quando a precipitação é baixa e o número de dias com céu claro é maior. No entanto, a concentração de aerossóis lançados na atmosfera em eventos de queimadas provoca uma variabilidade de difícil previsão. Os aerossóis emitidos durante os inúmeros eventos de queima de biomassa apresentam alta absorção da radiação solar, podendo reduzir significativamente a irradiação solar incidente na superfície em função da sua concentração na atmosfera. A concentração desses aerossóis dependerá da proximidade dos focos de queimada e das condições meteorológicas que influenciam no transporte e dispersão do material particulado presente na atmosfera. O modelo de transferência radiativa adotado no Atlas Brasileiro de Energia Solar utiliza um perfil atmosférico de aerossóis padrão para áreas continentais e não contempla a variabilidade decorrente das queimadas nesta região (Pereira, E. B. et al., 2006 e Martins et al., 2007). Do mesmo modo, o erro devido a alta concentração de partículas de aerossóis também é notado em outras áreas, como na cidade de São Paulo devido à poluição industrial e material originado pela queima de combustíveis fósseis, e no interior do estado de São Paulo em função da queima da cana-de-açúcar. Estes erros de estimativa de irradiância por satélites devido aos altos valores de espessura óptica de aerossóis são mais pronunciados em condições de nebulosidade escassa.

O final da década de 90 também marca o nascimento do projeto EOS (*Earth Observing System*) a partir do lançamento do satélite TERRA. O projeto EOS, desenvolvido pela NASA (Agência Espacial Norte Americana), é um esforço sem precedentes para a criação de um projeto de longa duração visando a análise detalhada da superfície terrestre, biosfera, atmosfera e oceanos através de várias plataformas espaciais. O projeto EOS, possibilitou a criação de um banco de dados com informações detalhadas sobre inúmeros parâmetros atmosféricos. Esta base de dados com cerca de 10 anos de informações será utilizada como entrada nos modelos de transferência radiativa adotados nesta Tese.

Na mesma época da criação do projeto EOS, multiplicaram-se no Brasil e em vários outros países estações automáticas de dados (também chamadas de plataformas coletoras de dados, ou PCDs), algumas delas incluindo pireliômetros e piranômetros.

No Brasil, pode-se citar algumas redes de dados solarimétricos, como a rede do IAPAR, Paraná, que chegou a contar com 33 estações de monitoramento, a rede do Programa de Monitoramento de Tempo, Clima e Recursos Hídricos (PMTCRH, MCT) com mais de 100 estações, rede de

monitoramento FUNCEME do estado do Ceará com cerca de 70 estações contendo radiômetros fotovoltaicos da Kipp e Zonen modelo SP Lite e a rede SONDA (Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais) com 25 estações no território brasileiro. Estas estações dispõem de sensores para a coleta de dados de todas as componentes da irradiação solar (difusa, direta e global); dados de iluminância e de radiação fotossinteticamente ativa (PAR). Além dos dados relativos à radiação solar, as estações da rede SONDA coletam dados meteorológicos básicos (temperatura do ar, umidade relativa e pressão atmosférica) e dados eólicos (direção e velocidade) com sensores dispostos a alturas de 25 e 50 m em relação ao solo (Martins et al., 2007).

Encontram-se ainda outras estações automáticas operadas em parceria com a NASA e instituições de pesquisas do Brasil. Estas estações compõem as redes AERONET (*AERosol RObotic NETwork*) e SolRad-Net (*Solar Radiation Network*). As estações da rede AERONET possuem fotômetros solares para a medida da radiação solar direta e determinação de alguns parâmetros atmosféricos como aerossóis e água precipitável. A rede SolRad-Net é constituída por radiômetros de banda larga e para medida da radiação PAR.

As redes automáticas modernas permitem monitorar diversos parâmetros atmosféricos e a irradiância solar com alta definição temporal, mas sua multiplicação está limitada pelo elevado custo de instalação e manutenção. Por outro lado, dados fornecidos por instrumentos a bordo de satélite permitem estimar vários constituintes atmosféricos e indiretamente a radiação solar sobre regiões extensas e em locais isolados onde estações solarimétricas não poderiam ser instaladas.

### 1.3 Objetivo central

O principal objetivo desta Tese é caracterizar a distribuição espectral da irradiância solar sobre o território brasileiro e verificar o impacto desta distribuição sobre sistemas fotovoltaicos de tecnologias distintas. Este objetivo é executado através de uma análise de dados coletados por diferentes instrumentos e o modelo numérico de transferência radiativa na atmosfera SMARTS2 para atmosferas sem cobertura de nuvens. A Figura 1.3 apresenta um fluxograma que mostra de forma resumida a execução deste trabalho.

### 1.4 Objetivos secundários

Aliados ao objetivo principal desta proposta se destacam alguns objetivos secundários que são produtos da metodologia formulada neste trabalho. A seguir alguns desses produtos são descritos resumidamente:

- 1) formação de banco de dados com informações sobre perfis de parâmetros atmosféricos que influenciam a distribuição espectral da irradiância solar, como aerossóis, vapor de água e ozônio sobre o território brasileiro.

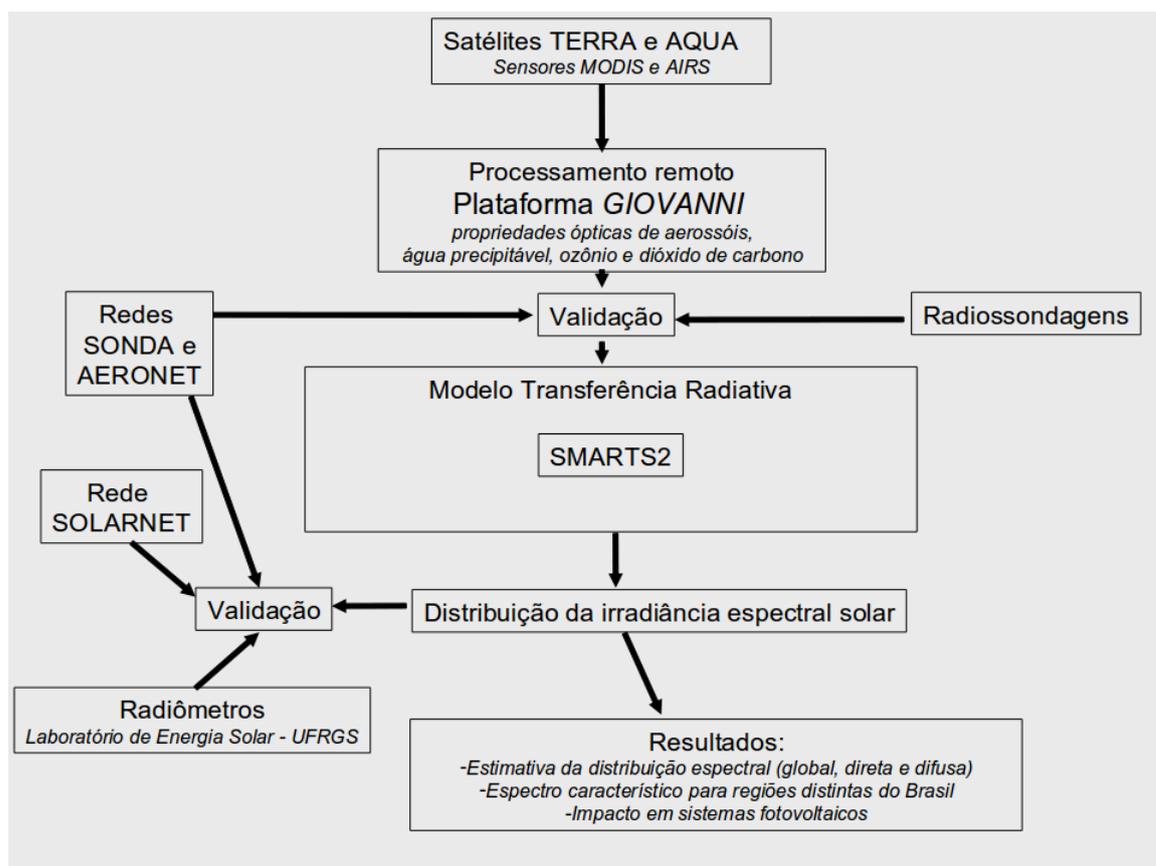


Figura 1.3: Fluxograma da metodologia empregada na Tese.

2) intercomparação entre valores de propriedades ópticas de aerossóis e água precipitável obtidos por plataformas espaciais e radiômetros em superfície.

3) verificação das estimativas de irradiância espectral e total previstas pelos modelos de transferência radiativa através de comparação com medidas obtidas por instrumentos em superfície.

## 2. EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

### 2.1 Introdução

A radiação emitida pelo Sol ao penetrar na atmosfera terrestre sofre alteração na sua intensidade e polarização através de vários processos como o espalhamento causado por moléculas de gases, gotas de água, poeira e partículas de aerossóis, absorção por gases presentes na atmosfera e por último, por meio de sucessivos processos de absorção e reflexão no solo ou em superfícies líquidas (Coulson, 1975). Embora estes mecanismos de espalhamento e absorção atenuem parte da energia solar que atinge a superfície terrestre, uma grande parte desta energia é transmitida diretamente e alcança o solo em feixes aproximadamente paralelos. Em um céu limpo sem a presença de nuvens, esta componente direta da radiação solar constitui a principal parcela da irradiância solar para comprimentos de onda maiores que 400 nm (Liou, 2002). Se a intensidade da radiação  $I_\lambda$  torna-se  $I_\lambda + dI_\lambda$  após atravessar uma superfície com espessura  $ds$  na direção de propagação, temos:

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds \quad (2.1)$$

onde  $\rho$  é a massa específica do material e  $k_\lambda$  é o coeficiente de extinção (em unidades de área por massa) para uma radiação de comprimento de onda  $\lambda$ . Este coeficiente de extinção representa a totalidade da parcela da radiação que é absorvida e espalhada no meio de propagação da onda. A Figura 2.1 apresenta uma simplificação deste processo de extinção. Por outro lado, a radiação pode ser intensificada devido à reemissão causada pelos múltiplos espalhamentos em um mesmo comprimento de onda. Define-se como coeficiente  $j_\lambda$  esta parcela da radiação, assim

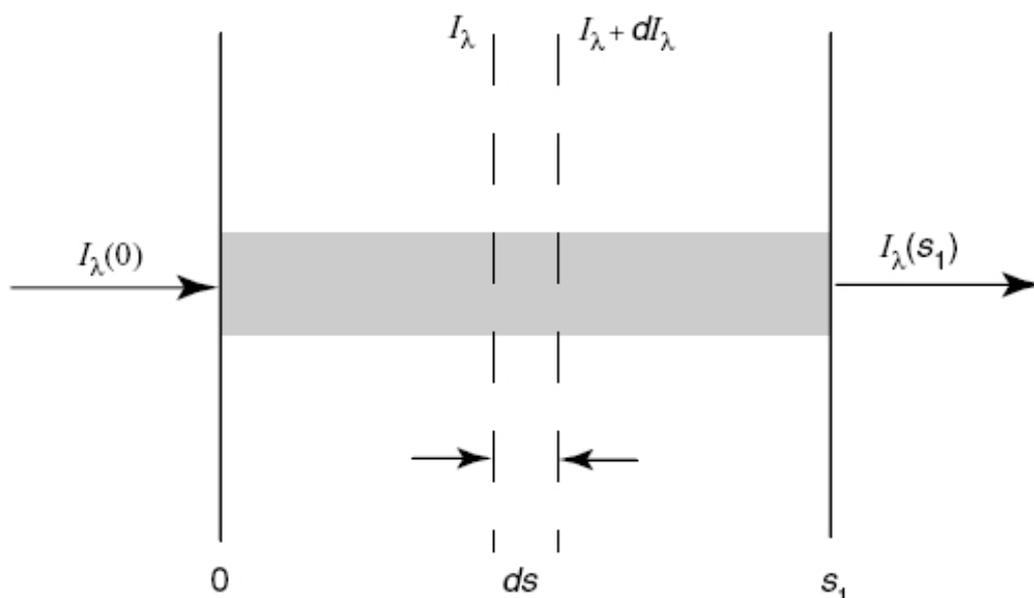


Figura 2.1: Comportamento da radiação ao atravessar um meio absorvedor. Adaptado de Liou, (2002)

$$dI_\lambda = j_\lambda \rho I_\lambda ds \quad (2.2)$$

onde o coeficiente  $j_\lambda$  possui o mesmo significado físico do coeficiente de extinção. Combinando as equações 2.1 e 2.2, tem-se

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds + j_\lambda \rho I_\lambda ds \quad (2.3)$$

Torna-se mais conveniente adicionar uma nova variável  $J_\lambda$  como segue

$$J_\lambda = \frac{j_\lambda I_\lambda}{k_\lambda} \quad (2.4)$$

Desta maneira, a Equação 2.3 torna-se

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda. \quad (2.5)$$

Esta formulação apresentada na Equação 2.5 é definida como equação geral de transferência radiativa e é válida para qualquer sistema de coordenada (Chandrasekhar, S. 1960)

## 2.2 Lei de Beer

Utilizando a equação geral de transferência radiativa e considerando um feixe de radiação espectral entre 0,2 - 5  $\mu$  m, região onde a emissão do sistema Terra-Atmosfera pode ser desprezada<sup>1</sup> e desconsiderando também a participação da radiação originada por múltiplos espalhamentos, a Equação 2.5 se reduz a seguinte forma

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda. \quad (2.6)$$

Tornando a intensidade da radiação incidente em  $s = 0$  igual a  $I_\lambda(0)$ , a intensidade da radiação emergente a uma distância  $s$  será dada pela integração da expressão 2.6

$$I_\lambda(s) = I_\lambda(0) \exp\left(-\int_0^s k_\lambda \rho ds\right). \quad (2.7)$$

Assumindo um meio homogêneo,  $k_\lambda$  é independente da distância  $s$  sendo possível definir o caminho percorrido pelo feixe como:

---

<sup>1</sup> caso a emissão do sistema Terra-Atmosfera fosse considerada, seria necessário aplicar a solução proposta por Schwarzschild (Liou, 2002).

$$u = - \int_0^{s1} \rho ds, \quad (2.8)$$

Desta forma a Equação 2.6 pode ser expressa como:

$$I_\lambda(s1) = I_\lambda(0)e^{(-k_\lambda u)}. \quad (2.9)$$

Esta expressão é conhecida como Lei de Beer, também denominada de Lei de Bouguer ou Lei de Lambert. Neste trabalho será adotada a denominação Lei de Beer. A Lei de Beer, postula que um feixe de radiação monocromático atravessando um meio com coeficiente de extinção homogêneo sofrerá uma atenuação definida por uma função exponencial simples cujo argumento é o produto do coeficiente de extinção pelo caminho percorrido. Como esta lei não envolve nenhuma dependência direcional, ela é aplicável não somente para quantificação da intensidade da radiação, mas também para o cálculo da densidade de fluxo e fluxo de radiação.

Utilizando a Equação 2.6 é definida a transmitância monocromática  $T_\lambda$ :

$$T_\lambda = I_\lambda(s1)/I_\lambda(0) = e^{(-k_\lambda u)}. \quad (2.10)$$

Para um meio onde somente há absorção e não há espalhamento da radiação, a fração da energia incidente absorvida pelo meio  $A_\lambda$  é dada por

$$A_\lambda = 1 - T_\lambda = 1 - e^{(-k_\lambda u)}. \quad (2.11)$$

Se o meio também apresentar espalhamento da radiação, parte da energia incidente será refletida. Neste caso é conveniente definir o coeficiente de refletividade  $R_\lambda$ , que é fração da energia refletida sobre a intensidade da incidente. Com base no princípio da conservação de energia, um meio que apresenta espalhamento e absorção terá a seguinte relação para a transferência de energia

$$T_\lambda + A_\lambda + R_\lambda = 1 \quad (2.12)$$

### 2.2.1 Solução da equação de transferência radiativa em atmosferas plano-paralelas

Em inúmeras aplicações de transferência radiativa na atmosfera é conveniente considerar a atmosfera como sendo composta por camadas distintas plano-paralelas. Deste modo a variação da intensidade e quantidade dos parâmetros atmosféricos (como temperatura, coluna de água precipitável, etc.) somente ocorre na direção vertical em relação ao solo. A Figura 2.2 apresenta um sistema de coordenadas conveniente para as diversas camadas estratificadas.

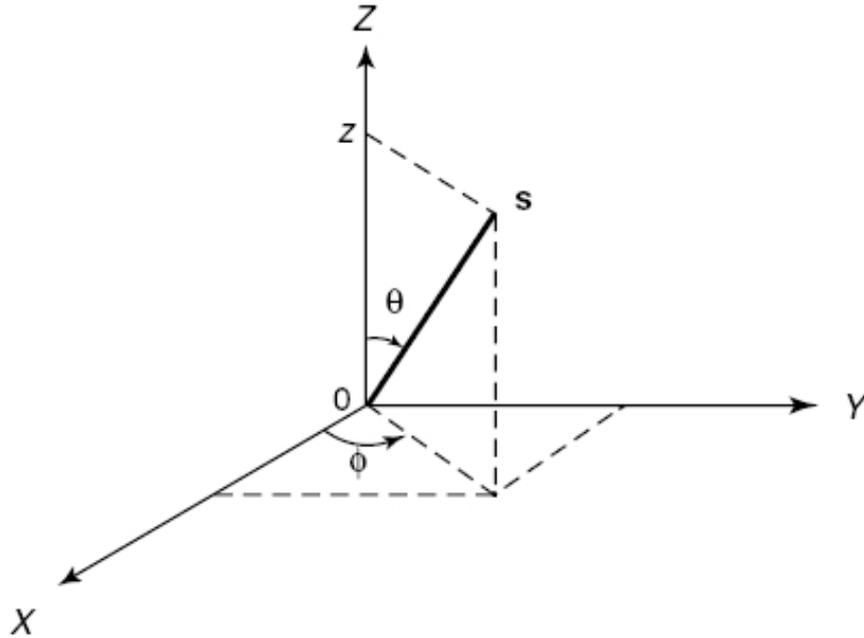


Figura 2.2: Geometria para uma atmosfera plano-paralela onde  $\theta$  e  $\phi$  representam os ângulos zenitais e azimutais, respectivamente, e  $s$  representa o vetor posição.

A equação geral de transferência radiativa neste sistema de coordenadas pode ser reescrita como

$$\cos(\theta) \frac{dI(z; \theta, \phi)}{k\rho dz} = -I(z; \theta, \phi) + J(z; \theta, \phi), \quad (2.13)$$

onde  $\theta$  e  $\phi$  representam a elevação em relação ao eixo normal e ângulo azimutal respectivamente com referência ao eixo  $x$ . Para melhor visualização foram omitidas as dependências espectrais (termo  $\lambda$ ) nos coeficientes radiativos. Introduzindo o termo que representa a espessura óptica  $\tau$  tem-se

$$\tau = \int_z^\infty \rho k dz' \quad (2.14)$$

Realizando o cálculo a partir do topo da atmosfera em direção ao solo a expressão torna-se

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \phi)}{k\rho dz} = -I(\tau; \mu, \phi) + J(\tau; \mu, \phi), \quad (2.15)$$

onde  $\mu = \cos(\theta)$ . Esta é a equação básica para a solução do problema de múltiplos espalhamentos em uma atmosfera plano-paralela.

Em um meio homogêneo, mas com constituintes distintos, a espessura óptica total pode ser determinada através do cálculo independente para os diversos processos de extinção que atuam de maneira isolada, deste modo, para a atmosfera terrestre se obtém:

$$\tau = \tau_R + \tau_O + \tau_n + \tau_g + \tau_w + \tau_a \quad (2.16)$$

onde  $\tau_R$ , refere-se à espessura óptica causada pela dispersão de Rayleigh,  $\tau_O$  representa a opacidade do ozônio,  $\tau_n$  do nitrogênio,  $\tau_g$  da mistura uniforme de gases,  $\tau_w$  do vapor de água e por último  $\tau_a$  a extinção provocada pelos aerossóis. A irradiância solar direta recebida no solo em uma superfície normal ao feixe de luz solar  $I_{bn}$ , é dada por:

$$I_{bn} = I_{0n} T_R T_O T_n T_g T_w T_a \quad (2.17)$$

onde  $I_{0n}$  corresponde à irradiância extraterrestre corrigida para a distância Sol-Terra e os demais fatores são as transmitâncias para os diferentes processos considerados anteriormente.

A Equação 2.3 pode ser resolvida tanto na direção topo da atmosfera-solo como solo-topo da atmosfera, como ilustra a Figura 2.3. Para obter a intensidade da radiação na direção solo-topo da atmosfera ( $\mu > 0$ ) em um nível  $\tau$ , se multiplica a Equação 2.3 por um fator  $e^{-\tau/\mu}$  e integra-se desde  $\tau$  até  $\tau = \tau_*$ . Assim

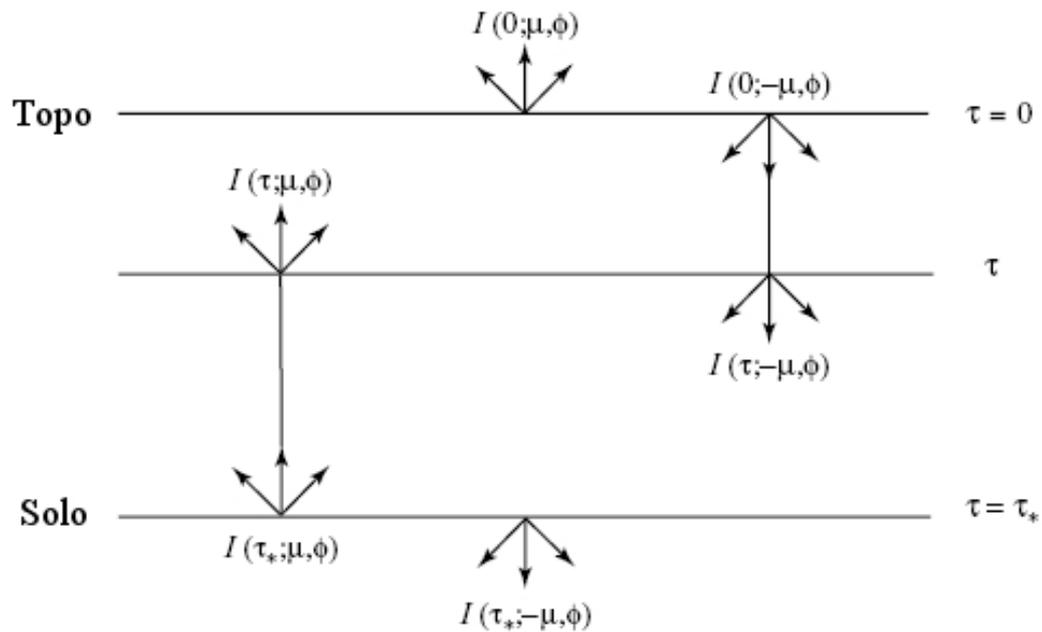


Figura 2.3: Intensidades para cima ( $\mu$ ) e para baixo ( $-\mu$ ) em um dado nível  $\tau$  no topo ( $\tau = 0$ ) e no solo ( $\tau = \tau_*$ ) em uma atmosfera plano-paralela finita. Adaptado de Liou, (2002).

$$I(\tau; \mu, \phi) = I(\tau_*; \mu, \phi) e^{-(\tau_* - \tau)/\mu} + \int_{\tau}^{\tau_*} J(\tau'; \mu, \phi) e^{-(\tau' - \tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (1 \geq \mu > 0) \quad (2.18)$$

De maneira análoga, é possível derivar a variação da intensidade na direção topo da

atmosfera-solo ( $\mu < 0$ ) em um nível  $\tau$ , usando o fator  $e^{\tau/\mu}$  e substituindo  $\mu$  por  $-\mu$ . Integra-se a expressão da Equação 2.3 desde  $\tau = 0$  até  $\tau$ . Desta forma tem-se

$$I(\tau; -\mu, \phi) = I(0; -\mu, \phi)e^{-\tau/\mu} + \int_0^\tau J(\tau'; -\mu, \phi)e^{-(\tau-\tau')/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} (1 \geq \mu > 0) \quad (2.19)$$

### 3. MODELOS COMPUTACIONAIS DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

Modelos numéricos que buscam caracterizar a distribuição espectral da irradiância solar na superfície terrestre possuem uma vasta aplicação em inúmeras áreas, como por exemplo em sistemas de energia solar, ciências atmosféricas, biologia, entre outros. Nann e Bakenfelder (1993) e McClatchey et al. (1972) descrevem com maior profundidade o uso de modelos espectrais de irradiância solar em aplicações envolvendo energia solar. Há basicamente dois métodos utilizados para modelar os processos de absorção molecular em segmentos discretos do espectro ( $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $O_3$ , etc.) e o espalhamento causado por aerossóis e moléculas. O primeiro baseia-se no cálculo da transmitância atmosférica e assume que a atmosfera terrestre é composta por uma única camada que através de vários processos de absorção e espalhamento atenua a irradiância solar (Justus e Paris, 1985). Esses modelos são baseados no trabalho pioneiro de Leckner (1978), que formulou um conjunto de equações para descrever os processos de extinção da radiação solar devido aos diversos gases que constituem a atmosfera terrestre. O segundo método, denominado de transferência radiativa, leva em conta a não-homogeneidade vertical da atmosfera terrestre e divide a atmosfera em várias camadas para calcular os processos de absorção e espalhamento. O primeiro modelo de transferência radiativa denominado de LOWTRAN, foi originado na década de 70 e foi substituído por uma nova versão, chamada de MODTRAN (Kneizys et al., 1980). Estes nomes referem-se à resolução dos modelos: LOWTRAN para uma baixa resolução e MODTRAN para resolução moderada (0,5 e 0,05 nm respectivamente para o comprimento de onda de 500 nm). Dave (1975) formulou um modelo próprio de transferência radiativa utilizando aproximações aplicando o método matemático de *esféricos harmônicos* para computar a irradiância espectral solar das componentes direta e difusa para um conjunto de atmosferas padrão previamente determinadas. Bird et al. (1983) desenvolveram um código baseado no método de *Monte Carlo* chamado de BRITE, aplicado na determinação da transmitância atmosférica para as componentes direta e global da radiação solar. Estes modelos utilizam aproximações analíticas para a solução da equação de transferência radiativa (ETR). Como exemplo de simplificações, podem-se citar, as aproximações para uma atmosfera tênue (*thin atmosphere*), a solução para espalhamento simples (*single-scatter solution*) e as várias soluções analíticas para o método de dois fluxos, tais como as muito difundidas *Eddington*, *delta-Eddington*, *Coakley-Chýlek*, entre outras (King e Harshvardhan, 1986).

Além destes, devem ser mencionados outros programas de transferência radiativa com vasta aplicação em ciências atmosféricas e energia como FASCODE, 6S, DISORT e SBDART (*Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer*). Pelo fato de utilizar propriedades físico-químicas fundamentais dos gases, os métodos de transferência radiativa que também são denominados de *modelos rigorosos*, fornecem resultados com grande exatidão, porém estes modelos de transferência radiativa necessitam de dados de entrada extremamente precisos e complexos, como o perfil vertical de distribuição de ozônio e vapor de água, perfil de densidade atmosférica e a distribuição vertical

e tamanho de aerossóis com suas características de albedo e fator de assimetria ou função de fase. Devido à dificuldade de se obter estes dados de entrada, nem sempre os modelos de transferência radiativa podem ser aplicados para a caracterização do espectro solar. Os modelos parametrizados de transmitância atmosférica simples, por outro lado, fazem uso de uma pequena quantidade de dados que são obtidos com maior facilidade, e podem ser implementados em pequenos programas computacionais. A partir dos anos oitenta, vários pesquisadores desenvolveram trabalhos propondo modelos parametrizados simples para a caracterização da irradiância solar (Bird e Riordan, 1986; Brine e Iqbal, 1983; Gueymard, 1993; Justus e Paris, 1985; Nann e Riordan, 1991). Todos esses trabalhos estão fundamentados no conjunto de equações desenvolvido por Leckner (1978). Nessa mesma época, surgiram os primeiros programas computacionais destinados à modelagem da irradiância espectral solar na superfície terrestre baseados no método de transmitância atmosférica simples. Pode-se citar o programa SPCTRAL2 (Bird e Riordan, 1986), SUNSPEC (McCluney e Gueymard, 1993), fundamentado em Gueymard (1993) e o programa ESPECTRO (<http://www.solar.ufrgs.br>), originado nos modelos apresentados em Iqbal (1983). A validação destes programas a partir de experimentos, revelou várias discrepâncias, principalmente em regiões onde a absorção espectral altera-se rapidamente com a variação do comprimento de onda. Estes modelos simples também apresentam previsões incorretas na região do ultravioleta e para ângulos zenitais elevados.

Em virtude do avanço no conhecimento sobre o comportamento da absorção espectral de um grande número de gases que constituem a atmosfera terrestre desde o trabalho apresentado por Leckner e a obtenção de dados de grande resolução sobre a distribuição da radiação solar, Gueymard (1993) apresentou uma nova metodologia para o desenvolvimento de um programa parametrizado simples para caracterização da irradiância solar. Este modelo inicial foi denominado de SMARTS1 e após uma extensiva revisão foi aperfeiçoado, tornando-se SMARTS2 (Gueymard, 1995).

O código SMARTS2 será aplicado neste trabalho para estimativa da irradiância espectral em atmosferas sem a presença de nuvens.

### **3.1 SMARTS2**

O programa SMARTS2 difere dos demais modelos paramétricos simples, pois modifica algumas equações de transmitância propostas por Leckner (1978) e associa resultados obtidos previamente por modelos de transferência radiativa (LOWTRAN e MODTRAN) onde são escolhidas dez atmosferas padrões que podem ser adotadas como referências para a caracterização da distribuição vertical dos principais constituintes atmosféricos. O programa SMARTS2 apresenta uma resolução espectral de 1 nm no intervalo entre 280 e 1700 nm e 5 nm entre 1705 e 4000 nm.

#### **3.1.1 Atmosferas de referência**

Do mesmo modo que os modelos rigorosos de transferência radiativa, o modelo SMARTS2 faz uso de atmosferas padrões distintas com dados específicos de perfis verticais de temperatura, pressão e concentrações dos principais gases presentes na atmosfera terrestre. Entre as dez atmosferas

de referência contidas no modelo SMARTS2, seis são usadas na família de modelos LOWTRAN e MODTRAN. Quatro atmosferas suplementares foram adicionadas tendo como base outros trabalhos (Gueymard, 1995).

As concentrações de ozônio e dióxido de nitrogênio são determinadas através de interpolação dos valores obtidos em solo. Pelo fato que estes constituintes atmosféricos possuem uma grande concentração na estratosfera, sua abundância não varia consideravelmente para alturas menores que 4 km. Para uma maior precisão no cálculo da concentração vertical em função da altura,  $z$ , destes constituintes, é realizada uma correção aplicando-se o fator  $C_t$ , definido pela seguinte equação (Gueymard, 1995):

$$C_t = 1 - 0,00898 \cdot z \quad (3.1)$$

A temperatura nominal ou efetiva<sup>1</sup> para o ozônio atmosférico,  $T_{eo}$ , é definida como uma média em função da concentração e temperatura para os perfis discretizados obtidos nas atmosferas de referências. Esses valores oscilam entre 213 a 235,7 K no nível do mar. É necessária uma correlação para adaptar os valores de  $T_{eo}$  para uma dada localidade e época do ano. Isto é feito a partir de uma equação que relaciona a temperatura média diária ao nível do mar,  $T^*$ , como segue:

$$T_{eo} = a_0 + a_1 T^* \quad (3.2)$$

onde  $a_0 = 332,41$  K,  $a_1 = -0,34467$  no verão e  $a_0 = 142,68$  K,  $a_1 = 0,28498$  no inverno. O uso de uma temperatura média diária ao invés da temperatura instantânea,  $T$ , é justificado pelo fato que a temperatura no solo está sujeita a flutuações diárias bruscas causadas principalmente pelo aquecimento solar e correntes de convecção e não corresponde às variações de temperaturas em regiões próximas da estratosfera (Gueymard, 1995). Os perfis de umidade relativa para cada atmosfera padrão são obtidos através dos trabalho de Anderson et al. (1986), usando o método descrito por Kneizys et al., (1980).

A quantidade de água precipitável,  $\Delta w$ , presente em uma determinada variação de altura,  $\Delta z$  (normalmente 1 km), é obtida através de uma discretização calculada a partir do perfil de umidade obtido em Anderson et al. (1986), e definida por:

$$\Delta w = \rho_v \Delta z \quad (3.3)$$

onde  $\rho_v$  representa a massa específica do vapor de água. No caso dos gases  $O_2$  e  $CO_2$  que são importantes absorvedores da radiação solar, a concentração destes elementos que não se distribuem de forma homogênea na atmosfera, foi aproximada pela seguinte expressão (Gueymard, 1995):

---

<sup>1</sup>O termo temperatura efetiva é adotado apenas para identificar a temperatura média para uma determinada região na atmosfera, pois as moléculas de ozônio geralmente não encontram-se em equilíbrio termodinâmico.

$$u_g = \int_z^\infty \left( \frac{p(h)}{p_0} \right)^r \left( \frac{T_1}{T(h)} \right)^s \left( \frac{\rho_a(h)}{\rho_{a0}} \right) dh \quad (3.4)$$

sendo  $p(h)$ ,  $T(h)$  e  $\rho_a(h)$  respectivamente a pressão, temperatura e densidade do ar na altura  $h$ ,  $p_0=1013,25\text{mb}$ ,  $T_1 = 288,15\text{ K}$ ,  $\rho_{a0} = 1,225\text{ kg/m}^3$ , e  $r$  e  $s$  são coeficientes para cada espécie de gás e descritos por Pierluissi e Tsai (1987). Para  $O_2$  e  $CO_2$ , tem-se que  $r = 0,9353$  e  $0,79$ , e  $s = 0,1936$  e  $-1,3244$ , respectivamente.

### Massa óptica de ar específica

Muitos modelos simples de transmitância atmosférica adotam apenas uma única expressão de massa óptica de ar para todos os processos de extinção na atmosfera. Segundo Kasten (1978), a massa óptica absoluta pode ser definida por:

$$m_{abs} = \rho_0 \int_0^\infty \frac{\rho}{\rho_0} \left\{ 1 - \left[ 1 + 2(n_0 - 1) \left( 1 - \frac{\rho}{\rho_0} \right) \right] \left( \frac{\sin(Z)}{1 + h/rt} \right)^2 \right\}^{-1/2} dh \quad (3.5)$$

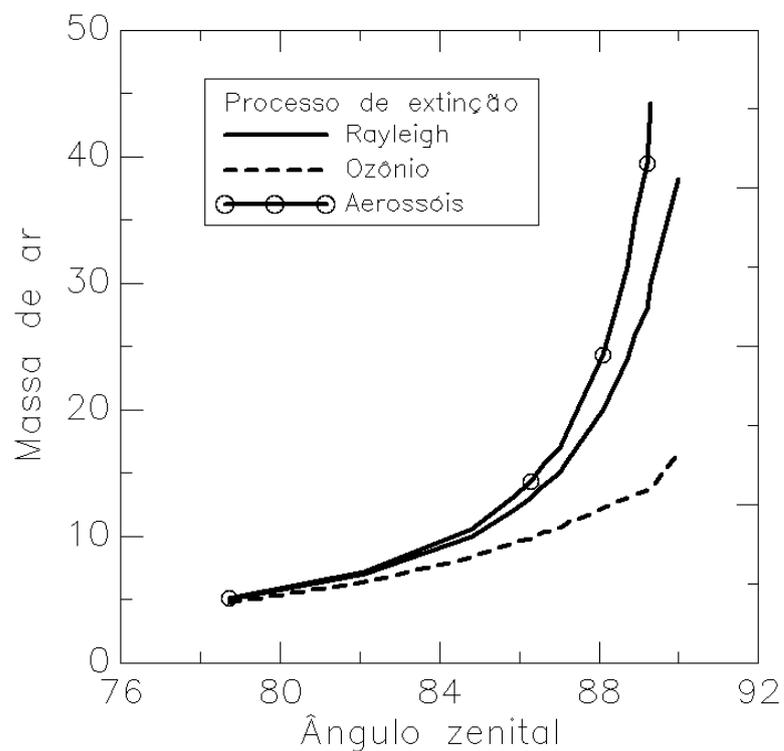
onde  $h$  é a altitude local;  $\rho$  é a densidade do ar na altitude local;  $\rho_0$  é a densidade do ar ao nível médio do mar;  $n_0$  é o índice de refração do ar, no comprimento de onda de 700 nm, ao nível médio do mar;  $Z$  é o ângulo zenital e  $rt$  representa o raio médio da Terra. A Equação 3.5 pode ser aplicada para qualquer constituinte atmosférico, desde que o seu perfil de distribuição vertical seja conhecido com exatidão. Gueymard (1995) adotou a seguinte expressão para determinação da massa óptica de ar:

$$m_i = [\cos Z + a_{i1} Z^{a_{i2}} (a_{i3} - Z)^{a_{i4}}]^{-1} \quad (3.6)$$

onde  $m_i$  são as diferentes massas ópticas para os processos de extinção que seguem:  $m_R$ (Rayleigh),  $m_a$ (aerossóis),  $m_n$ ( $NO_2$ ),  $m_O$ (ozônio),  $m_g$ (mistura uniforme de gases) ou  $m_w$ (vapor de água),  $Z$  é o ângulo zenital, e os coeficientes  $a_{ij}$  (adimensionais) estão mostrados na Tabela 3.1, juntamente com os valores de  $m_i$  para  $Z = 90^\circ$ , que apresentam uma grande dispersão entre 16,6 e 71,4. Diferentemente de outros modelos de transmitância simples, o modelo SMARTS2 apresenta resultados com boa precisão para ângulos zenitais elevados, por isso, o cálculo da massa óptica de ar é associado a uma correção do ângulo zenital solar aparente, ou seja, o ângulo que é originado em função da refração atmosférica que altera a posição real do disco solar. A Figura 3.1 apresenta a variação da massa de ar para constituintes atmosféricos distintos quando os ângulos zenitais são maiores que  $78^\circ$ . Do mesmo modo, a expressão mostrada na Equação 3.10 permite obter dados sobre a irradiância solar direta para ângulos zenitais pouco maiores que  $Z = 90^\circ$ . Esta situação ocorre em altitudes elevadas (topo de montanhas com horizonte aberto) no nascer ou ocaso do Sol.

Tabela 3.1: Coeficientes para massa óptica de ar aplicados na Equação 3.6.

Processo de extinção	$a_{i1}$	$a_{i2}$	$a_{i3}$	$a_{i4}$	$m_i$ para $Z = 90^\circ$
Rayleigh	4,5665E-1	0,07	96,4836	-1,6970	38,136
Ozônio	2,6845E+2	0,5	115,420	-3,2922	16,601
Dióxido de nitrogênio	6,0230E+2	0,5	117,960	-3,4536	17,331
Mistura uniforme de gases	4,5665E-1	0,07	96,4836	-1,6970	38,136
Vapor de água	3,1141E-2	0,1	92,4710	-1,3814	71,443
Aerossóis	3,1141E-2	0,1	92,4710	-1,3814	71,443

Figura 3.1: Variação da massa de ar óptica de diferentes constituintes atmosféricos para  $Z > 78^\circ$ .

### 3.1.2 Espalhamento Rayleigh

É denominado de Rayleigh, ou espalhamento molecular, o espalhamento causado pelos gases atmosféricos puros e secos presentes na atmosfera terrestre. A eficiência do espalhamento Rayleigh é criticamente dependente de  $\lambda^{-4}$ , assim, os comprimentos de onda menores da radiação solar são espalhados com maior eficiência. Desta forma, quase toda energia solar com comprimento de onda  $\lambda > 1000$  nm atravessa a atmosfera sem interagir com as moléculas de ar seco (Coulson, 1975). A espessura óptica de Rayleigh é definida por:

$$\tau_{R\lambda} = 24\pi^3 \frac{H_R}{N_0\lambda^4} \left( \frac{n_0^2 - 1}{n_0^2 + 2} \right) \left( \frac{6 + 3\delta'}{6 - 7\delta'} \right) \quad (3.7)$$

onde  $H_R$  é a escala de altura atmosférica (8,4345 km para  $15^\circ C$ ),  $N_0$  é densidade molecular ( $2,547305 \times 10^{25} m^{-3}$  a  $15^\circ C$ ),  $n_0$  é o índice de refração do ar,  $\delta'$  é o fator de despolarização, e  $\lambda$  o comprimento de onda em  $\mu m$ . Efetuando uma interpolação com os valores fornecidos pela Equação 3.7 em passos de 2 nm entre 250 e 1000 nm e 5 nm além de 1000 nm, Gueymard (1995) desenvolveu a seguinte expressão para a transmitância Rayleigh:

$$T_{R\lambda} = \exp(-m_R \tau_{R\lambda}) = \exp[-m_R P / (a_1 \lambda^4 + a_2 \lambda^2 + a_3 + a_4 \lambda^{-2})] \quad (3.8)$$

onde  $m_R$  é a massa óptica de ar de Rayleigh,  $P$  é a pressão atmosférica corrigida e definida anteriormente,  $a_1 = 117,2594 \mu m^{-4}$ ,  $a_2 = -1,3215 \mu m^{-2}$ ,  $a_3 = 3,2073 \times 10^{-4}$ , e  $a_4 = -7,6842 \times 10^{-5} \mu m^2$ . Esta equação proposta por Gueymard, apresenta um desvio máximo de 0,01% em relação ao resultado fornecido pela Equação 3.7 entre 250 e 4000 nm.

### 3.1.3 Absorção pelo ozônio

A absorção causada pela presença do ozônio na atmosfera terrestre é determinada a partir da lei de Beer:

$$T_{O\lambda} = \exp(-m_O \tau_{O\lambda}) \quad (3.9)$$

onde

$$\tau_{O\lambda} = (u_O A_{O\lambda}) \quad (3.10)$$

é a espessura óptica de ozônio,  $m_O$  define a massa óptica do ozônio,  $u_O$  é a coluna vertical de ozônio atmosférico (atm-cm), e  $A_{O\lambda}$  representa os coeficientes espectrais de absorção do ozônio. Estes coeficientes de absorção são obtidos a partir de medidas de absorção realizadas em laboratório com resolução da ordem 0,01 nm (Gueymard, 1995) e são válidos para uma temperatura de referência,  $T_{rO} = 228$  K. Smith et al. (1992) propuseram a seguinte correção para a temperatura efetiva de ozônio,  $T_{eO}$  para  $\lambda < 334$  nm:

$$A_{O\lambda}(T_{eO}) = \text{MAX}\{0, A_{O\lambda}(T_{rO} + c_1(T_{eO} - T_{rO}) + c_2(T_{eO} - T_{rO})^2)\} \quad (3.11)$$

Observa-se o uso da função  $\text{MAX}$  para evitar resultados negativos na expressão, isto pode ocorrer se  $T_{eO}$  apresentar valores muito baixos. Os coeficientes  $c_1$  e  $c_2$  são definidos para  $\lambda < 310$  nm como:

$$c_1 = (0,25326 - 1,7253\lambda + 2,9285\lambda^2)/(1 - 3,589\lambda) \quad (3.12)$$

$$c_2 = (9,6635 \times 10^{-3} - 6,3685 \times 10^{-2}\lambda + 0,10464\lambda^2)/(1 - 3,6879\lambda) \quad (3.13)$$

e para  $310 < \lambda < 344$  nm:

$$c_1 = 0,39626 - 2,3272\lambda + 3,4176\lambda^2 \quad (3.14)$$

$$c_2 = 1,8268 \times 10^{-2} - 0,10928\lambda + 0,16338\lambda^2 \quad (3.15)$$

O efeito provocado na transmitância do ozônio em função da variação de temperatura é visto na Figura 3.2, onde é observado um formato bastante irregular no coeficiente de absorção em função da estrutura característica de absorção do ozônio neste segmento do espectro. A curva de absorção utilizada pelo programa SPCTRAL2 também está mostrada, onde se nota uma baixa definição espectral em virtude do conjunto de dados empregado e resolução espectral de 5 nm.

No segmento visível do espectro (banda de Chappuis) e no infravermelho próximo (banda de Wulf), o efeito da variação da temperatura sobre os valores dos coeficientes de absorção do ozônio são menos pronunciados que os observados do segmento ultravioleta (banda de Hartley-Huggins), portanto o modelo SMARTS2 adota a seguinte correção para  $407 < \lambda < 560$  nm:

$$A_{O\lambda}(T_{eO}) = MAX\{0, A_{O\lambda}T_{rO}[1 + 0,0037083(T_{eO} - T_{rO}) \exp[28,04(0,4474 - \lambda)]]\} \quad (3.16)$$

Há ainda uma outra região de fraca absorção presente acima do comprimento de onda de 3120 nm que foi modelada a partir dos dados existentes no programa MODTRAN e estão definidos em intervalos de 5 nm até o limite de 4000 nm.

### 3.1.4 Absorção pelo dióxido de nitrogênio

Do mesmo modo que o ozônio, a transmitância do dióxido de nitrogênio é calculada através da lei de Beer:

$$T_{n\lambda} = \exp(-m_n u_n A_{n\lambda}) \quad (3.17)$$

onde  $m_n$  é a massa óptica para o  $NO_2$ ,  $u_n$  é a quantidade de  $NO_2$  (atm-cm), e  $A_{n\lambda}$  representa o coeficiente de absorção espectral.  $NO_2$  é um constituinte atmosférico altamente variável e desempenha um papel importante no ciclo de vida do ozônio, na estratosfera, onde ele é naturalmente presente, e na troposfera onde sua concentração é aumentada em função da poluição. A alta concentração de

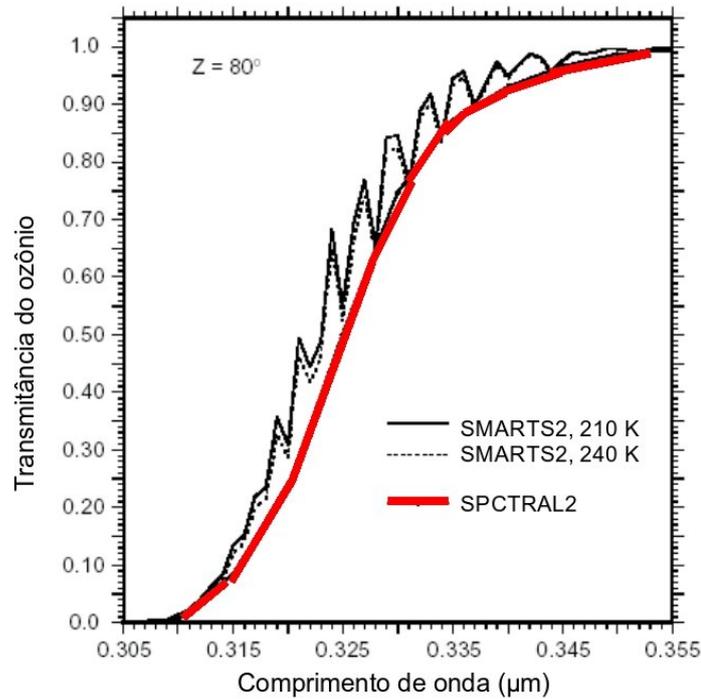


Figura 3.2: Transmitância do ozônio prevista pelo programa SMARTS2 para duas temperaturas (210 e 240 K) e mediante o programa SPCTRAL2. Fonte: adaptado de Gueymard, (1995).

$NO_2$  em grandes centros urbanos é responsável em grande parte pela nuvem marrom de poluição observada quando não há dissipação deste poluente. A coluna total de  $NO_2$ ,  $u_n$ , em um centro industrial pode apresentar valores altamente variáveis entre  $4,4 \times 10^{-5}$  até  $1,3 \times 10^{-2}$  (atm-cm), com uma média de  $1,66 \times 10^{-3}$  (Gueymard, 1995).

Os valores de  $A_{n\lambda}$  para temperaturas diferentes ( $T_{en}$ ) das que foram derivadas em laboratório ( $T_{rn} = 243,2K$ ) (Davidson et al., 1988) são corrigidos pela seguinte expressão:

$$A_{n\lambda}(T_{en}) = MAX\{0, A_{n\lambda}(T_{rn})[1 + (T_{en} - T_{rn}) \sum_{i=0}^5 f_i \lambda^i]\} \quad (3.18)$$

onde  $f_0 = 0,69773$ ,  $f_1 = -8,1829$ ,  $f_2 = 37,821$ ,  $f_3 = -86,136$ ,  $f_4 = 96,615$ ,  $f_5 = -42,635$  para  $\lambda < 625$  nm, ou  $f_0 = 0,03539$ ,  $f_1 = -0,04985$ , e  $f_2 = f_3 = f_4 = f_5 = 0$  se  $\lambda > 625$  nm.

### 3.1.5 Absorção pela mistura uniforme de gases

A absorção pelos constituintes atmosféricos conhecidos como *mistura uniforme de gases* (principalmente  $O_2$  e  $CO_2$ ), que têm uma concentração decrescente com a altura e uma absorção significativa na região do infravermelho, está definida como:

$$T_{g\lambda} = \exp[(-m_g u_g A_{g\lambda})^a] \quad (3.19)$$

onde  $m_g = m_R$  é a massa óptica de gás,  $A_{g\lambda}$  é o coeficiente espectral de absorção, e  $u_g$  é a coluna total de gases. O expoente  $a$  assume o valor de 0,5641 para  $\lambda < 1000$  nm ou 0,7070 se  $\lambda > 1000$  nm. A Figura 3.3 apresenta a transmitância para a mistura uniforme de gases entre 755 e 775 nm para uma atmosfera de referência tropical e ângulo zenital de  $80^\circ$ , calculada pelos programas MODTRAN, SMARTS2 e SPCTRAL2.

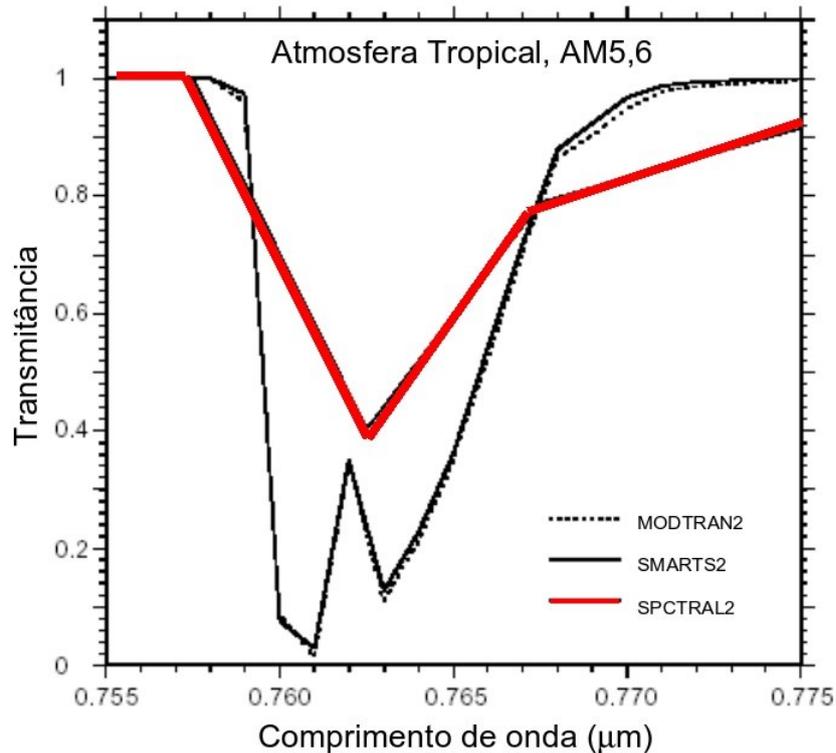


Figura 3.3: Transmitância da mistura uniforme de gases obtida pelos modelos MODTRAN2, SMARTS2 e SPCTRAL2 no segmento entre 755 e 775 nm para uma atmosfera tropical e massa óptica de ar 5,6. Fonte: adaptado de Gueymard, (1995).

### 3.1.6 Absorção pelo vapor de água

O vapor de água presente na atmosfera é um forte absorvedor da radiação solar na região do infravermelho. A determinação precisa da sua transmitância, portanto, é extremamente importante para a caracterização correta do espectro solar. Gueymard (1995) define a sua transmitância através da seguinte equação:

$$T_{w\lambda} = \exp -[(m_w w)^{1,05} f_w^n B_w A_{w\lambda}]^c \quad (3.20)$$

onde  $m_w$  é a massa óptica para o vapor de água,  $w$  representa a quantidade de água precipitável,  $c$

e  $n$  são expoentes dependentes do comprimento de onda,  $A_w$  é o coeficiente espectral de absorção do vapor de água,  $B_w$  é um fator de correção e  $f_w$  é um fator de correção em função da pressão atmosférica e da não-homogeneidade da coluna de vapor de água na atmosfera.  $f_w$  pode ser obtido através da seguinte aproximação (Koepke e Quenzel, 1978; Leckner, 1978; Pierluissi et al., 1989):

$$f_w = k_w[0,394 - 0,26946\lambda + (0,46478 + 0,23757\lambda)P] \quad (3.21)$$

onde  $k_w = 1$  se  $\lambda \leq 670$  nm ou  $k_w = (0,98449 + 0,023889\lambda)w^{-0,02454+0,037533\lambda}$ .

Os expoentes  $n$  e  $c$  da Equação 3.20 são definidos por:

$$n = 0,88631 + 0,025274\lambda - 3,5949 \exp(-4,5445\lambda) \quad (3.22)$$

$$c = 0,53851 + 0,003262\lambda + 1,5244 \exp(-4,2892\lambda) \quad (3.23)$$

O fator de correção  $B_w$  é introduzido para melhorar a parametrização em regiões espectrais distantes dos picos de absorção e para diversas condições de umidade, sendo dado por:

$$B_w = h(m_w w) \exp(0,1916 - 0,0785m_w + 4,706 \cdot 10^{-4}m_w^2) \quad (3.24)$$

onde

$$h(m_w w) = 0,624m_w w^{0,457} \quad (3.25)$$

se  $A_{w\lambda} < 0,01$ , ou

$$h(m_w w) = (0,525 + 0,246m_w w)^{0,45} \quad (3.26)$$

É importante observar que os demais modelos paramétricos simples calculam a transmitância do vapor de água apenas em função de  $w$  e  $m_w$ . A adição dos coeficientes  $B_w$  e  $f_w$ , no modelo SMARTS2, associa a dependência desta transmitância às variáveis  $w$ ,  $m_w$  e  $p$ , como previsto pela teoria e observado em experimentos.

A Figura 3.4 compara a transmitância do vapor de água obtida pelo programa SMARTS2 para dois valores de água precipitável, 1,42 e 4 cm e uma massa óptica de ar igual a 1,5.

### 3.1.7 Extinção por aerossóis

As características ópticas espectrais dos aerossóis presentes na troposfera e estratosfera possuem uma grande variabilidade temporal e são dependentes das condições meteorológicas. A informação precisa sobre a espessura óptica de aerossóis é um requisito importante para a caracterização

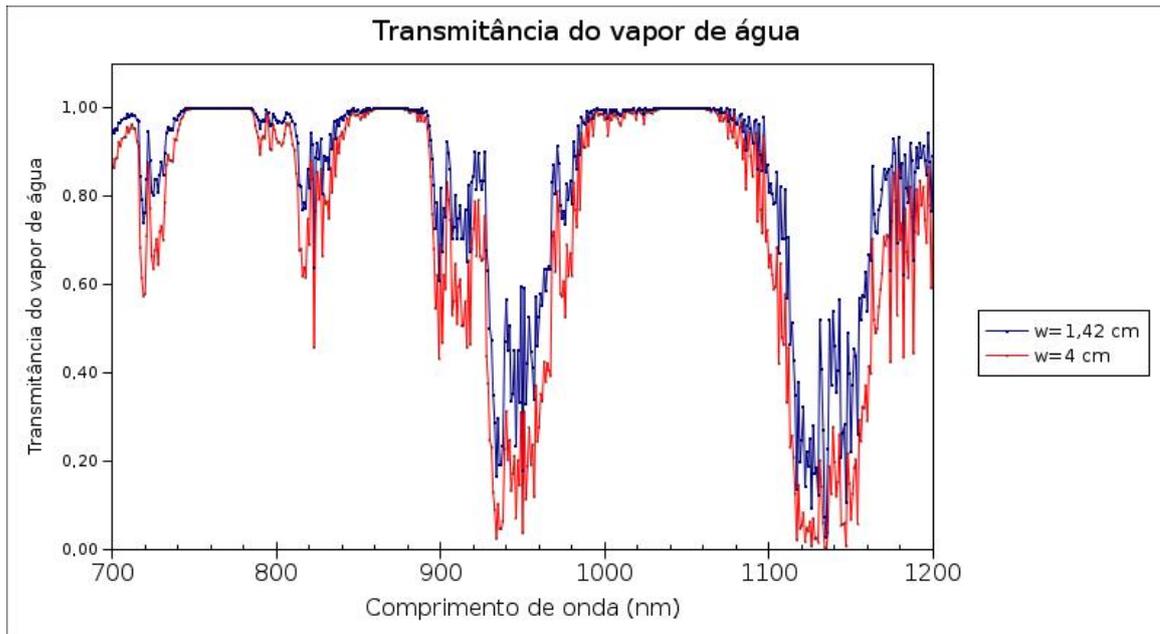


Figura 3.4: Transmitância do vapor de água obtida pelos modelo SMARTS2 no segmento entre 700 e 1200 nm para uma massa óptica de ar 1,5 e  $w = 1,42$  e 4 cm.

de espectro solar na superfície terrestre através de modelos de transferência radiativa. A determinação experimental de aerossóis é rara e a falta deste importante parâmetro tem justificado o uso de metodologias simplificadas para a sua estimativa. Vários modelos simples estimam a turbidez atmosférica a partir de dados de visibilidade baseados na teoria proposta por Koschmieder (1924) e descrita por Gueymard (1995), onde a distância máxima de visibilidade de um objeto alvo de cor preta é utilizada para determinar empiricamente a espessura óptica de aerossóis. Ångström (1961) formulou uma expressão em termos de  $\alpha$  (expoente de turbidez) e  $\beta$  (coeficiente de turbidez) para representar a espessura óptica dos aerossóis como:

$$\tau_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (3.27)$$

O coeficiente  $\beta$  está relacionado com a concentração média de aerossóis e varia entre 0,01 e 0,5. Quanto maior o valor de  $\beta$ , maior o número de aerossóis presentes na atmosfera, significando geralmente uma maior turbidez. O índice  $\alpha$  representa a distribuição do diâmetro médio destas partículas, e apresenta valores entre 0 e 4. Um valor muito baixo para  $\alpha$ , aponta para uma taxa elevada de partículas com grande diâmetro, enquanto valores altos indicam uma maior concentração de aerossóis com pequena dimensão, com tamanho da ordem das moléculas de ar seco. Ångström (1961) sugeriu um valor de  $\alpha = 1,3 \pm 0,2$  para representar as condições atmosféricas normais. Bird e Riordan (1986), modificaram a equação de Ångström e desenvolveram a seguinte expressão para determinar a transmitância a partir da espessura óptica dos aerossóis, considerando apenas duas regiões espectrais diferentes, acima ou abaixo de  $\lambda_0 = 500$  nm:

$$T_{a\lambda} = \exp(-m_a \tau_{a\lambda}) \quad (3.28)$$

sendo que

$$\tau_{a\lambda} = \beta_i (\lambda/\lambda_1)^{-\alpha_i} \quad (3.29)$$

onde  $\lambda_1=1000$  nm,  $m_a$  é a massa óptica de aerossóis,  $\alpha_i = \alpha_{1000nm}$  se  $\lambda < \lambda_0$ ,  $\beta_i = \beta_{1000nm}$  se  $\lambda < \lambda_0$ . Gueymard (1995), a partir de dados sobre os diferentes tipos de aerossóis e sua associação aos distintos tipos de ambientes, parametrizou os valores de  $\alpha$  em função da umidade relativa e das características dos aerossóis na seguinte forma:

$$\alpha = (C_1 + C_2 X_{RH}) / (1 + C_3 X_{RH}); \lambda < 500 \text{ nm} \quad (3.30)$$

ou

$$\alpha = (D_1 + D_2 X_{RH} + D_3 X_{RH}^2) / (1 + D_4 X_{RH}); \lambda > 500 \text{ nm} \quad (3.31)$$

onde

$$X_{RH} = \cos(0,9 \cdot RH) \quad (3.32)$$

sendo  $RH$  a umidade relativa e os parâmetros  $C$  e  $D$  dispostos na Tabela 3.2.

Tabela 3.2: Parâmetros das Equações 3.30 e 3.31 para diferentes modelos de aerossóis. Adaptado de Gueymard (1995).

Coefficiente	$C_1$	$C_2$	$C_3$	$D_1$	$D_2$	$D_3$	$D_4$
Rural	0,581	16,823	17,539	0,8547	78,696	0	54,416
Urbano	0,2595	33,843	39,524	1,0	84,254	-9,1	65,458
Marítimo	0,1134	0,8941	1,0796	0,04435	1,6048	0	1,5298
Troposférico	0,6786	13,899	13,313	1,8379	14,912	0	5,96

### 3.1.8 Irradiância solar difusa

A irradiância solar difusa é resultado da interação da radiação solar com o espalhamento produzido por partículas, como moléculas e aerossóis. Modelos rigorosos de irradiância (por exemplo, MODTRAN2; Bird e Hulstrom, 1982) calculam esta componente a partir da integração da radiação sobre todo o hemisfério celeste. Esta técnica implica em um extensivo trabalho computacional,

pois o fluxo de radiação de um elevado número de pequenos elementos do hemisfério celeste deve ser obtido e posteriormente integrado no domínio espectral e espacial. Modelos parametrizados simples (SPCTRAL2, por exemplo), obtêm a irradiância solar difusa através das mesmas funções de transmitância utilizadas para a determinação da irradiância solar direta. Esta metodologia simplificada possui amparo teórico no fato que os fótons que não são transmitidos diretamente, acabam sendo espalhados em todas as direções, e uma parte desta radiação acaba constituindo a radiação difusa. Basicamente a irradiância solar difusa é considerada como sendo a soma de três componentes; espalhamento Rayleigh, espalhamento por aerossóis e reflexões múltiplas entre céu e solo. Denomina-se de espalhamento simples ou primário a primeira interceptação da radiação solar incidente na atmosfera e quando este primeiro espalhamento é novamente espalhado, por moléculas de ar ou aerossóis, passa a ser chamado de espalhamento múltiplo. Conforme cita Gueymard (1995), os dois primeiros processos de espalhamento devem ser corrigidos para que seja considerado os efeitos destes múltiplos espalhamentos na atmosfera, que são bastante significantes na região do ultravioleta. O espalhamento causado por moléculas de ar é relevante até o comprimento de onda de 1000 nm, enquanto o espalhamento provocado por aerossóis (espalhamento Mie) é considerado até o comprimento de onda de dimensão igual ao das partículas.

### 3.1.9 Componente devido ao espalhamento Rayleigh

A irradiância difusa devido ao espalhamento Rayleigh ou espalhamento molecular que chega à superfície terrestre pode ser calculada pela seguinte expressão:

$$I_{dR\lambda} = F_R I_{on\lambda} (1 - T_{R\lambda}^{0,9}) \Gamma_{O\lambda} T_{n\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} T_{aa\lambda} \cos(Z) \quad (3.33)$$

onde  $F_R = F_{R1} F_{R2}$  é a fração da irradiância difusa dirigida à superfície,  $F_{R1} = 0,5$  representa a parcela do espalhamento molecular simples dirigida à superfície.  $F_{R2}$  é o fator de correção para os múltiplos processos de espalhamentos moleculares, e é obtido através do modelo proposto por Skartveit e Olseth (1988):

$$F_{R2} = 1 \text{ se } \tau_{R\lambda} < \tau_{Rm}, \text{ ou} \quad (3.34)$$

$$F_{R2} = \exp \left[ - \left( \frac{\tau_{R\lambda} - \tau_{Rm}}{\sigma_R} \right)^{0,72 + \cos(Z)} \right] \quad (3.35)$$

sendo que

$$\sigma_R = 3,65 - 2,3 \exp(-1 \cos(Z)) \quad (3.36)$$

$$\tau_{Rm} = 0,17 [1 - \exp(-8 \cos(Z))] \quad (3.37)$$

Todas as transmitâncias descritas na Equação 3.33 foram previamente definidas, exceto o fator  $\Gamma_{O\lambda}$ , transmitância efetiva do ozônio, que será detalhado adiante e a transmitância devido à absorção por aerossóis  $T_{aa\lambda}$ , que é dado por:

$$T_{aa\lambda} = \exp[-m_a(\tau_{a\lambda} - \tau_{as\lambda})] \quad (3.38)$$

onde  $\tau_{as\lambda} = \varpi_0 \tau_{a\lambda}$  representa a espessura óptica do espalhamento por aerossóis, e  $\varpi_0$  é o fator de albedo para o espalhamento simples por aerossóis. Este fator que varia entre 0 e 1 (1 para o caso de um aerossol perfeitamente não-absorvedor) e possui uma variação em função da umidade relativa e o comprimento de onda. Braslau e Dave (1973) propuseram a seguinte relação entre  $\varpi_0$  e o comprimento de onda:

$$\varpi_0 = 0,9441 - 0,08817 \exp(1 - 3,3815\lambda), \text{ se } \lambda < 2000nm, \text{ ou,} \quad (3.39)$$

$$\varpi_0 = 0,8569 + 0,0436\lambda \quad (3.40)$$

A relação entre  $\varpi_0$  e a umidade relativa para diferentes perfis de aerossóis e atmosferas de referência está descrita com detalhes em Gueymard, (1995). A Figura 3.5 exemplifica o comportamento do fator de albedo simples ( $\varpi_0$ ) para aerossóis urbanos em distintas condições de umidade relativa segundo o modelo proposto por Shettle e Fenn (1979).

### 3.1.10 Componente devido ao espalhamento por aerossóis

A irradiância difusa devido aos processos de absorção e espalhamento por aerossóis é descrita como:

$$I_{da\lambda} = F_a I_{on\lambda} (1 - T_{as\lambda}) \Gamma_{O\lambda} T_{R\lambda} T_{n\lambda} T_{g'\lambda} T_{w\lambda} T_{aa\lambda} \cos(Z) \quad (3.41)$$

onde  $T_{as\lambda}$  é a transmitância devido ao espalhamento por aerossóis, tal que

$$T_{as\lambda} = T_{a\lambda} / T_{aa\lambda} \quad (3.42)$$

e  $F_a$  é a fração do fluxo espalhado que é dirigida ao solo e obtida do mesmo modo que  $F_R$ , ou seja pelo produto do espalhamento simples,  $F_{a1}$  e espalhamento múltiplo  $F_{a2}$ . A função  $F_{a1}$  é dependente do fator de assimetria,  $g'$ , e foi definido por Bird e Riordan (1986) e Justus e Paris (1985) como:

$$F_{a1} = 1 - 0,5 \exp[(a_{s0} + a_{s1} \cos(Z)) \cos(Z)] \quad (3.43)$$

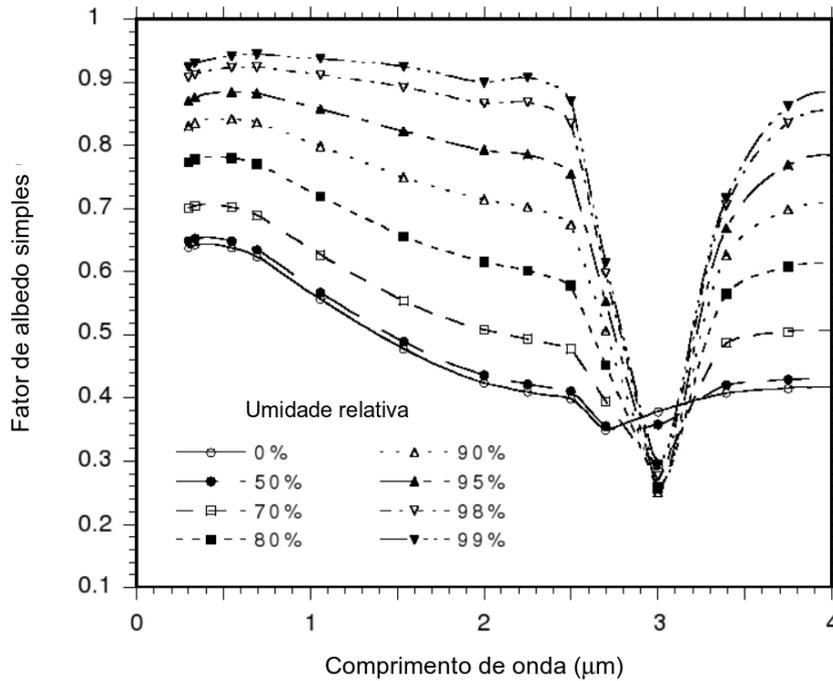


Figura 3.5: Relação entre o fator de albedo para o espalhamento por aerossóis e a umidade relativa para aerossóis urbanos.

onde

$$a_{s0} = [1,459 + (0,1595 + 0,4129F_{g'})F_{g'}]F_{g'} \quad (3.44)$$

$$a_{s1} = [0,0783 - (0,3824 + 0,5874F_{g'})F_{g'}]F_{g'} \quad (3.45)$$

$$F_{g'} = \ln(1 - g') \quad (3.46)$$

A função  $F_{a2}$  foi obtida por Gueymard (1995) através da comparação entre as irradiâncias  $I_{da\lambda}$  e  $I_{dR\lambda}$  e os resultados previstos por modelos rigorosos (Bird e Hulstrom, 1982; Dave e Halpern, 1976 e Dave et al., 1975) para uma vasta combinação de condições atmosféricas e ângulos zenitais. A solução parametrizada para este fator é definida como:

$$F_{a2} = 1 \text{ se } \tau_{as\lambda} \leq 2, \text{ ou,} \quad (3.47)$$

$$F_{a2} = \exp \left[ - \left( \frac{\tau_{as\lambda} - 2}{\sigma_a} \right)^\zeta \right] \quad (3.48)$$

onde

$$\sigma_a = \text{MAX}\{1, 3, 5 - (4, 53 - 0, 82\tau_{as\lambda}) \cos(Z) + (8, 26 - 6, 02\tau_{as\lambda}) \cos^2(Z)\} \quad (3.49)$$

$$\zeta = -0, 5 + \exp[0, 24(\cos(Z_0))^{-1,24}] \quad (3.50)$$

$$\cos(Z_0) = \text{MAX}\{0, 05, \cos(Z)\} \quad (3.51)$$

### 3.1.11 Transmitância efetiva do ozônio para irradiância solar difusa

Na Equação 3.33 o termo  $\Gamma_{O\lambda}$  é adotado em substituição ao fator de transmitância da radiação direta pelo ozônio,  $T_{O\lambda}$ , que é utilizado em modelos simples desde a formulação proposta por Leckner (1978). Gueymard (1995) observou que irradiância solar difusa prevista pelos modelos parametrizados simples apresentava uma acentuada redução no segmento UV-B (abaixo de 320 nm), região onde a absorção do ozônio é o processo de extinção dominante, principalmente em ângulos zenitais elevados. Este fato torna questionável a aplicabilidade da lei de Beer para caracterização da absorção da radiação solar pelo ozônio. A transmitância efetiva pelo ozônio proposta foi obtida pela comparação entre os resultados previstos por modelos rigorosos (Bird e Hulstrom, 1982; Shettle e Green, 1974) para a irradiância difusa de referência  $I_{d0\lambda} = I_{dR\lambda} + I_{da\lambda}$  e a quantidade equivalente obtida para as equações convencionais fazendo  $\Gamma_{O\lambda} = 1$ . A seguinte parametrização foi obtida:

$$\Gamma_{O\lambda} = \exp(-\gamma_1 \tau_{O\lambda}^{0,95} - \gamma_2 \tau_{O\lambda}) \quad \text{para } \tau_{O\lambda} \leq 2 \quad (3.52)$$

ou

$$\Gamma_{O\lambda} = \exp[-\gamma_3 - \gamma_4(\tau_{O\lambda} - 2)] \quad (3.53)$$

onde

$$\gamma_1 = (-11, 012 + 12, 392m_O)/(1 + 0, 23644m_O) \quad (3.54)$$

$$\gamma_2 = 3, 2656[1 - \exp(-0, 46464m_O^{1,25})] - 0, 965936\gamma_1 \quad (3.55)$$

$$\gamma_3 = 1, 93187\gamma_1 + 2\gamma_2 \quad (3.56)$$

$$\gamma_4 = \exp(0,31045 + 0,001684m_O - 0,28549m_O^{-4}) \quad (3.57)$$

sendo  $m_O$  a massa óptica relativa do ozônio, definida previamente e  $\tau_{O\lambda}$  descrito anteriormente. A Figura 3.6 ilustra a ampla variação existente entre a relação de  $\Gamma_{O\lambda}/T_{O\lambda}$  com respeito a  $m_O$  e  $\tau_{O\lambda}$ . Observa-se que o resultado desta relação é geralmente menor do que 1 para pequenos valores de  $\tau_{O\lambda}$ , mas aumenta intensamente na região UV-B do espectro, onde há maior absorção do ozônio.

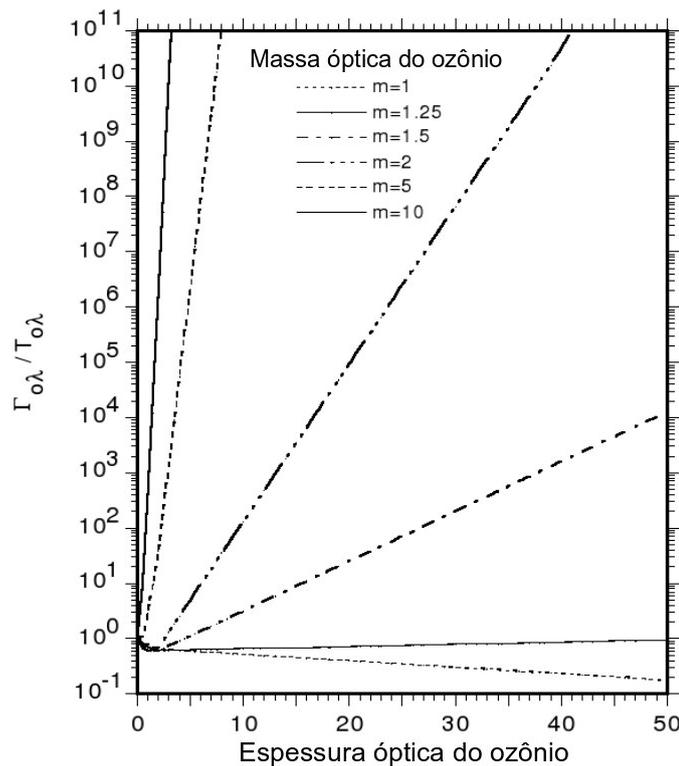


Figura 3.6: Relação entre a transmitância efetiva de ozônio  $\Gamma_{O\lambda}$  e a transmitância calculada para a irradiância solar direta  $T_{O\lambda}$  como função de  $\tau_{O\lambda}$  e  $m_O$ .

### 3.1.12 Componente devido às reflexões múltiplas

As irradiâncias direta e difusa ao chegarem à superfície são parcialmente refletidas de volta ao espaço logo após a primeira passagem através da atmosfera terrestre. Uma parcela desta radiação ascendente é também parcialmente refletida pela atmosfera em direção à superfície novamente. Este processo repete-se indefinidamente enquanto houver fluxo radiante. A componente devido às reflexões múltiplas é calculada assumindo uma série infinita de reflexões entre a superfície e a atmosfera, como mostra a Figura 3.7.

Este processo pode ser modelado utilizando a seguinte equação:

$$I_{db\lambda} = \rho_{s\lambda}(\rho_{b\lambda}I_{bn\lambda} \cos(Z) + \rho_{d\lambda}I_{d0\lambda}) / (1 - \rho_{d\lambda}\rho_{s\lambda}) \quad (3.58)$$

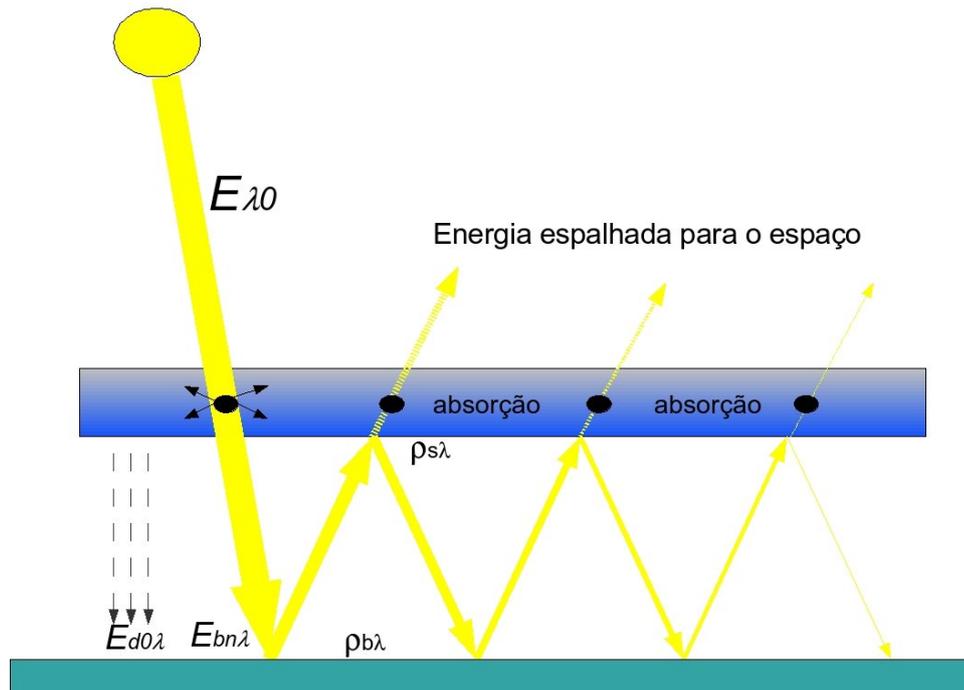


Figura 3.7: Diagrama simplificado mostrando os processos envolvidos nas reflexões múltiplas da radiação solar entre atmosfera e a superfície terrestre.

onde  $\rho_{b\lambda}$  representa o albedo local para a irradiância direta, determinado em função das características da superfície em uma área entre 1 - 100  $km^2$  (Gueymard, 1993),  $\rho_{d\lambda}$  é o albedo para a parcela da irradiância solar difusa, e  $\rho_{s\lambda}$  é a refletância atmosférica total. A diferença entre  $\rho_{b\lambda}$  e  $\rho_{d\lambda}$  é introduzida neste modelo conforme os trabalhos de Gueymard, (1995) e Justus e Paris, (1985), pois muitas superfícies naturais, exibem uma reflexão com características não-lambertiana<sup>2</sup>. Para uma superfície com características puramente lambertiana, estas duas refletâncias envolvidas seriam substituídas somente pela refletância da superfície terrestre para a irradiância global,  $\rho_{g\lambda}$ . É importante observar que há várias interpretações para a refletância e o albedo de uma superfície. Geralmente considera-se que o albedo refere-se à refletância de uma área bastante grande (em relação à escala terrestre) iluminada pelo Sol (Iqbal, 1983). Deste modo, albedo e refletância tornam-se termos sinônimos. Kondratyev (1969), considera que o termo albedo é aplicável apenas para uma superfície puramente lambertiana. O albedo de uma determinada região pode exibir uma grande variabilidade em função da atividade humana e variação sazonal, por exemplo, nos continentes, o albedo para a irradiância solar integrado em uma grande parte do espectro (ultravioleta, visível e infravermelho) pode variar entre 0,14 e 0,8 ao longo do ano. Este valor de albedo para uma larga região do espectro normalmente não é um bom indicador para aplicações de modelagem espectral da irradiância solar, pois algumas superfícies podem apresentar uma pronunciada seletividade espectral (Bowker et al. 1985; Coulson e Reynolds, 1971).

<sup>2</sup>Define-se como lambertiana uma superfície difusora perfeita que emite ou reflete o fluxo luminoso de tal forma que a luminância é a mesma para qualquer ângulo de visão.

Em particular, o albedo na região do ultravioleta é geralmente menor que na região visível, com exceção para a neve seca, que apresenta uma refletância no ultravioleta quase unitária, no entanto, no infravermelho, a sua refletância é bastante reduzida (Kondratyev, 1969). A Figura 3.8 apresenta a refletância espectral para a neve, basalto, solo médio e grama verde.

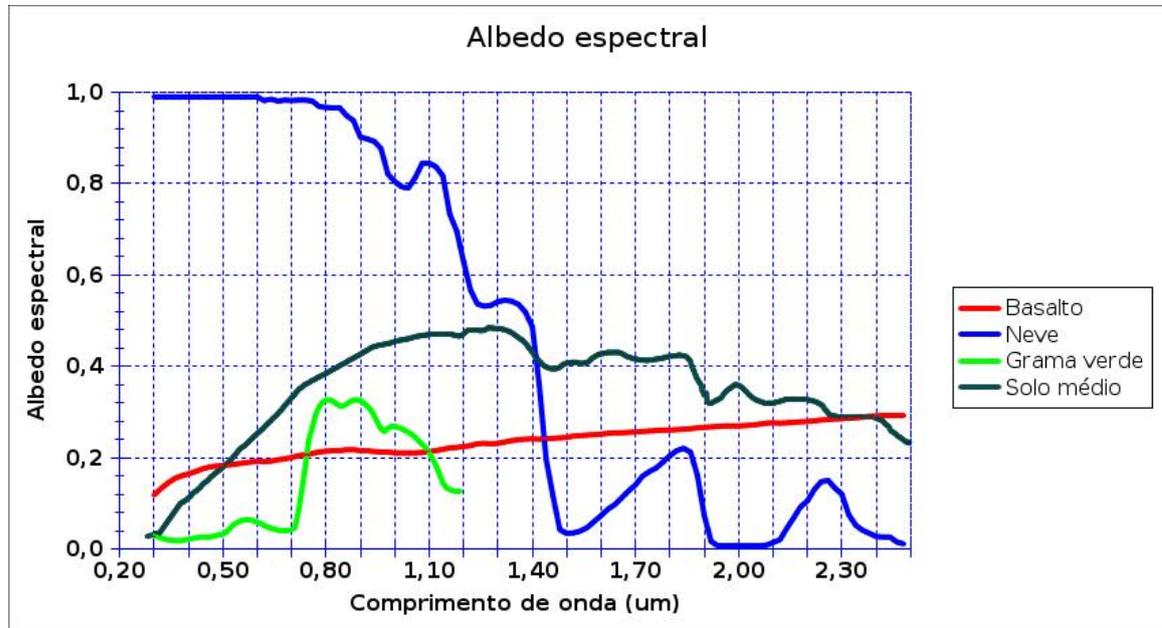


Figura 3.8: Albedo espectral para a neve, basalto, grama verde e solo médio.

Muitas superfícies apresentam características de refletância quase especular, como grandes lagos e oceanos, nestes casos, observa-se um aumento do albedo com a elevação do ângulo zenital solar (Kondratyev, 1969). Idealmente, a refletância para uma superfície não-lambertiana deve ser calculada considerando-se uma integração espacial ao longo do hemisfério celeste. Dados sobre as características geométricas da refletância para vários materiais são praticamente inexistentes e mesmo se existissem, necessitariam de um grande esforço computacional para a determinação das características espectrais da irradiância devido a estas múltiplas reflexões. Gueymard (1995), propôs a seguinte simplificação para aplicação na determinação da refletância em superfícies quase lambertiana:

$$\rho_{b\lambda} = R_z \rho_{b0\lambda} \quad (3.59)$$

O termo  $\rho_{b0\lambda}$  representa a refletância para um ângulo de incidência normal à superfície e  $R_z$  é definido para ser representativo em função do tipo de superfície escolhida, terra ou neve. A expressão terra é extensível para todas as superfícies, exceto água, neve e gelo:

$$R_z = [1 - \cos(Z) \ln(1 + \cos(Z))]/0,307 \quad (3.60)$$

para terra, e:

$$R_z = (1 - 0,176 \cos(Z))/0,824 \quad (3.61)$$

para as demais superfícies.

A refletância devido a componente difusa é obtida integrando a Equação 3.59 sobre todo o hemisfério celeste

$$\frac{\rho_{d\lambda}}{\rho_{b0\lambda}} = \frac{\int_0^{\frac{\pi}{2}} R_z \sin(Z') \cos(Z') dZ'}{\int_0^{\frac{\pi}{2}} \sin(Z') \cos(Z') dZ'} \quad (3.62)$$

Substituindo as expressões de  $R_z$  na Equação 3.62, através da integração numérica é obtido a relação  $\rho_{d\lambda}/\rho_{b0\lambda} = 1,33$  para terra e 1,07 para neve.

É importante observar que esta metodologia não pode ser aplicada para superfícies com refletância altamente especular, como a água. Gueymard (1995) a partir de dados que levam em consideração as características espectrais para o cálculo do índice de refração da água e ar, obteve uma expressão para os valores de  $\rho_{b\lambda}$  em intervalos de 50 nm e ângulos zenitais entre 0 e 90°. Os resultados obtidos adaptam-se em boa forma à seguinte equação:

$$\frac{\rho_{d\lambda}}{\rho_{b0\lambda}} = 1 + (0,001209 - 0,00010748\lambda) \exp[(0,11087 + 0,0017729\lambda)Z] \quad (3.63)$$

$$\rho_{b0\lambda} = 0,039063 - 0,010104\lambda + 0,0077394\lambda^2 - 0,0021669\lambda^3. \quad (3.64)$$

Substituindo a Equação 3.63 em 3.64 é obtida a refletância difusa para a água:

$$\rho_{d\lambda} = 0,0803 - 0,00365\lambda \quad (3.65)$$

Estes valores de refletância para a água estão de acordo com os valores obtidos experimentalmente e descritos na literatura (Kondratyev, 1969). Assim, o albedo atmosférico pode ser descrito por:

$$\rho_{s\lambda} = T_{g\lambda}^{\Delta} T_{w\lambda}^{\Delta} T_{aa\lambda}^{\Delta} T_{n\lambda}^{\Delta} \left[ (1 - F_R^{\Delta})(1 - T_{R\lambda}^{\Delta}) S_{O\lambda} (T_{as\lambda}^{\Delta})^{0,5} + (1 - F_a^{\Delta})^{0,9} (1 - T_{as\lambda}^{\Delta 2}) \right] \quad (3.66)$$

onde as quantidades indicadas pelo expoente  $\Delta$  representam o fluxo radiante refletido em direção à atmosfera e são computados a partir das equações de transmitâncias originais apresentadas anteriormente com uma massa óptica de ar de referência igual a 1,66 para a radiação difusa, e

$$S_{o\lambda} = \exp[-(4,8344 \cdot 10^5 + 2,3088 \times 10^6 u_o)(\lambda 0,38)^{5,8}] \quad (3.67)$$

para  $\lambda \leq 0,38\mu m$ , e  $S_{o\lambda} = 1$  para qualquer outro valor de  $\lambda$ . Constata-se que a expressão descrita pela Equação 3.67, difere significativamente das adotadas em outros modelos espectrais paramétricos simplificados (Brine e Iqbal, 1983; Justus e Paris, 1985). Estes modelos geram valores incorretos para a refletância atmosférica na região do ultravioleta, devido principalmente ao método adotado para o cálculo da transmitância difusa pelo ozônio. A Equação 3.67 apresenta resultados que estão de acordo com os obtidos através de modelos de transferência radiativa. A partir das três irradiâncias difusas obtidas, pode-se obter a irradiância difusa total:

$$I_{d\lambda} = I_{dR\lambda} + I_{da\lambda} + I_{db\lambda} \quad (3.68)$$

A irradiância global sobre uma superfície horizontal é obtida por:

$$I_{\lambda} = I_{bn\lambda} \cos(Z) + I_{d\lambda} \quad (3.69)$$

#### 4. METODOLOGIA: INSTRUMENTAÇÃO EMPREGADA

A metodologia empregada nesta Tese para aquisição de dados de inúmeros parâmetros atmosféricos, bem como para a validação dos resultados previstos, utilizou várias plataformas e instrumentos de medidas.

O sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo dos satélites TERRA e AQUA foi empregado para assimilação dos dados sobre as características ópticas de aerossóis e quantidade de água precipitável. O instrumento AIRS, a bordo do satélite AQUA foi empregado para a medida da concentração de ozônio e outros gases traço. Durante o desenvolvimento da Tese, também foram implementados processos de assimilação de dados fornecidos por outros sensores a bordo dos satélites Aura, CloudSat, PARASOL e CALIPSO que pertencem (juntamente com o AQUA) à constelação A-TRAIN ilustrada na Figura 4.1. A disposição destes satélites pertencentes à constelação A-TRAIN, possibilita adquirir dados sobre parâmetros atmosféricos a partir de sensores distintos em uma mesma região do globo terrestre com intervalo temporal de poucos minutos.

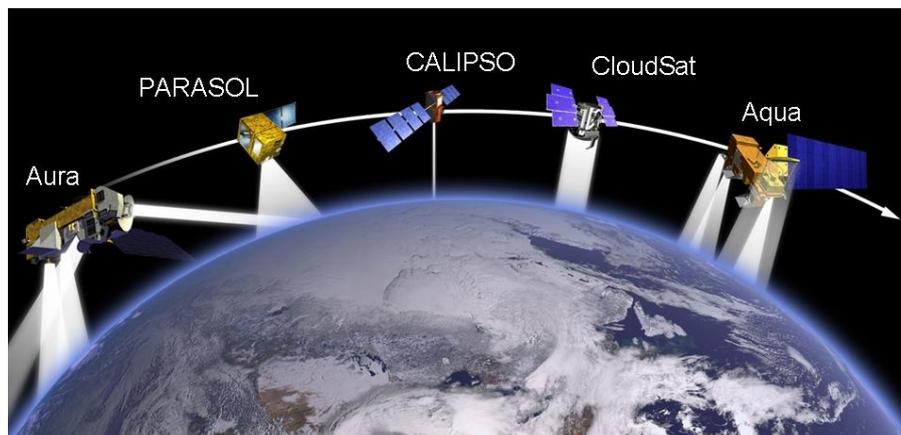


Figura 4.1: Diagrama onde é visto a disposição dos satélites que fazem parte da constelação A-TRAIN. Fonte: NASA.

Informações obtidas através de radiossondas que são lançadas a cada 12 horas (12 e 24 horas UTC) foram utilizadas para a determinação da quantidade de água precipitável. Estes dados, medidos *in situ* com grande confiabilidade foram utilizados como base para a validação dos valores de água precipitável obtido por satélites. Neste trabalho foram analisadas informações fornecidas por 30 cidades distribuídas em praticamente todas as regiões do território brasileiro onde são realizados os lançamentos destas radiossondas.

A rede global de radiômetros situados em terra, denominada AERONET (*AErosol RObotic NETwork*), foi utilizada para validação da caracterização óptica dos aerossóis e quantidade de água precipitável. Esta rede desenvolvida e mantida pela NASA (agência espacial americana) e CNES

(agência espacial francesa) possui cerca de 800 estações automáticas espalhadas pelo planeta.

Outras duas redes de radiômetros terrestres, a SONDA e SolRad-Net, foram usadas para a validação das irradiâncias espectrais e de banda larga previstas pelo modelo computacional empregado.

Instrumentos instalados no Laboratório de Energia Solar da UFRGS, dentre eles piranômetros de banda larga, radiômetros espectrais e espectrorradiômetros também foram usados na validação das estimativas de distribuição espectral prevista pelo modelo de transferência radiativa.

A seguir será feita uma breve abordagem sobre estes instrumentos e sensores utilizados.

#### 4.1 Radiômetros de superfície

A validação da metodologia proposta neste trabalho foi efetuada através de radiômetros de superfície. Foram utilizados para isto, radiômetros de banda larga (piranômetros) e espectrorradiômetros.

Atualmente existe uma grande quantidade de modelos de piranômetros. Entre os mais utilizados estão os produzidos pelas empresas Kipp & Zonen e Eppley. Os modelos produzidos pela Eppley são divididos em dois tipos; o modelo *Black and White*, *B&W*, e o *Precision Spectral Pyranometer*, *PSP*. Estes dois tipos de piranômetros utilizam sensores termoeletrônicos. O piranômetro *Black and White* da Eppley possui os setores brancos cobertos por sulfato de bário e os escuros por tinta preta tipo *black velvet* da empresa 3M. O hemisfério é feito com vidro especial (Schott WG295) que apresenta uma transmitância aproximadamente constante entre 285 e 2800 nm. Este piranômetro possui um circuito de compensação térmica que assegura uma estabilidade na sensibilidade do instrumento para uma faixa de temperatura ambiente entre  $-20$  e  $+40^{\circ}$ . A Figura 4.2 apresenta a plataforma de medidas de radiação solar do Laboratório de Energia Solar da UFRGS onde são vistos alguns radiômetros utilizados nesta Tese.



Figura 4.2: Fotografia da plataforma de medidas de radiação solar do Laboratório de Energia Solar, UFRGS. Além dos piranômetros é visto um espectrorradiômetro com anel de sombra rotativo

Na parte superior da Figura 4.2 encontra-se o radiômetro com anel de sombra rotativo desenvolvido no Laboratório de Energia Solar (Haag, 2007). Este instrumento possui cinco canais seletivos (375, 525, 625, 820 e 920 nm) com largura de banda entre 10 e 30 nm. Empregam-se LEDs como sensores seletivos neste instrumento. Além do baixo custo, os LEDs apresentam uma grande estabilidade elétrica e óptica em relação aos filtros de interferência normalmente adotados em radiômetros seletivos (Haag, R. e Krenzinger, A. 2008a, Haag, R., 2007, Haag, R. e Krenzinger, A. 2008b). Além destes sensores seletivos há também um sensor de silício com resposta espectral entre 300 e 1100 nm. O anel de sombra possibilita medir a radiação global e difusa. A componente direta da radiação é encontrada a partir das componentes obtidas. A Figura 4.3 mostra com mais detalhes este radiômetro com canais seletivos.

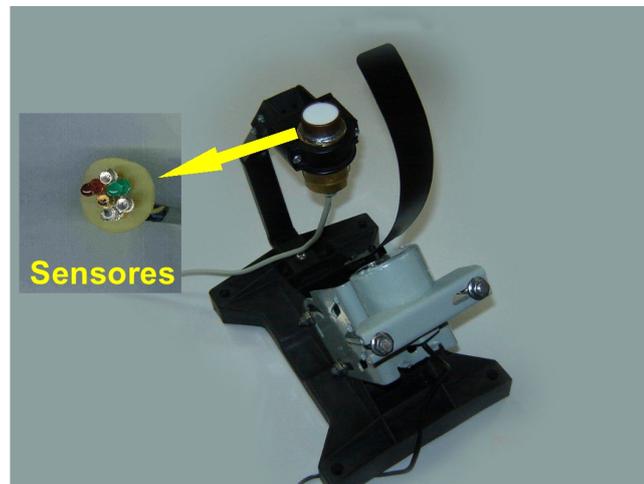


Figura 4.3: Fotografia do espectrorradiômetro com anel de sombra rotativo desenvolvido no Laboratório de Energia Solar da UFRGS. Este instrumento possui cinco canais seletivos e um sensor de silício de banda larga.

Os valores de irradiância medidos pelos canais seletivos em diferentes comprimentos de onda serão empregados para realizar a comparação das irradiâncias previstas pelo modelo de transferência radiativa. Os valores da irradiância espectral solar integrados entre 280 e 4000 nm obtidos pelo modelo de transferência radiativa serão comparados com os valores medidos através dos piranômetros modelo PSP da Eppley e Kipp & Zonen modelo CM-11. Também será empregado um espectrorradiômetro portátil na validação dos valores de irradiância espectral entre 300 e 1000 nm estimada pelo modelo de transferência radiativa.

Diferentemente dos piranômetros que possuem uma resposta espectral ampla, os espectrorradiômetros são instrumentos ópticos baseados em módulos monocromadores que utilizam prismas ou redes de difração. Espectrorradiômetros de grande precisão tipicamente utilizam um arranjo de prismas e/ou redes de difração associadas a um conjunto de lentes, especialmente os destinados à medida de irradiância solar em segmentos onde a emissão solar é tênue, como na região do ultravioleta e infravermelho distante. Após o feixe solar ser decomposto espectralmente ele é enviado até um conjunto de sensores que pode ser composto por um elevado número de fotodiodos de silício. Espectrorradiômetros produzidos antes do avanço da microeletrônica, utilizavam válvulas fotomul-

tiplicadoras como sensor da radiação solar, apesar da vantagem da sua elevada sensibilidade (cerca de 1000 vezes superior ao fotodiodo) e maior resposta no segmento ultravioleta, estas válvulas multiplicadoras apresentavam uma série de inconvenientes, como necessidade de fonte de alimentação de alta tensão, instabilidade espectral, fragilidade, entre outras. Atualmente, espectrorradiômetros empregam um arranjo com um grande número de fotodiodos, montados sobre o mesmo substrato semicondutor, assegurando uma excelente estabilidade espectral. A Figura 4.4 mostra a imagem do espectrorradiômetro portátil SPEC PAR/NIR da empresa APOGEE.



Figura 4.4: Espectrorradiômetro APOGEE modelo EPP2000 com resposta espectral entre 300 e 1000 nm.

Este espectrorradiômetro é capaz de caracterizar a irradiância solar entre 300 e 1000 nm com resolução aproximada de 4 nm usando um arranjo de 2048 pixels. Observa-se a unidade detectora com o difusor de teflon que é conectada ao instrumento através de uma fibra óptica.

#### 4.1.1 Rede AERONET

A rede AERONET foi criada pela agência espacial americana, NASA, na década de 90 e hoje é operada em conjunto com a agência espacial francesa e conta com a colaboração de várias universidades e centros de pesquisas em vários países. Atualmente ela é composta por aproximadamente 800 fotômetros ópticos de superfície. A distribuição destas estações ao redor do planeta é mostrada na Figura 4.5. Estes fotômetros ópticos automáticos fornecem dados obtidos em tempo quase real da profundidade óptica dos aerossóis (AOD) em comprimentos de onda distintos, distribuição de tamanho das partículas de aerossóis, e quantidade de água precipitável. A intensidade da componente direta da irradiância solar pode ser obtida a partir dos arquivos de dados utilizados para a obtenção da espessura óptica de aerossóis. As estações da rede AERONET instaladas em locais remotos e sem acesso à internet, realizam a transmissão dos dados coletados através de um sistema de transmissão

de dados por meio de *transponders* a bordo de satélites geostacionários.

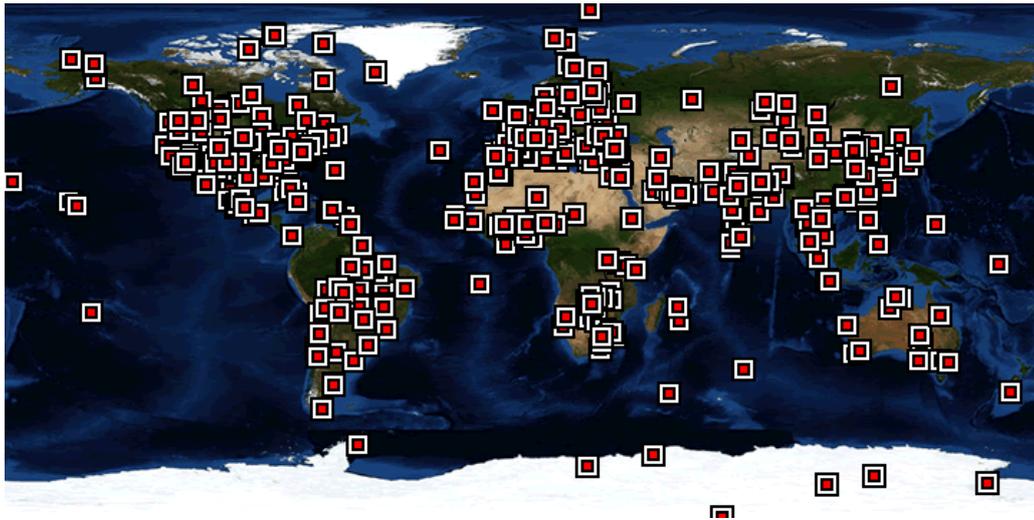


Figura 4.5: Mapa onde é visto a distribuição das estações da rede AERONET.

A Figura 4.6 apresenta com detalhes a distribuição das estações da rede AERONET atualmente em operação no Brasil.

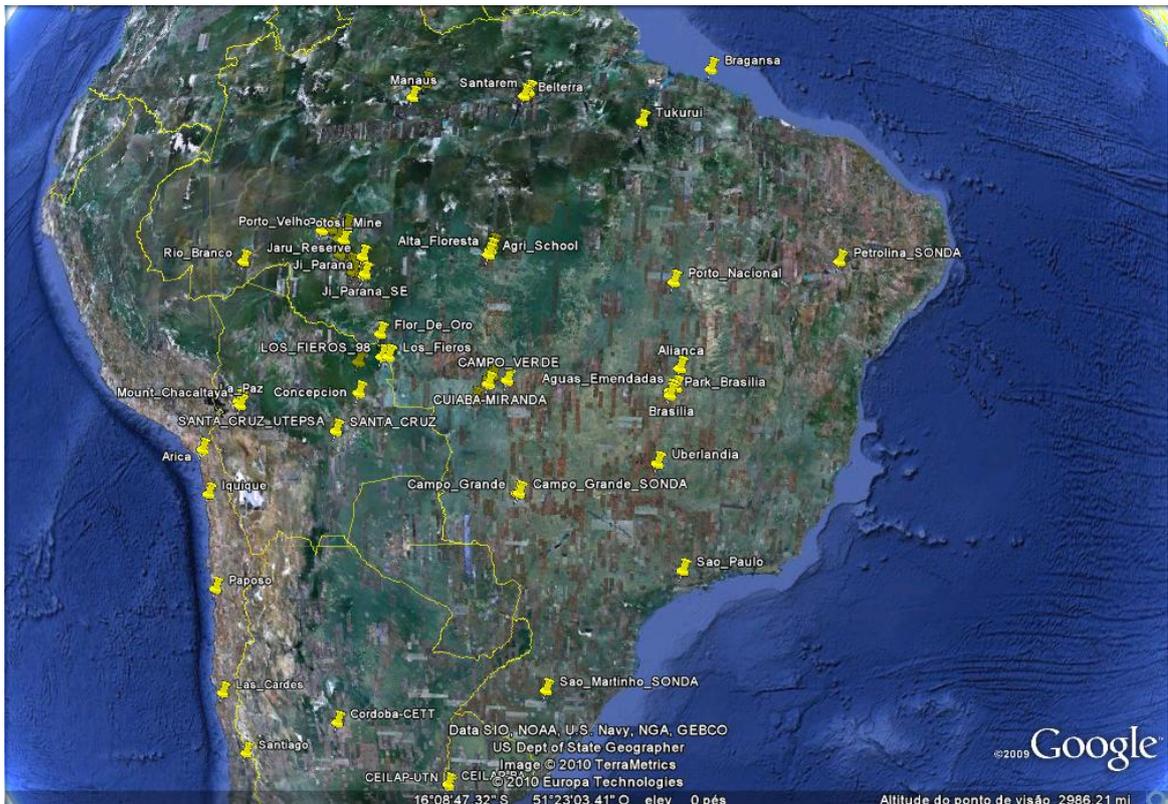


Figura 4.6: Distribuição das estações da rede AERONET em operação no território brasileiro.

Os dados armazenados são submetidos a um processamento preliminar (dados obtidos em tempo real), re-processamento (calibração final após aproximadamente 6 meses a obtenção das medidas), certificação de qualidade, e distribuição a partir de diretórios centrais do GSFC (*Goddard*

*Space Flight Center*) na NASA e outras diversas bases de dados semelhantes que estão estabelecidas globalmente. A qualificação destes dados é dividida em três níveis. O nível de qualidade 1.0 representa os dados recebidos pelas estações e desprovidos de tratamento de erro. Os dados que passam por um processo inicial de tratamento, onde os erros de medidas causados principalmente pela contaminação por nuvem é eliminado são qualificados como nível 1.5. Os dados qualificados como nível 2.0 apresentam um profundo tratamento e apresentam uma melhor qualidade em termos de erros operacionais.

A rede AERONET emprega radiômetros produzidos pela empresa CIMEL, como o mostrado na Figura 4.7. Este radiômetro possui aproximadamente um campo de visão de  $1,2^\circ$  e dois detectores para medidas de radiância direta do sol e de radiância difusa da região da auréola e do céu (Holben et al., 1998). Os colimadores com 25 cm de comprimento foram desenhados para obter alta rejeição de *straylight*, isto é, a luz difusa que é refletida pelas paredes do instrumento.



Figura 4.7: Foto do radiômetro automático CIMEL-318 existente nas estações da rede AERONET. Fonte: [www.cimel.fr](http://www.cimel.fr).

O tubo colimador do radiômetro é protegido por uma janela de quartzo que permite observações com um detector de silício, com relação sinal-ruído suficiente para medidas espectrais entre 300 e 1.020 nm. O colimador para observações do céu tem o mesmo campo de visão, mas um sistema de aberturas que utiliza lentes, isto permite um intervalo dinâmico melhor para as radiâncias celestes. O sensor é vedado contra umidade para prevenir danos aos componentes elétricos e filtros de interferência. Os dois modelos de radiômetros empregados na rede AERONET antes de 2004 possuíam 8

canais seletivos e apresentavam as características mostradas na Tabela 4.1

Tabela 4.1: Características dos radiômetros CIMEL empregados na rede AERONET

Modelo	Canais
CE-318-1	1020, 870, 675, 440, 936, 500, 340, 380 nm
CE-318-2	1020, 870P <sup>1</sup> , 675, 440, 870P2, 870, 936, 870P3 nm

Fonte AERONET      <sup>1</sup>Filtro polarizado

A partir de 2004, os radiômetros passaram a utilizar sensores com maior sensibilidade e foram denominados de CE-318N (new).

Os radiômetros em uso na rede AERONET possuem até oito filtros de interferência: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1.020 nm (440, 670, 870, 940 e 1.020 nm são padrão) que estão localizados em um suporte que gira com o auxílio de um motor de passo. As larguras das bandas variam de 2,5 nm para os comprimentos de onda na região do ultravioleta (340 e 380 nm) e 10 nm para os demais canais. Um termistor mede a temperatura do detector o que permite compensação por qualquer dependência com a temperatura no detector de silício. Os motores de passo responsáveis pela movimentação do radiômetros são alimentados por baterias externas recarregadas por painéis solares. Uma pequena bateria interna de NiMH alimenta o circuito eletrônico interno que recebe os dados dos sensores ópticos. Os radiômetros também possuem sensores de umidade que bloqueiam seu funcionamento em caso de chuva.

A cabeça do sensor gira no sentido dos ângulos zenital e azimutal com o auxílio de motores de passo com uma precisão de 0,05°. Um microprocessador calcula a posição do Sol baseado no horário e informações de latitude e longitude, direcionando a cabeça do sensor para o Sol com erro menor que 1° do sol, em seguida um detector de quatro quadrantes localiza precisamente o Sol antes de realizar a sequência programada de medidas. Após o término da medida de rotina, o instrumento retorna à posição de repouso, ou seja, com a entrada de luz do tubo colimador voltada para o solo.

Os radiômetros da rede AERONET realizam duas rotinas básicas de medidas, através do direcionamento dos sensores para o Sol ou para determinadas regiões do céu, em ambos os casos, a partir de várias sequências programadas de medida. As medidas da radiação direta do Sol são realizadas a cada quinze minutos em aproximadamente dez segundos em todos os canais. Esta sequência é repetida três vezes em intervalos de 30 segundos. As observações são feitas durante as sequências de calibração através do método de Langley durante o período da manhã e da tarde e em intervalos padrão de 15 minutos. Todos os canais seletivos são utilizados para obtenção da profundidade óptica de aerossóis (AOT) e dos coeficientes  $\alpha$  e  $\beta$  de Ångström das partículas de aerossóis, com exceção do canal de 940 nm que é utilizado apenas para determinar a concentração de água precipitável.

As medidas de radiação celeste (parcela da componente difusa em um campo de visão restrito do céu) são realizadas utilizando-se as bandas de 440, 670, 870 e 1.020 nm. Uma sequência

de medida espectral simples é feita imediatamente após a medida Langley, a 20° do posicionamento do Sol. Essa medida é utilizada para avaliar a estabilidade da análise do método de Langley. Duas rotinas de observações da radiação celeste são efetuadas. A primeira é denominada de almucântar e constitui uma série de medidas realizadas em um cone cujo ângulo zenital de observação é igual ao ângulo zenital solar, variando-se o ângulo azimutal relativo à posição do Sol, desde 0° até 360°. Durante uma medida de almucântar, as observações são efetuadas em aproximadamente 40 segundos para cada comprimento de onda. As sequências de almucântar são realizadas diariamente em massas ópticas de 4, 3, 2 e 1,7, no período da manhã e tarde.

A segunda rotina de medida do céu é denominada de medida de plano principal e é realizada no plano vertical que contém o Sol, ou seja, o ângulo azimutal de observação é fixo e se varia o ângulo zenital de observação. A sequência de medidas padrão do plano principal é realizada a partir de uma observação direta do sol, posteriormente, o sensor é direcionado a uma posição 6° abaixo do disco solar e então é realizada uma varredura, passando novamente pelo Sol, em aproximadamente 30 segundos para cada um dos quatro comprimentos de onda. As observações no plano principal são realizadas a cada hora quando a massa óptica é menor que 2 para minimizar as variações em radiância devido a mudanças na massa óptica. Para os valores medidos de radiância do céu aplica-se a técnica de inversão (detalhada em Dubovik e King, (2000), Dubovik et al. (2000), Dubovik et al. (2002a), Dubovik et al. (2002b), Dubovik et al., (2006), Sinyuk et al. (2006)). Desta forma é possível obter a distribuição dos tamanhos das partículas de aerossóis e a função de fase para o material particulado com diâmetro entre 0,1 e 5  $\mu\text{m}$ .

#### **4.1.2 Rede SONDA**

A rede SONDA (Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais para o setor de energia) é um projeto desenvolvido e coordenado pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) para implementação de uma rede de coleta de dados destinada ao levantamento e aperfeiçoamento da base de dados sobre os recursos de energia solar e eólica no Brasil. A rede SONDA possui um total de 25 estações, sendo que algumas possuem disponibilidade de dados para um restrito período e outras se encontram em fase de implantação (Martins et al., 2007). A Figura 4.8 apresenta o mapa com a localização das estações da rede SONDA. As estações SONDA estão divididas em quatro categorias: estações de referência, estações solares avançadas, estações solares básicas e estações eólicas. A Tabela 4.2 apresenta uma descrição das grandezas solarimétricas medidas nas estações da rede SONDA.

Cinco estações de referência compõem a rede SONDA sendo que apenas a estação a ser localizada em Cachoeira Paulista ainda não se encontra em operação. A localização das cinco estações foi selecionada de modo a representar as principais regiões macroclimáticas do país: a região semiárida do Nordeste, a região amazônica, a região do cerrado no Planalto Central, a região de clima temperado no sul do Brasil e a região Sudeste. Estas estações dispõem de sensores para a coleta de dados de todas as componentes da irradiação solar (difusa, direta e global); dados de iluminância e

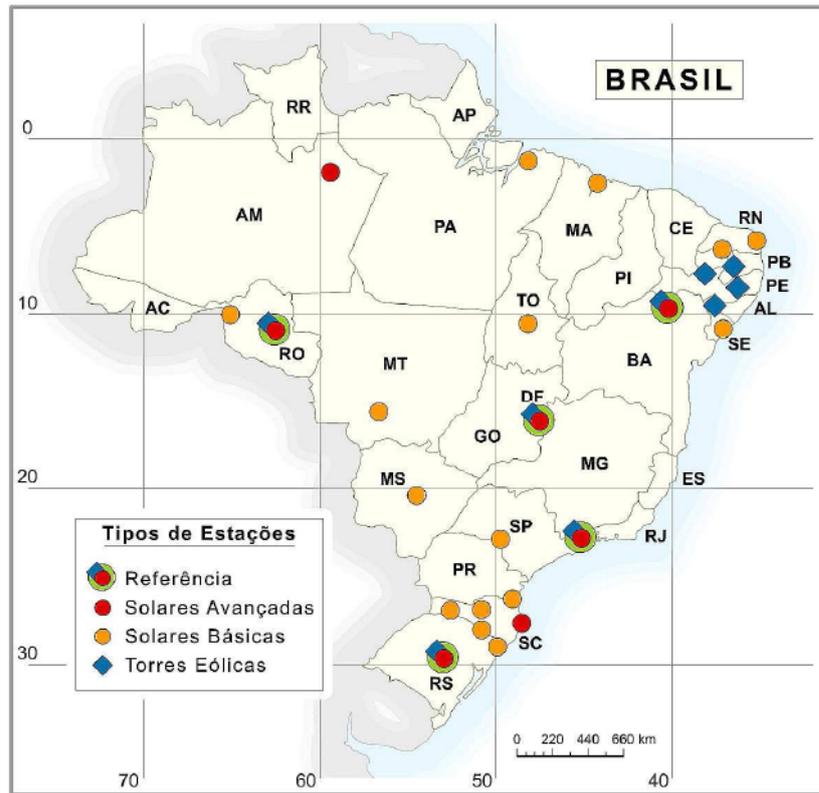


Figura 4.8: Mapa com a localização das estações da rede SONDA. Fonte: INPE/CPTEC.

Tabela 4.2: Base de dados solarimétricos disponíveis na rede SONDA

---

DADOS AMBIENTAIS<sup>1</sup>

---

SOLARIMÉTRICOS

---

Radiação global horizontal

Radiação direta normal

Radiação difusa

Radiação de onda longa descendente

Radiação fotossinteticamente ativa (PAR)

Iluminância (LUX)

---

METEOROLÓGICOS

---

Temperatura do ar (superfície)

Umidade relativa do ar

Pressão do ar

Precipitação de chuva

Velocidade do vento a 10 m

Direção do vento a 10 m

---

Fonte: INPE/CPTEC

<sup>1</sup>periodicidade 1 minuto

de radiação fotossinteticamente ativa (PAR). Além dos dados relativos à radiação solar, as estações coletam dados meteorológicos básicos (temperatura do ar, umidade relativa e pressão atmosférica) e dados eólicos (direção e velocidade) com sensores dispostos a alturas de 25 e 50 m em relação ao solo.

Algumas destas estações da rede SONDA compartilham o mesmo local de instalação com as estações da rede AERONET, como é visto na Figura 4.9 que mostra a estação de referência na cidade de Brasília, DF. A Figura 4.10 mostra alguns detalhes dos principais sensores desta estação.



Figura 4.9: Estação de referência na cidade de Brasília, DF. Observam-se os diversos instrumentos solarimétricos da rede SONDA e AERONET. Fonte: INPE/CPTEC.



Figura 4.10: Vista de alguns radiômetros da estação de referência na cidade de Brasília, DF. Observa-se o sensor PAR à esquerda e rastreador solar com os sensores de radiação difusa, direta e onda longa à direita. Fonte: INPE/CPTEC.

A rede SONDA possui duas estações solares avançadas que estão em operação desde a segunda metade da década passada e já integram a rede BSRN (*Baseline Solar Radiation Network*). Essas estações foram integradas ao Projeto SONDA a partir de agosto de 2004 e apresentam os mesmos sensores que as estações de referência para medidas de irradiação solar, incluindo sensores de iluminância e radiação PAR. Estas estações não coletam dados eólicos, mas possuem os sensores para aquisição de dados meteorológicos básicos. As estações solares básicas fornecem apenas dados de irradiação solar global e difusa em regiões de grande interesse do ponto de vista de desenvolvimento científico e validação de modelos de transferência radiativa como a região Nordeste que apresenta baixa cobertura de nuvens durante todo o ano e a região amazônica que apresenta condições de nebulosidade persistente durante o verão e que pode ser um polo importante para o desenvolvimento de projetos de aproveitamento da energia solar em função de aspectos ambientais e socioeconômicos. Assim como nas estações das categorias anteriores, os dados de irradiação solar e iluminância são coletados a cada segundo e valores médios são armazenados com a resolução temporal de um minuto.

### 4.1.3 Rede SolRad-Net

A rede SolRad-Net (*Solar Radiation Network*) é composta por várias estações na superfície terrestre que se destinam à medida da radiação solar. Estes dados de radiação solar coletados em intervalos de alguns minutos são enviados via satélite e disponibilizados à comunidade científica praticamente em tempo real. Esta rede foi implementada em conjunto com a rede AERONET e os ins-

trumentos de medida da rede SolRad-Net estão instalados nos mesmos sítios. O Brasil teve uma importante participação no desenvolvimento da rede SolRad-Net, sendo que as primeiras estações desta rede mundial foram componentes do projeto LBA-ECO (*Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment*) com foco na região amazônica. As primeiras estações SolRad-Net foram preferencialmente instaladas em regiões que apresentavam regularmente efeitos originados pela queima de biomassa, como a Amazônia e parte subsaariana africana.

Os dados de fluxo solar adquiridos pelas estações da rede SolRad-Net são transmitidos a cada meia-hora (algumas estações transmitem em intervalos de uma hora) e tornam-se acessíveis ao público imediatamente como dados não tratados e denominados de dados de nível 1.0. Estes dados posteriormente são validados por meio de um processo de qualificação no *Goddard Space Flight Center* na NASA e são classificados como nível 1.5 e também se tornam disponíveis à comunidade científica no repositório da rede SolRad-Net.

Inicialmente cada estação da rede SolRad-Net foi equipada com dois piranômetros, um modelo Kipp e Zonen CM-21 ([www.kippzonen.com](http://www.kippzonen.com)) (305-2800 nm) para a medida do fluxo solar total e um instrumento Skye modelo SKE-510 PAR (<http://www.skyeinstruments.com>) com resposta espectral entre 400-700 nm destinado à medida da radiação fotossinteticamente ativa abreviada por PAR (*photosynthetically-active radiation*). Estes dois instrumentos são vistos na Figura 4.11. A resposta espectral do radiômetro SKE-510 PAR e do piranômetro Kipp e Zonen CM-21 estão apresentadas na Figura 4.12.



Figura 4.11: Foto mostrando o instrumento SKE-510 PAR produzido pela indústria Skye para medida da radiação PAR e o piranômetro Kipp e Zonen modelo CM-21 utilizados nas estações da rede Solrad-Net. Fonte: SolRad-Net/NASA.

Após o ano de 2001, grande parte destes sensores de radiação PAR foi substituída por piranômetros Kipp e Zonen CM-21 com filtro RG695. Este filtro apresenta uma transmitância quase que unitária para comprimentos de onda maiores que 695 nm. Desta forma o valor obtido por este

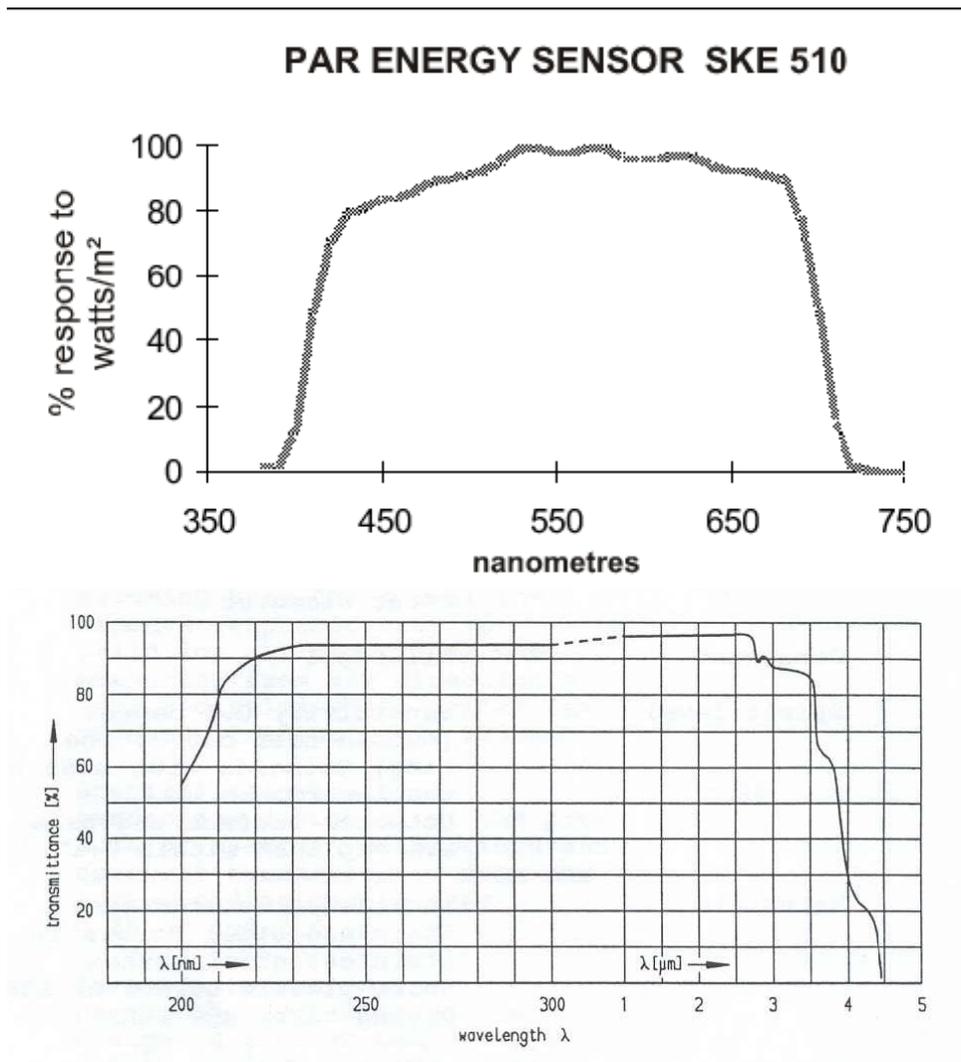


Figura 4.12: Resposta espectral do instrumento SKE-510 PAR (acima) e do piranômetro Kipp e Zonen CM-21 (abaixo).

instrumento subtraído pelo piranômetro sem filtro representa a irradiância UV + PAR (305-695 nm). Algumas poucas estações da rede SolRad-Net também possuem sensores destinados à medida da radiação solar UV-A e UV-B e piranômetros com anel de sombra para a medida da radiação solar difusa. Todos estes instrumentos coletam o valor da irradiância solar em intervalos de 2 minutos.

Os dados armazenados são enviados através do sistema conhecido por DCS (Data Collection Systems) para um satélite geossíncrono (geralmente da série GOES, METEOSAT ou GMS) e então estes dados são retransmitidos para uma estação receptora terrestre. O sistema DCS é um projeto governamental com o propósito de operar uma rede com abrangência global para a coleta de dados de parâmetros ambientais e meteorológicos enviados principalmente de locais remotos. Quase a totalidade das estações da rede SolRad-Net opera com sistema autônomo de energia composto por uma bateria e painel fotovoltaico de 10 Watts.

A metodologia empregada para a calibração dos sensores adotados na rede SolRad-Net

baseia-se na intercomparação dos valores de irradiância solar medidos *in situ* pelos sensores PAR e os calculados por modelos de transferência radiativa. Normalmente é utilizado o modelo de transferência radiativa 6S (Vermote et al, 1997) em dias de céu limpo e mínima quantidade de aerossóis (AOD menor que 0,1 em 500 nm). Foi constatado que após algumas rotinas de calibração os sensores de radiação PAR produzidos pela empresa Skye Instruments apresentavam uma acentuada degradação (cerca de 2% ao ano) na sensibilidade dos sensores de silício utilizados nestes instrumentos. O filtro de banda passante por interferência usado nestes radiômetros após uma exposição prolongada à radiação solar também mostrou uma acentuada degradação. Em alguns casos, a constante de calibração destes instrumentos apresentava uma variação de 6-8% por ano. Por isto, era necessário efetuar a rotina de calibração com bastante frequência nestes radiômetros para assegurar a confiabilidade dos valores de radiação PAR fornecidos por estes instrumentos. No entanto, esta técnica de intercomparação depende fortemente das condições climatológicas locais (atmosfera sem nuvens e baixo AOD). Deste modo a precisão dos dados de radiação PAR variava em função da localização da estação. Algumas estações, como a instalada na cidade de Alta Floresta, apresentavam vários dias ao longo do ano com condições ideais de calibração o que possibilitou a caracterização do desvio de calibração com grande confiabilidade, como é mostrado na Figura 4.13.

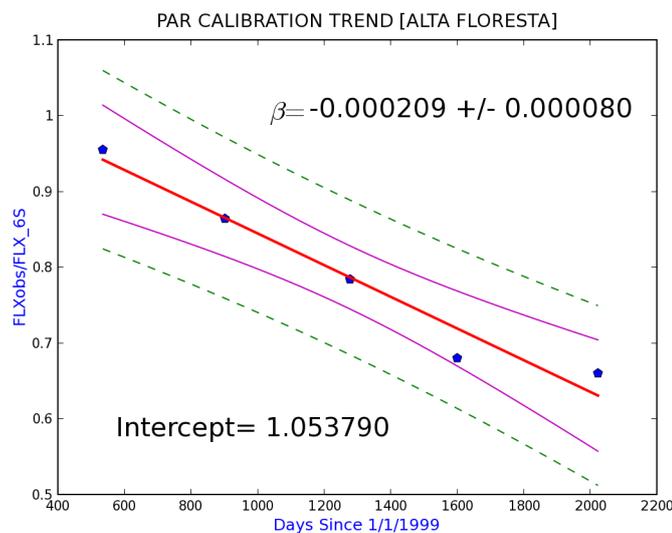


Figura 4.13: Desvio temporal da constante de calibração do sensor SKE-510 PAR medido na estação de Alta Floresta. Fonte: SolRad-Net.

No entanto, outras estações, em função das condições meteorológicas não permitiam a calibração via processo de intercomparação. Nestes casos foi mantida a constante inicial de calibração fornecida pelo fabricante e não se realizou o procedimento de qualificação dos dados (dados apenas com qualidade nível 1.0). Atualmente estes sensores de radiação PAR foram substituídos pelos piranômetros Kipp e Zonen CM-21 com filtros descritos anteriormente.

Sessões de re-calibração realizadas nos piranômetros Kipp & Zonen CM-21 mostraram que estes instrumentos apresentam um desvio na sua constante de calibração menor que 1% por

ano. Por apresentarem uma grande estabilidade, não é aplicada a rotina de intercomparação com os modelos de transferência radiativa nestes instrumentos. Além disto, há outros fatores de complicam o processo de calibração destes piranômetros de termopilha de banda larga, entre eles a variação devido ao *offset* térmico. Este efeito de *offset* térmico ocorre quando a alta emissividade da cúpula externa apresenta uma grande troca de calor com o céu. Isto ocorre quase sempre em situações de céu bastante limpo. O resfriamento da cúpula externa acarreta um gradiente térmico contrário em relação ao que seria esperado durante o processo normal de aquecimento da termopilha pela radiação solar. Isto é facilmente observado no período noturno, quando o piranômetro apresenta um valor negativo de sinal. A influência do *offset* térmico depende de inúmeras características de construção do piranômetro, geralmente esta variação é pequena nos instrumentos Kipp & Zonen CM-21 sendo maior nos modelos PSP produzidos pela empresa Eppley. O erro devido ao *offset* térmico assume grande relevância na medida da radiação difusa, pois neste caso a sua proporção pode chegar a valor bastante elevados (da ordem de 20%) em relação à radiação medida (Haag et al., 2011). O efeito devido ao *offset* térmico poderia ser minimizado através da utilização de um sistema de ventilação forçada, no entanto, dado o elevado consumo de energia esta alternativa não é empregada em estações remotas.

Além da rotina de calibração, os dados recebidos pelas estações da rede SolRad-Net passam por um processo de qualificação. Inicialmente estes dados são avaliados e qualquer anomalia causada por problemas nos instrumentos eletrônicos ou durante a transferência de dados é removida. Os problemas mais comuns são causados por mau funcionamento nos amplificadores de sinais, acúmulo de poeira nas cúpulas dos radiômetros e desnivelamento dos instrumentos. Condições severas de operação em função da alta temperatura e elevada umidade são as principais fontes dos problemas ocasionados nos circuitos eletrônicos nas estações da rede SolRad-Net. Como exemplo, a Figura 4.14 mostra a estação da rede SolRad-Net localizada na cidade de Beltera, PA.



Figura 4.14: Foto da estação da rede SolRad-Net instalada na cidade de Beltera, PA. Fonte: SolRad-Net.

É importante salientar que os dados de qualidade nível 1.0 podem apresentar valores errôneos (pelos motivos exemplificados anteriormente) pois não foram submetidos a nenhum processo de validação. A utilização dos dados de nível 1.0 sem uma prévia análise não é encorajada pela rede

SolRad-Net. Após passarem pela primeira fase de avaliação, os dados armazenados são classificados como qualidade nível 1.5. Dados fornecidos por estações onde foi realizada a rotina de recalibração nos piranômetros Kipp & Zonen são classificados como nível 2.0. Devido à grande estabilidade dos piranômetros Kipp & Zonen CM-21, dados de qualidade 1.5 apresentam pouca diferença em relação aos dados classificados por nível 2.0 e geralmente podem ser empregados com grande confiabilidade.

Devido à maior variação da constante de calibração dos sensores modelo SKE-510 PAR, é importante que o histórico de calibração *in situ* seja observado para assegurar a qualidade dos dados, mesmo que estes apresentem qualidade 1.5. Em alguns casos, estes instrumentos passam também por um processo de re-calibração através de comparação direta com outro medidor usado como referência para a transferência do valor da constante de calibração. Dados oriundos de instrumentos SKE-510 PAR que passaram por esta rotina de calibração são classificados como nível 2.0.

## 4.2 Rede de Radiosondas

Nesta Tese foram empregados dados fornecidos por radiosondas para obtenção do conteúdo integrado de água precipitável e validação dos dados obtidos por satélites.

### 4.2.1 Radiosondas: instrumentação

Uma radiossonda (também chamada de balão meteorológico) é composta por um conjunto de instrumentos e sensores que medem basicamente a temperatura do ar, umidade relativa e pressão atmosférica, enquanto é elevada com velocidade de ascensão entre 3 a 6 m/s (180 a 360 m/min.) na atmosfera até alturas típicas da ordem de 30 km, por um balão inflado com gás hélio ou hidrogênio. O deslocamento da sonda é registrado por uma antena GPS (*Global Position System*) que permite a medida da direção e velocidade do vento no percurso realizado pela sonda. Os dados observados são enviados através de um pequeno transmissor de rádio para uma estação receptora no solo. A Figura 4.15 apresenta um exemplo de radiossonda da marca Vaisala modelo RS-92. Atualmente, as radiossondas modernas podem medir ou calcular indiretamente as seguintes variáveis: pressão atmosférica, altitude, temperatura, temperatura do ponto de orvalho e vento (velocidade e direção), umidade relativa e quantidade de água precipitável. Essas medições são realizadas em inúmeras áreas do globo terrestre, contudo; devido a custos operacionais, diversas regiões ainda não apresentam uma cobertura ou periodicidade de lançamento de radiossondas satisfatória.

As radiossondas são lançadas todos os dias aproximadamente às 00h e 12h UTC (hora universal coordenada, ou horário do meridiano de Greenwich). Normalmente o balão é lançado 30 minutos antes da hora padrão para que às 00h e 12h UTC esteja cruzando o nível de 500 hPa, ou seja, altitude de 6 km. A Figura 4.16 mostra o lançamento de uma radiossonda. Atualmente, a rede de radiossondas no Brasil é composta por 40 estações e os lançamentos são realizados geralmente nos aeroportos e distribuída pelos órgãos operacionais: Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA), do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), do Sistema de Vigilância da Amazônia



Figura 4.15: Foto de uma radiossonda da marca Vaisala modelo RS-92. Fonte: [www.vaisala.com](http://www.vaisala.com).

(SIVAM), da Empresa de Infra-estrutura Aeroportuária (INFRAERO), do Departamento de Pesquisa e Desenvolvimento (DEPED) e do Centro de Hidrografia da Marinha.



Figura 4.16: Foto mostrando o balão com radiossonda no momento do lançamento.

Os dados da maioria destas radiossondas são disponibilizados poucos minutos após o lançamento pelo banco de dados da Universidade de Wyoming, Estados Unidos. Atualmente esta rede conta com mais de 800 estações ao redor do planeta, sendo portanto um importante instrumento para estudo do comportamento da atmosfera.

As localidades e os respectivos órgãos responsáveis onde ocorrem lançamentos de balões de radiossonda estão relacionadas na Tabela 4.3.

Tabela 4.3: Localidades em que são efetuados lançamentos de radiossondas e órgão responsável

Estação de lançamento	Localização	Órgão responsável
Belém, PA	1° 27' 21" S, 48° 30' 14" W	DECEA <sup>1</sup>
Brasília, DF	15° 48' 0" S, 47° 51' 50" W	DECEA
Corumbá, MS	19° 0' 32" S, 57° 39' 10" W	DECEA
Curitiba, PR	25° 25' 47" S, 49° 16' 19" W	DECEA
Fernando de Noronha, PE	3° 51' 13" S, 32° 25' 25" W	DECEA
Florianópolis, SC	27° 35' 49" S, 48° 32' 56" W	DECEA
Foz do Iguaçu, PR	25° 32' 52" S, 54° 35' 16" W	DECEA
Aeroporto Int. do Galeão, RJ	22° 48' 32" S, 43° 14' 37" W	DECEA
Guaratinguetá, SP	22° 48' 57" S, 45° 11' 34" W	DECEA
Manaus, AM	3° 6' 7" S, 60° 1' 30" W	DECEA
Aeroporto Campo de Marte, SP	23° 30' 32" S, 46° 38' 4" W	DECEA
Porto Alegre, RS	30° 1' 58" S, 51° 13' 48" W	DECEA
Porto Velho, RO	8° 45' 43" S, 63° 54' 14" W	DECEA
Uruguaiana, RS	29° 45' 18" S, 57° 5' 16" W	DECEA
Bom Jesus da Lapa, BA	13° 15' 18" S, 43° 25' 4" W	INMET <sup>2</sup>
Caravelas, BA	17° 43' 55" S, 39° 15' 57" W	INMET
Carolina, MA	7° 19' 58" S, 47° 28' 8" W	INMET
Confins, MG	19° 37' 58" S, 43° 58' 58" W	INMET
Cuiabá, MT	15° 35' 45" S, 56° 5' 49" W	INMET
Floriano, PI	6° 46' 1" S, 43° 1' 22" W	INMET
Fortaleza, CE	3° 43' 1" S, 38° 32' 34" W	INMET
Palmas, TO	10° 12' 46" S, 48° 21' 37" W	INMET
Petrolina, PE	9° 23' 34" S, 40° 30' 28" W	INMET
Recife, PE	8° 3' 0" S, 34° 54' 0" W	INMET
Salvador, BA	12° 58' 29" S, 38° 28' 36" W	INMET
Boa Vista, RR	2° 49' 12" N, 60° 40' 19.2" W	SIVAM <sup>3</sup>
Cruzeiro do Sul, AC	7° 37' 51" S, 72° 40' 12" W	SIVAM
Macapá, AP	0° 2' 2" N, 51° 3' 59" W	SIVAM
Manicoré, AM	5° 48' 32" S, 61° 18' 0" W	SIVAM
Rio Branco, AC	9° 58' 29" S, 67° 48' 36" W	SIVAM
Santarém, PA	2° 25' 48" S, 54° 43' 12" W	SIVAM
São Gabriel da Cachoeira, AM	0° 7' 48" N, 67° 5' 20" W	SIVAM
São Luís, MA	2° 34' 59" S, 44° 17' 57" W	SIVAM
Tabatinga, AM	4° 15' 9" S, 69° 56' 17" W	SIVAM
Tiriós, PA	2° 13' 40" N 55° 57' 4" W	SIVAM
Vilhena, RO	12° 44' 26" S, 60° 8' 45" W	INFRAERO <sup>4</sup>
Alcântara, MA	2° 24' 32" S, 44° 24' 54" W	DEPED <sup>5</sup>
Ilha de Trindade, ES	20° 31' 30" S, 29° 19' 30" W	CHM <sup>6</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Controle do Espaço Aéreo <sup>2</sup>Instituto Nacional de Meteorologia<sup>3</sup>Sistema de Vigilância da Amazônia <sup>4</sup>Empresa de Infra-estrutura Aeroportuária<sup>5</sup>Departamento de Pesquisa e Desenvolvimento <sup>6</sup>Centro de Hidrografia da Marinha (CHM)

## 4.2.2 Obtenção da coluna de água precipitável a partir de dados de radiossondas

A coluna de água precipitável é definida como a massa total de vapor de água presente em uma coluna atmosférica de área unitária. Dados enviados por radiossondas, fornecem os valores de pressão, temperatura e umidade para níveis da atmosfera distintos. A partir destes perfis de dados, é possível obter a quantidade total de água precipitável presente na atmosfera. Para isto, calcula-se a quantidade de água precipitável para cada nível e depois estes valores distintos são integrados para se obter a quantidade total de água precipitável. Usando o valor da umidade relativa obtido pela radiossonda é possível obter a umidade específica  $q$  que é definida como a massa de vapor de água contida em uma unidade de massa de ar úmido e pode ser expressa da seguinte maneira:

$$q = \frac{m_{va}}{m_{ah}} = \frac{m_{va}}{m_{as} + m_{va}} = \frac{(m_{va})/v}{(m_{as} + m_{va})/v} = \frac{\rho_{va}}{\rho_{as} + \rho_{va}} = \frac{\rho_{va}}{\rho_{ah}} \quad (4.1)$$

onde  $m_{va}$ ,  $m_{as}$  e  $m_{ah}$  representam a massa de vapor de água, a massa de ar seco e a massa de ar úmido respectivamente;  $v$ , é o volume e  $\rho_{va}$ ,  $\rho_{as}$  e  $\rho_{ah}$ , são as massas específicas do vapor de água, a massa específica do vapor de ar seco e a massa específica do ar úmido, respectivamente.

Sabendo que a pressão  $p$  possui a seguinte relação em função da altura  $h$ :

$$\Delta p = -\rho_{ah}g\Delta h \quad (4.2)$$

onde  $\Delta p = p_0 - p_s$  e  $\Delta h = h_0 - h_s$  representam os incrementos de pressão e de altura relacionados a cada nível de altura medido pela sonda. Da Equação 4.2 é possível obter a seguinte relação:

$$\rho_{ah} = -\frac{\Delta p}{g\Delta h} = \frac{p_s - p_0}{g(h_0 - h_s)} \quad (4.3)$$

Substituindo as variáveis se obtém a seguinte relação:

$$q = \frac{\rho_{va}g(h_0 - h_s)}{p_s - p_0} \quad (4.4)$$

A expressão  $\rho_{va}(h_0 - h_s)$  representa a massa de vapor de água por unidade de superfície na camada atmosférica medida pela sonda, e sendo  $\rho_{va}$  a densidade do vapor de água e  $(h_0 - h_s)$  a altura da camada, podemos generalizar a expressão para obter a quantidade de água precipitável, de modo que:

$$u = \rho_{va}(h_0 - h_s) \quad (4.5)$$

A umidade específica  $q$  pode ser expressa em função da quantidade de água precipitável em uma coluna atmosférica unitária:

$$q = \frac{ug}{p_s - p_0} \quad (4.6)$$

ou,

$$u = \frac{1}{g} q(p_s - p_0) \quad (4.7)$$

Na forma integral a quantidade de água precipitável torna-se:

$$u = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_s} q dp \quad (4.8)$$

### 4.3 Satélites TERRA e AQUA: sensor MODIS e AIRS

Neste trabalho as informações sobre diversos parâmetros atmosféricos, entre eles aerossóis e suas propriedades ópticas, água precipitável e ozônio, obtidas por plataformas espaciais, foram adquiridas a partir dos satélites TERRA(EOS AM-1) e AQUA(EOS PM-1) que transportam a bordo um mesmo instrumento; o sensor MODIS. Além do sensor MODIS, o instrumento AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*), a bordo do satélite AQUA, foi empregado para a medida da concentração de ozônio na atmosfera e de água precipitável.

O satélite TERRA, lançado em 18 de dezembro de 1999, a partir do veículo Atlas IAS, iniciou a coleta de dados em 24 de fevereiro de 2000 e marca o início do programa da NASA denominado EOS (*Earth Observing System*). O satélite TERRA, possui órbita polar hélio-síncrona com altitude média de 705 km; desta forma, o satélite mantém o seu plano de órbita fixo em relação à posição solar para um observador na superfície.

A Figura 4.17 mostra o satélite TERRA e seus principais instrumentos de sondagem atmosférica.

O satélite TERRA foi lançado com o objetivo de contribuir para pesquisas sobre a dinâmica atmosférica global e suas interações com a superfície terrestre e oceano. Nesta Tese, as principais contribuições do satélite TERRA podem ser definidas como:

- a) atmosfera: fluxo de energia, composição da troposfera, aerossóis, temperatura e umidade, nebulosidade;
- b) superfície terrestre: refletância da superfície, temperatura da superfície, ocorrência de queimadas e eventos vulcânicos;

A bordo do satélite TERRA além do sensor MODIS, estão presentes os sensores ASTER, CERES, MISR e MOPITT. As principais características do satélite TERRA estão apresentadas na Tabela 4.4



Figura 4.17: Imagem do satélite TERRA. Fonte: NASA.

Tabela 4.4: Principais características do satélite TERRA

Projeto	Earth Observing System (EOS)
Instituição responsável	NASA
Principais colaboradores	Estados Unidos, Japão e Canadá
Data de lançamento	18/12/1999
Local de Lançamento	Vandenberg Air Force Base
Veículo Lançador	Atlas IIAS
Órbita	Polar hélio-síncrona
Altitude	705 km
Inclinação	98,2°
Tempo da Órbita	98,1 min
Horário de passagem	10h30m
Período de revisita	16 dias
Tempo de vida projetado	6 a 7 anos
Principais instrumentos e sensores	MODIS, ASTER, MISR, CERES e MOPPIT

O satélite AQUA foi lançado na manhã do dia 4 de maio de 2002 e passou a incorporar a missão EOS da NASA, sendo em conjunto com o satélite TERRA as duas principais plataformas espaciais desta missão. O satélite AQUA foi projetado com foco principal na análise do comportamento do conteúdo de água no nosso planeta, desde a forma de vapor de água na atmosfera até a forma sólida nas geleiras polares. O AQUA integra a constelação de satélites denominada A-TRAIN, junto com os satélites Aura, PARASOL, CloudSat e CALIPSO. A Figura 4.18 mostra o satélite AQUA na sua fase

de preparação para lançamento. Os dados sobre as características do satélite AQUA e sua órbita estão resumidos na Tabela 4.5.



Figura 4.18: Foto do satélite AQUA na fase de preparação para o lançamento. Os dois instrumentos CERES são visíveis próximos da base do satélite e estão com a estrutura de proteção. O sensor HSB é visível acima do instrumento CERES à direita. O AIRS está posicionado logo à esquerda. Acima do HSB, pode ser visto o sensor AMSU. O instrumento MODIS está localizado no topo à esquerda. Fonte: Parkinson, C. L. (2003).

Tabela 4.5: Principais características do satélite AQUA

Projeto	Earth Observing System (EOS)
Instituição responsável	NASA
Principais colaboradores	Estados Unidos, Japão e Brasil
Data de lançamento	04/05/2002
Local de Lançamento	Vandenberg Air Force Base
Veículo Lançador	Delta II
Órbita	Polar hélio-síncrona
Altitude	705 km
Inclinação	98,2°
Tempo da Órbita	99 min
Horário de passagem	13h30m
Período de revisita	1-2 dias
Tempo de vida projetado	6 a 7 anos
Principais instrumentos e sensores	MODIS, AMSR, AMSU, AIRS, CERES e HSB

Estes satélites possuem órbitas com características semelhantes e passagem equatorial em

sequência com diferença de poucos minutos. Estas plataformas espaciais transportam equipamentos e sensores sofisticados para estudo da atmosfera e clima terrestre, dentre eles espectrorradiômetros de alta resolução, LIDAR (*Light Detection And Ranging*), etc. Assim uma mesma região do planeta pode ser observada por distintos instrumentos a bordo destes satélites simultaneamente.

O satélite AQUA transporta a bordo seis instrumentos, o AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*), AMSU (*Advanced Microwave Sounding Unit*), HSB (*Humidity Sounder for Brazil*) desenvolvido pelo INPE, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais mas inesperadamente parou de operar após fevereiro de 2003, AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer*), CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*) além do sensor MODIS.

#### 4.3.1 Instrumento MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*)

O MODIS é um instrumento desenvolvido pelo GSFC (*Goddard Space Flight Center*) na NASA e possui 36 canais espectrais em comprimentos de onda que variam de 0,4 a 14,4  $\mu\text{m}$  com resolução de 12 bits e resolução espacial que varia de 250 a 1.000 metros de acordo com o canal utilizado. A Tabela 4.6 mostra com detalhes as características dos canais seletivos do sensor MODIS. A maior parte dos dados utilizados nesta Tese possui origem nas informações fornecidas pelo instrumento MODIS. Sua aplicação encontra-se associada à medição de propriedades das nuvens, fluxo de energia radiante, água precipitável e propriedades ópticas dos aerossóis.

O processamento dos dados atmosféricos adquiridos pelo instrumento MODIS inicia no GSFC *Goddard Space Flight Center*. Neste centro os dados são separados em arquivos brutos (MOD01) que contêm informações de todas as 36 bandas (nível 1B). Em seguida, estes dados são separados em pacotes correspondentes a 5 minutos de imageamento, e então são chamados de MOD02 e MOD03, respectivamente, representando os produtos com as radiâncias calibradas e georreferenciados.

Os dados dos sensores do instrumento MODIS inicialmente são armazenados em um banco de memória do próprio satélite e periodicamente transmitidos ao solo. Uma vez recebidos, estes dados são separados em pacotes que representam 2 horas de sondagens e enviados ao GSFC para análise posterior. A Figura 4.19 apresenta de forma resumida a arquitetura de processamento dos dados atmosféricos fornecidos pelo instrumento MODIS.

Os dados iniciais recebidos pelo GSFC são classificados como produtos de nível 1A (MOD01). Estes produtos representam os dados brutos transmitidos pelos 36 sensores espectrais do MODIS, junto com outras informações sobre sensores e dados de posicionamento do satélite. Em seguida, estes dados são separados em grupos de pacotes denominados grânulos com 5 minutos de imageamento (correspondendo cerca de 2000 km de extensão ao longo do rastro orbital) que passam a ser denominados nível 1B, MOD02 e MOD03, representando os produtos com as radiâncias calibradas e georreferenciadas, respectivamente. Os dados dos MOD02 são separados em arquivos com resoluções espaciais de 250, 500 e 1000 m, correspondentes às resoluções espaciais das diferentes bandas espectrais. Ao longo de um dia são gerados aproximadamente 244 grânulos (ou arquivos de

Tabela 4.6: Principais características do instrumento MODIS

Canal seletivo	Largura de banda	Resolução espacial	Uso primário
1	620 - 670 nm	250 m	solo, aerossóis, nuvens
2	841 - 876 nm	250 m	
3	459 - 479 nm	500 m	
4	545 - 565 nm	500 m	
5	1230 - 1250 nm	500 m	
6	1628 - 1652 nm	500 m	
7	2105 - 2155 nm	500 m	
8	405 - 420 nm	1000 m	oceano, fitoplâncton, biogeoquímica
9	438 - 448 nm	1000 m	
10	483 - 493 nm	1000 m	
11	526 - 536 nm	1000 m	
12	546 - 556 nm	1000 m	
13	662 - 672 nm	1000 m	
14	673 - 683 nm	1000 m	
15	743 - 753 nm	1000 m	
16	862 - 877 nm	1000 m	
17	890 - 920 nm	1000 m	vapor d'água atmosférico
18	931 - 941 nm	1000 m	
19	915 - 965 nm	1000 m	
20	3660 - 3840 nm	1000 m	superfície, temperatura de nuvens
21	3929 - 3989 nm	1000 m	
22	3929 - 3989 nm	1000 m	
23	4020 - 4080 nm	1000 m	
24	4433 - 4498 nm	1000 m	temperatura da atmosfera
25	4482 - 4549 nm	1000 m	
26	1360 - 1390 nm	1000 m	nuvens cirrus, vapor d'água
27	6535 - 6895 nm	1000 m	
28	7175 - 7475 nm	1000 m	
29	8400 - 8700 nm	1000 m	propriedades ópticas de nuvens
30	9580 - 9880 nm	1000 m	ozônio
31	10780 - 11280 nm	1000 m	superfície, temperatura de nuvens
32	11770 - 12270 nm	1000 m	
33	13185 - 13485 nm	1000 m	temperatura de topo de nuvens
34	13485 - 13785 nm	1000 m	
35	13785 - 14085 nm	1000 m	
36	14085 - 14385 nm	1000 m	

dados). À noite apenas os canais de infravermelho são armazenados, deste modo os grânulos MOD02 de 1 km de resolução (17 canais) apresentam maior quantidade de dados em relação aos outros canais.

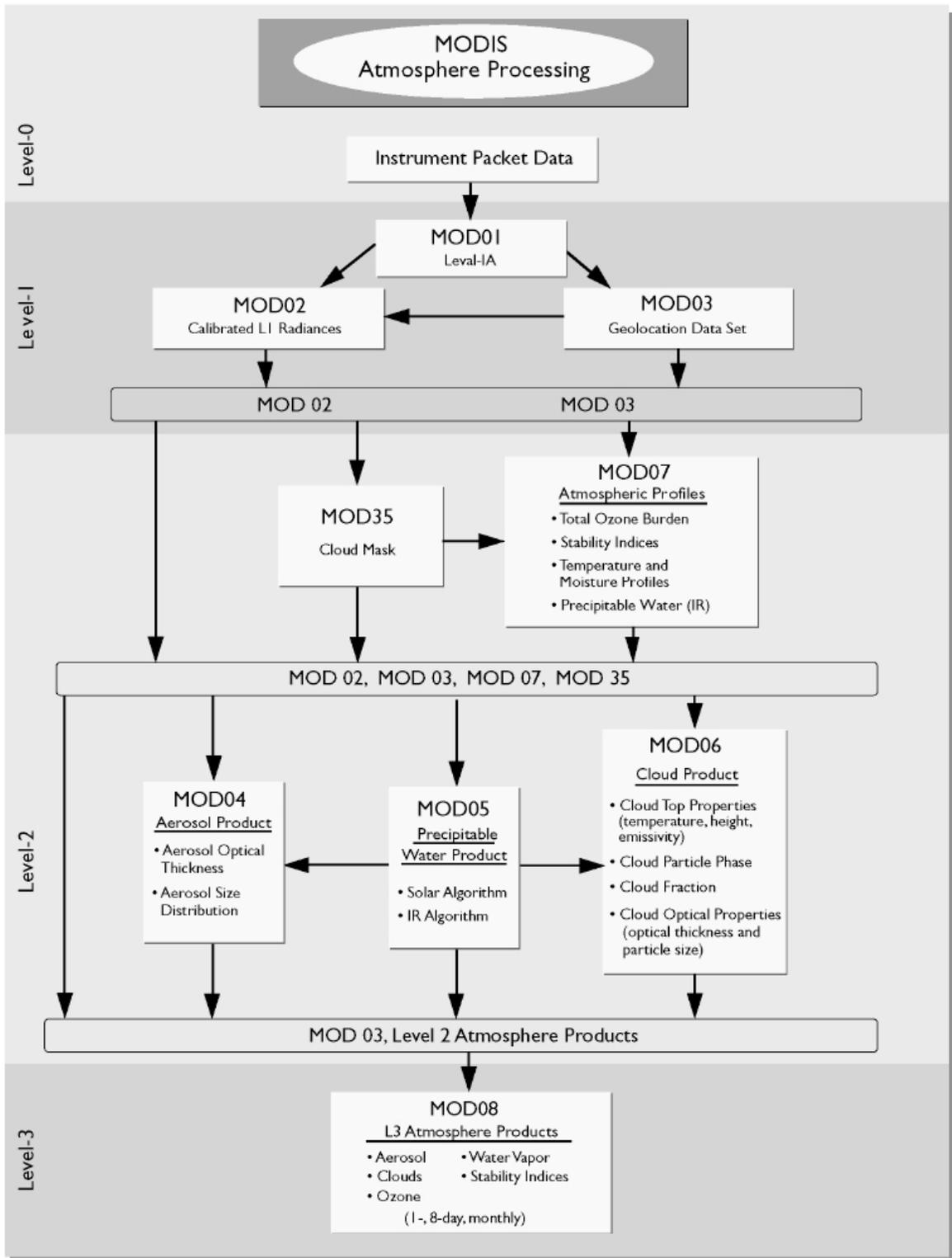


Figura 4.19: Diagrama de arquitetura e processamento dos dados do instrumento MODIS. Fonte: Adaptado de King, M.D. et al. (2003).

É importante ressaltar que os produtos de nível 1 apresentam um processo de georreferenciamento bastante simplificado. Para um geoposicionamento mais preciso, devem-se usar os dados de nível 2 após a aplicação do produto MOD03 que apresenta resolução espacial de 1 km, coordenadas geodésicas, elevação do solo e geometria de visada.

Com a obtenção do MOD02 e MOD03, são lançados vários algoritmos para geração dos produtos atmosféricos. O algoritmo MOD35 (máscara de nuvens) realiza a separação de perfis atmosféricos de céu limpo e nublado e o MOD06 analisa as propriedades físicas das nuvens. O algoritmo MOD05 fornece informações sobre água precipitável e MOD07 perfis de vários parâmetros e constituintes ( $O_3$ ,  $H_2O$ , etc.) atmosféricos.

Após esta etapa de nível 2 são originados os produtos atmosféricos de nível 3 MOD08 com resolução temporal diária, semanal (8 dias) e mensal. Todos estes produtos são arquivados e distribuídos pelo DAAC (*Goddard Distributed Active Archive Center*) da NASA. Os produtos MODIS gerados pelo satélite TERRA são identificados pelo prefixo MODxx, os produzidos pelo satélite AQUA levam a identificação MYDxx (MYD06, por exemplo). Os instrumentos MODIS produzem aproximadamente 1,2 TB de dados diários (600 GB em cada satélite). Em função desta elevada quantidade de dados, foi utilizada a plataforma *GIOVANNI* (acrônimo para **GES-DISC Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center Interactive Online Visualization ANd aNalysis Infrastructure.**) para a aquisição e processamento remoto destes dados. Neste trabalho foram empregados apenas produtos MODIS de nível 3.

A utilização dos parâmetros atmosféricos fornecidos pelo sensor MODIS, abre uma nova tendência de obtenção de dados mediante plataformas remotamente situadas com grande resolução espectral e radiométrica. Isto possibilita o estudo da caracterização espectral da irradiância solar na superfície terrestre através da metodologia apresentada. Tal caracterização somente é mais confiável mediante a aplicação de modelos de transferência radiativa que por sua vez, são dependentes de dados de entrada obtidos de sondagens ou de aproximações. Os dados do instrumento MODIS, constituem uma alternativa adequada para alimentar esses modelos.

Uma discussão mais detalhada sobre os produtos MODIS é encontrada em King, M.D. et al. (2003).

#### **4.3.2 Instrumento AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*)**

O AIRS é um instrumento de rastreamento perpendicular ao caminho da órbita com alta resolução espectral que opera com 2378 detectores de radiação na faixa do infravermelho distante (3,7 - 15,4  $\mu\text{m}$ ) e 4 detectores que operam no visível e infravermelho próximo (0,4 - 1,0  $\mu\text{m}$ ). Os detectores são mantidos a uma temperatura constante de 58K por meio de um sistema de criogenia. Os demais equipamentos deste instrumento permanecem refrigerados a uma temperatura constante de 155 K. A qualidade dos dados obtidos pelo sensor AIRS é comparável aos medidos *in situ* por sondas a bordo de balões de sondagens atmosféricas. A Figura 4.20 mostra o instrumento AIRS momentos antes da sua instalação no satélite AQUA e um diagrama simplificado do seu sistema óptico. O instrumento AIRS foi projetado pelo *Jet Propulsion Laboratory* da NASA com o objetivo de trabalhar em conjunto com o instrumentos AMSU-A e HSB, ambos a bordo do satélite AQUA na determinação da abundância de vários constituintes atmosféricos, entre eles o ozônio, monóxido de carbono, dióxido de carbono, metano, dióxido sulfúrico e detectar a presença de partículas em suspensão na atmosfera. O sensor

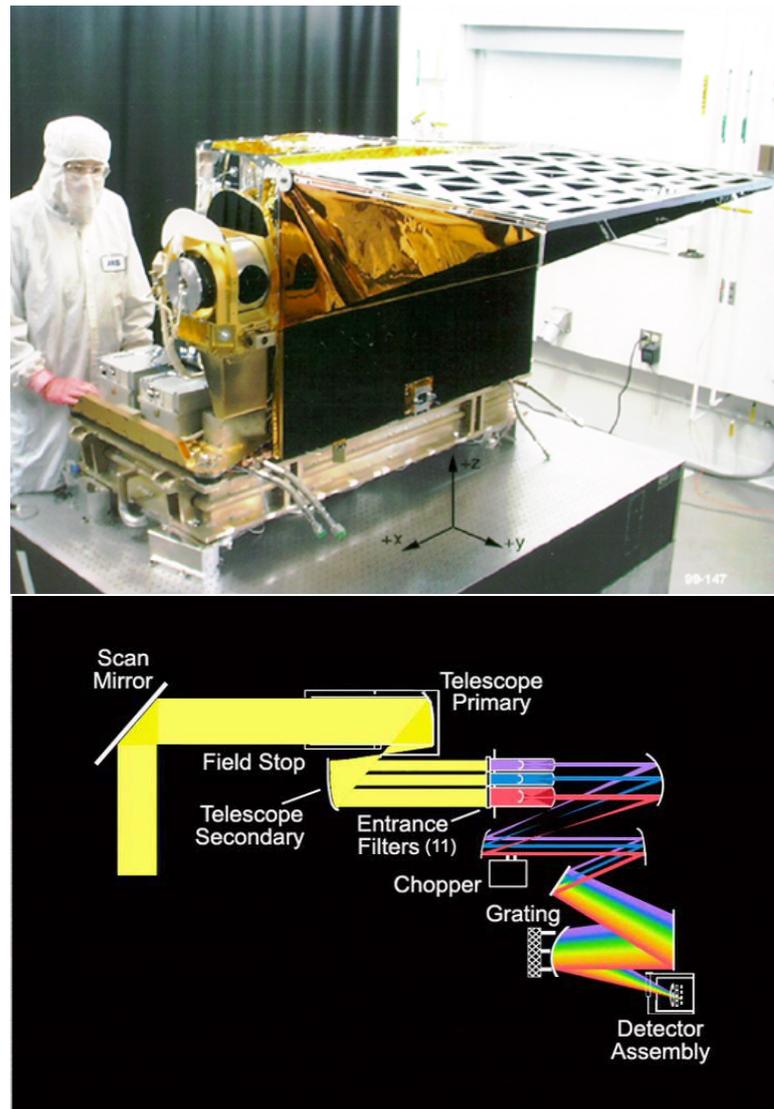


Figura 4.20: Imagem do instrumento AIRS durante a sua instalação no satélite AQUA e diagrama simplificado mostrando seu sistema óptico. Fonte: NASA/JPL.

AIRS, também foi projetado para aferir a temperatura da atmosfera com acurácia de  $1^{\circ}\text{C}$  em camadas de 1 km e umidade com precisão melhor que 20% em camadas de 2 km. Os dados desse instrumento são utilizados, principalmente, em previsão do tempo e mudanças climáticas globais. Cada imagem rastreada pelo AIRS possui 1.650 km de extensão. A resolução espacial no infravermelho termal é de 13,5 km e no visível e infravermelho próximo é de 2,3 km no nadir.

## 5. OBTENÇÃO E INTERCOMPARAÇÃO DOS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS

A seguir, descreve-se a metodologia empregada para a obtenção e intercomparação dos parâmetros atmosféricos adotados como dados de entrada para o modelo paramétrico SMARTS que estima a distribuição espectral da radiação solar. Os dados dos parâmetros atmosféricos obtidos a partir de plataformas espaciais são processados remotamente através do sistema *GIOVANNI* (acrônimo para **GES-DISC** *Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center Interactive Online Visualization AND aNalysis Infrastructure*). Foram empregadas duas escalas espaciais distintas neste trabalho, denominadas de mesoescala e local. No padrão de mesoescala é apresentada a distribuição dos parâmetros atmosféricos para todo o território brasileiro e em escala local foram definidas 4 cidades com características distintas na concentração e distribuição de aerossóis, vapor de água e ozônio e outros parâmetros utilizados no modelo de transferência radiativa.

### 5.1 Análise de Mesoescala

Na dimensão de mesoescala os parâmetros atmosféricos são descritos em uma grade limitada entre as latitudes 5N e 34S e longitudes 74W e 34W com resolução espacial de 1 grau. A grade denominada de mesoescala abrange todo o território brasileiro e é vista na Figura 5.1.

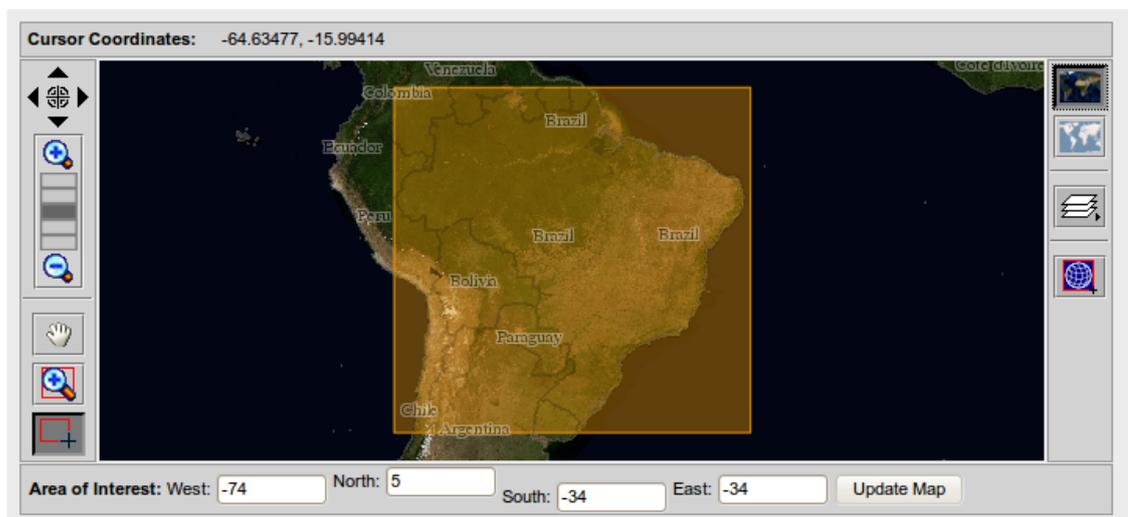


Figura 5.1: Limites da grade de mesoescala adotada para a obtenção dos dados sobre os parâmetros atmosféricos no sistema GIOVANNI.

Esta resolução espacial utilizada representa um compromisso adequado entre definição espacial dos parâmetros atmosféricos analisados e tempo de processamento. Empregando-se esta

escala de resolução espacial, o tempo médio de processamento para cada parâmetro atmosférico na base anual é de aproximadamente 1 hora. Deste modo, é possível a análise decenal de um produto MODIS qualificado em nível 3 em um tempo de processamento inferior a 12 horas. Cabe ressaltar que o tempo de assimilação dos dados através da plataforma *GIOVANNI* é dependente de inúmeros fatores entre eles a base de informação empregada, maturidade do algoritmo usado, volume dos dados de entrada, localização do servidor principal, volume de usuários, entre outros. Cada instrumento a bordo das plataformas espaciais empregadas nesta Tese produz cerca de 1 TB de dados por dia. Atualmente a base de dados da plataforma *GIOVANNI* possui um valor superior a 10 PB (PetaByte =  $10^{15}$  Byte).

Na Figura 5.2, temos um fluxograma simplificado mostrando as principais etapas do processo de análise de dados através da plataforma remota *GIOVANNI*.

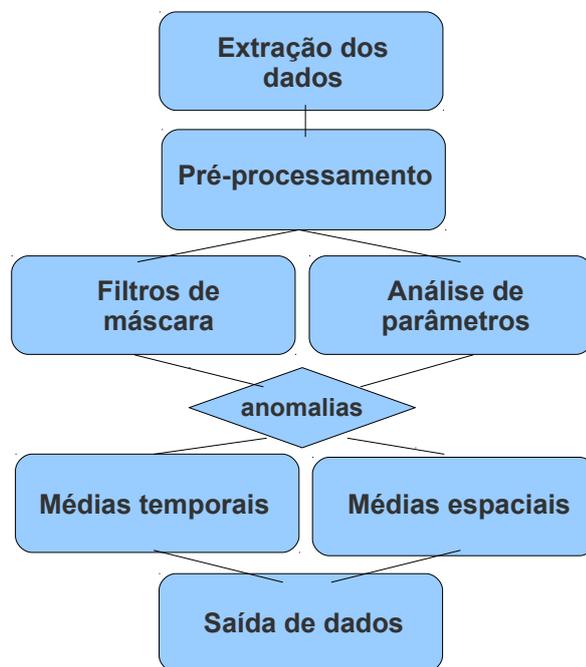


Figura 5.2: Fluxograma simplificado mostrando as principais etapas durante a análise de dados através da plataforma *GIOVANNI*.

Inicialmente os parâmetros a serem analisados solicitados pelo usuário são transferidos da fonte de dados original (arquivos ou banco de dados) na etapa denominada de *extração dos dados*. Em seguida, estes dados são gerenciados e pré-processados. Após a etapa de pré-processamento, aplicam-se os filtros de máscaras, que variam de acordo com os dados a serem obtidos pelo usuário. Esta etapa é responsável, por exemplo, pela eliminação de dados que apresentem contaminação em razão da presença de nuvens em áreas maiores que 30% do pixel analisado. Alguns filtros de máscaras são manipulados e configurados apenas pelo grupo de análise da plataforma *GIOVANNI*, não sendo portanto configurável pelo usuário. Na etapa denominada de *Análise de parâmetros*, os dados, do sensor utilizado, em formato HDF (*Hierarchical Data Format*), são processados para extrair as informações solicitadas pelo usuário. Nesses arquivos há um total de 64 variáveis disponíveis, sendo

que muitas delas são utilizadas apenas de forma diagnóstica, permitindo que o usuário possa avaliar a qualidade dos resultados. Parâmetros geométricos e de localização são fornecidos em variáveis armazenadas sob a forma de matrizes, tais como latitude, longitude, ângulo solar zenital, ângulo zenital do sensor, ângulo de espalhamento, etc. Os resultados desta etapa, também em formato HDF, possuem saída similares às estruturas de entrada, diferenciando-se apenas na dimensão da grade escolhida para análise. A próxima etapa de processamento (*anomalias*) calcula as anomalias dos parâmetros selecionados. O algoritmo adotado pelo sistema GIOVANNI para a obtenção da anomalia média mensal dos dados analisados baseia-se na seguinte expressão:

$$Xa_i = X_i - Xm_i \quad (5.1)$$

onde,  $i$  representa o número do mês (1,2,...,12),  $Xa_i$  indica a anomalia para o mês  $i$ ,  $X_i$  são os dados originais para o mês  $i$  e  $Xm_i$  são os dados climatológicos para o mês selecionado. Após a etapa de verificação de anomalias, os dados passam pelo processo de estimativa da razão das médias temporais e espaciais sobre a grade analisada (*Médias temporais* e *Médias espaciais*). Nesta etapa, é empregado um algoritmo que busca obter valores médios dos parâmetros analisados em função da base temporal ou da dimensão da área solicitada pelo usuário. Normalmente, a análise de dados de uma determinada grade necessita de uma correção para o correto cômputo para uma média mensal ao longo de um ano dos valores adquiridos em períodos variáveis. Pode-se demonstrar isto na expressão abaixo:

$$\bar{v}_{(x,y,z,\dots)} = \frac{\sum_{t=1}^n v_{(x,y,z,\dots,t)}}{\sum_1^N t} \quad (5.2)$$

onde,  $t$  representa a ocorrência de aquisições de um determinado parâmetro e  $x, y, z$  outras variáveis que não sofrem alterações durante a estimativa da razão das médias dos valores de  $t$ . A última etapa de processamento dos dados na plataforma GIOVANNI consiste em apresentar os resultados no formato solicitado pelo usuário antes da extração dos dados. Por padrão, a plataforma GIOVANNI sempre disponibiliza os resultados em arquivos no formato HDF, NCD e ASCII, além de outros formatos que podem ser determinados pelo usuário (mapas, séries temporais, diagrama de Hovmoller, etc.).

### 5.1.1 Aerossóis

Aerossóis são partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera, podendo ter origem em processos naturais, como tempestades de areia, vulcões em atividade ou antropogênicos, em eventos de queimadas, atividades humanas e industriais, entre outras. O material particulado que compõe o aerossol possui em geral tempo de permanência médio na atmosfera da ordem de dias, e ao contrário de poluentes gasosos apresentam grande homogeneidade espacial (Seinfeld e Pandis, 1998). Partículas de aerossóis possuem grande influência na distribuição espectral da radiação solar em escalas regionais e globais através de interações diretas, atuando como centros espalhadores ou absorvedores

da radiação solar. Seu transporte a longas distâncias por correntes de ar pode favorecer a interferência na química e na física da atmosfera não somente em escala local, mas também potencialmente em escalas regionais e até globais. A Figura 5.3 apresenta uma imagem na faixa do visível, obtida pela combinação RGB obtida pelo satélite TERRA durante a estação de queimadas no centro-oeste brasileiro. Grandes extensões na Figura 5.3 apresentam valores de profundidade óptica acima de 1,0, indicando áreas sob impacto da poluição de aerossóis provenientes principalmente da queima de biomassa na Bacia Amazônica. É possível observar a dispersão da pluma de material particulado por grandes extensões do continente sul-americano. As áreas em preto representam ausência de dados ou regiões mascaradas pelo algoritmo, por exemplo, devido à ocorrência de nuvens. Nota-se na Figura 5.3 que a região do brilho especular do sol sobre a superfície do oceano também é excluída pelo algoritmo de correção.

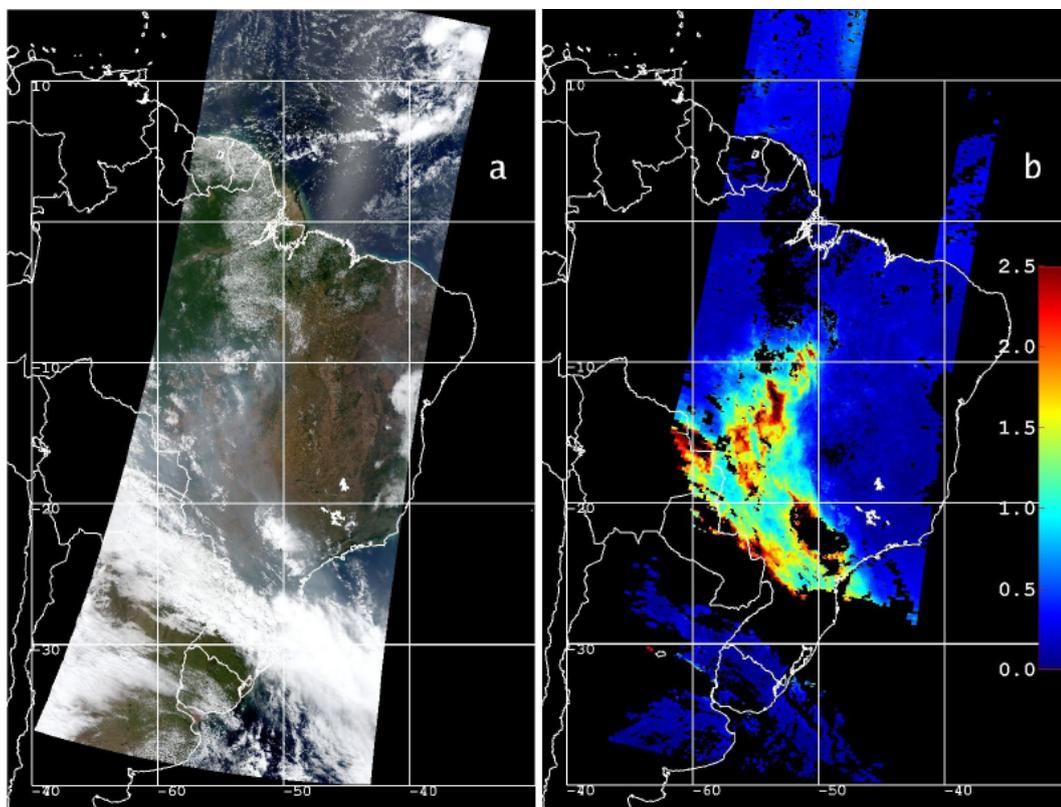


Figura 5.3: Produtos de aerossóis fornecido pelo sensor MODIS-TERRA em uma passagem sobre o continente sul americano (30 de agosto de 2005, 13h35UTC). a) Composição em RGB; b) Profundidade óptica de aerossóis em 550 nm. Fonte: TERRA/NASA

O sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA fornece uma cobertura global diária da quantidade de material particulado presente na atmosfera, tendo sido o primeiro sensor concebido com características específicas para o estudo de aerossóis. A grande gama espectral dos 36 canais do sensor MODIS permite a obtenção de várias informações sobre aerossóis, entre elas a concentração de aerossóis, assim como informações sobre o tamanho médio das partículas. Os mapas de mesoescala das concentrações e características de aerossóis foram processados a partir da análise obtida pelo sensor MODIS de dados qualificados em nível 3 (MOD08) que representam

médias estatísticas (espacialmente em  $1 \times 1^\circ$  e no tempo em 1 dia, 8 dias ou mensais) das propriedades obtidas no Nível 2, para todo o globo (King et al., 2003). Estes dados possuem um algoritmo de verificação para detecção de contaminação devido a existência de nuvens. O instrumento MODIS foi lançado a bordo do satélite TERRA em dezembro de 1999 (King et al., 2003). Em 2002, o mesmo sensor foi lançado a bordo do satélite AQUA (Parkinson, 2003). Ambos os satélites possuem órbita polar em sincronia com o Sol, a 705 km de altitude, e possuem horário de passagem em torno das 10h30min no período da manhã e 13h30min no período da tarde, no caso do TERRA e AQUA, respectivamente. Deste modo, é possível realizar a comparação entre os dados obtidos pelos dois instrumentos em um período temporal de três horas. Kaufman et al., (2000), demonstram que os dados diários fornecidos pelos sensores MODIS nos satélites TERRA e AQUA representam com grande confiabilidade a abundância e propriedades médias dos aerossóis ao longo do dia. Remer et al. [2005] demonstram que o desvio padrão médio dos dados de AOD obtidos pelo sensor MODIS em continentes varia entre  $\Delta\tau = \pm 0,05 \pm 0,15\tau$ . Os dados fornecidos pelo sensor MODIS instalado no satélite TERRA foram empregados para a confecção dos mapas de mesoescala da distribuição e propriedades ópticas dos aerossóis em razão da possibilidade de obtenção de uma base temporal de 10 anos. Os dados do sensor MODIS na plataforma AQUA foram empregados como ferramentas de validação. A Figura 5.4 apresenta os valores médios da espessura óptica de aerossóis medida em 550 nm pelo sensor MODIS/TERRA no período compreendido entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

É possível observar uma média elevada da concentração de aerossóis nas regiões centro-oeste e amazônica. Nestas áreas, as queimadas que ocorrem com maior frequência no período de seca (agosto-novembro) acabam por elevar a média anual do valor de AOD. Nestas regiões que apresentam eventos sazonais de elevação da concentração da quantidade de aerossóis a variação do valor de AOD ao longo do ano é elevada. Para demonstrar a variabilidade do valor de AOD médio mensal ao longo do ano, na grade de mesoescala, é apresentado na Figuras 5.5 a distribuição da espessura óptica de aerossóis no território brasileiro durante ano de 2007. Estes valores foram obtidos através do instrumento MODIS a bordo do satélite AQUA e representam as médias mensais.

É nítido o aumento dos valores de AOD durante a fase de queimadas nas regiões norte e centro-oeste. Este material particulado em suspensão na atmosfera é transportado até regiões distantes dos focos de queimadas. O aumento na concentração de partículas de aerossóis na atmosfera acarreta uma redução significativa da radiação solar direta e aumenta a parcela difusa, principalmente na região visível e ultravioleta do espectro.

Comparando-se os valores médios diários para a espessura ótica de aerossol (canal 550 nm) na escala de mesoescala derivada das observações dos sensores MODIS-TERRA e MODIS-AQUA ao longo do mês de setembro 2007, é possível observar uma concordância elevada entre os resultados, como ilustra a Figura 5.6. Estes resultados similares de AOD obtidos em horários distintos (10h30m e 13h30m), indicam que o material particulado originado pelas queimadas, possuem um elevado tempo de permanência na atmosfera.

A Figura 5.7 apresenta o valor médio ao longo do período decenal (2002 - 2011) para

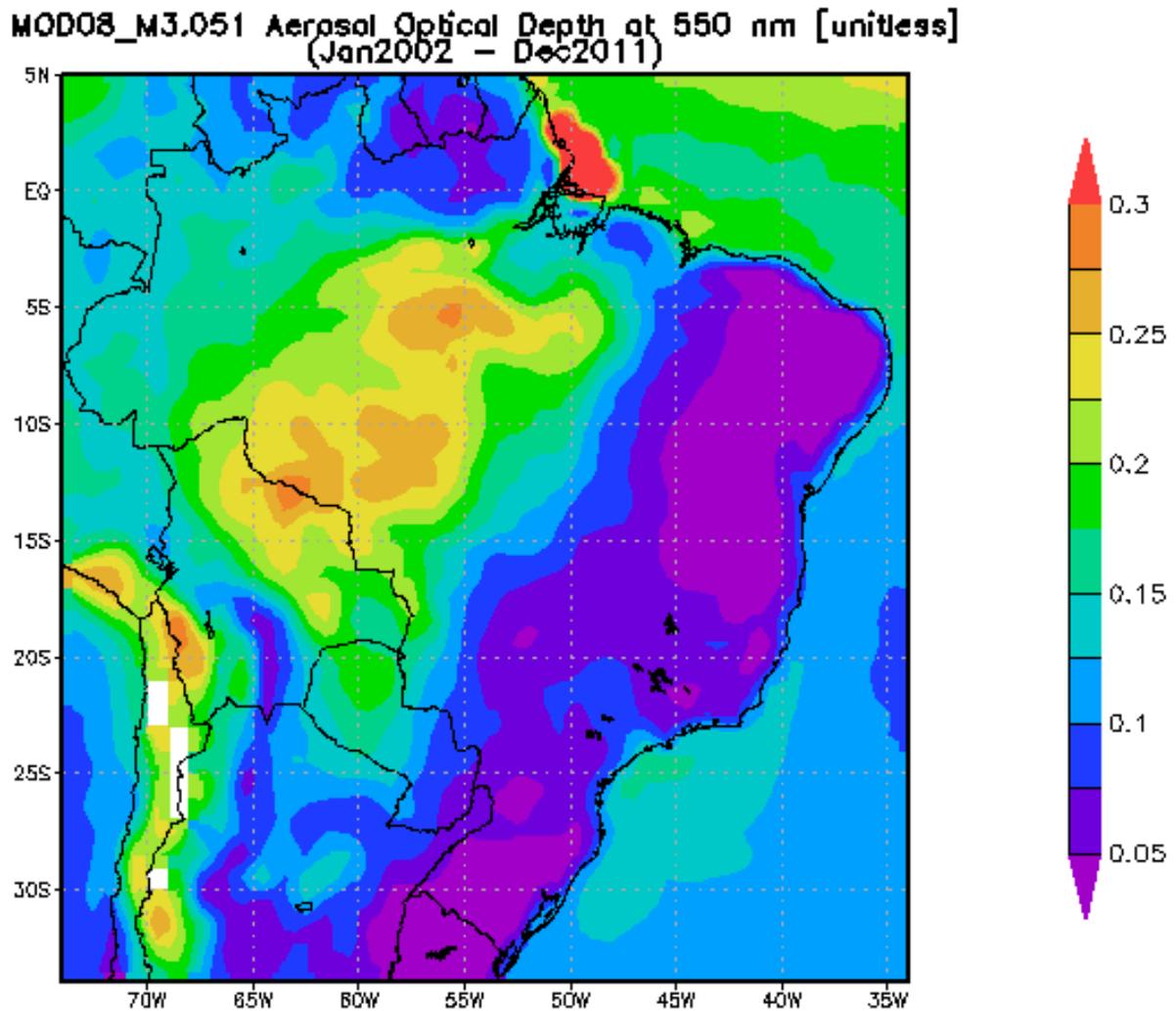


Figura 5.4: Concentração média de aerossóis medida pelo sensor MODIS a bordo do satélite TERRA entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

expoente de Ångström sobre a região analisada, calculado entre os comprimentos de onda de 470 e 660 nm. Essa variável indica a dependência espectral da profundidade óptica de aerossóis e é importante para a correta estimativa da distribuição espectral da radiação solar na superfície terrestre.

Quanto mais elevado for o valor do expoente de Ångström, maior a dependência espectral, ou seja, maior a variação da profundidade óptica com o comprimento de onda. O expoente de Ångström está relacionado ao tamanho médio das partículas de aerossol na coluna atmosférica, uma vez que partículas menores apresentam maior dependência espectral que partículas maiores. Por outro lado, a origem das partículas de aerossol é fator determinante no seu tamanho médio. Partículas originadas em processos químicos, fotoquímicos ou de combustão são em geral menores que as de origem mecânica como as formadas pela ação do vento na produção de poeira do solo ou aerossol marinho. Assim o expoente de Ångström é também frequentemente utilizado como indicativo de regiões onde predominam aerossóis de tipos diferentes, originados de processos diversos. Na Figura 5.7 há regiões de valores elevados de profundidade óptica (médias anuais superiores a 0,2), como

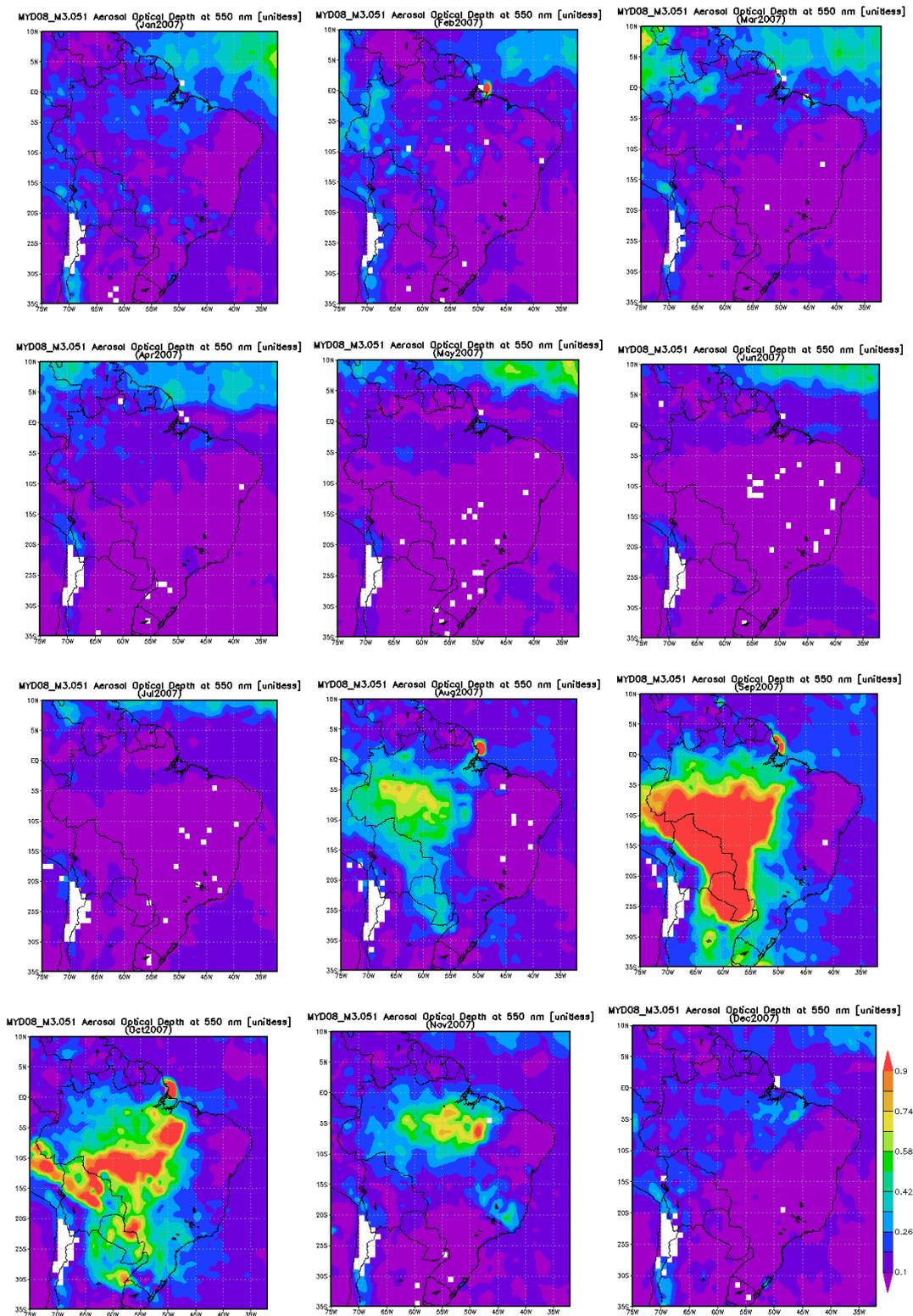


Figura 5.5: Média mensal do valor de AOD em 500 nm no ano de 2007 obtida pelo sensor MODIS a bordo do satélite AQUA.

próximas à Cordilheira dos Andes, às quais correspondem valores baixos do expoente de Ångström, indicando dependência espectral baixa e partículas de dimensões elevadas. Normalmente, o material particulado desta região provém de tempestades de areia e cinzas vulcânicas. Em decorrência das pa-

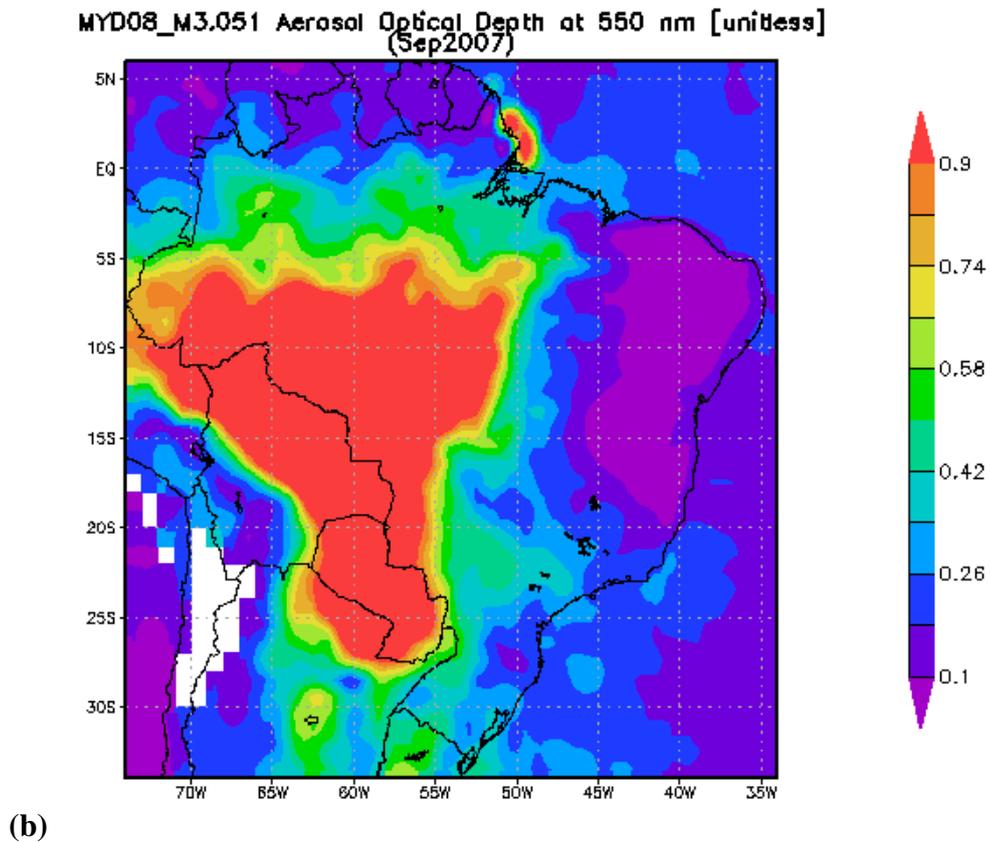
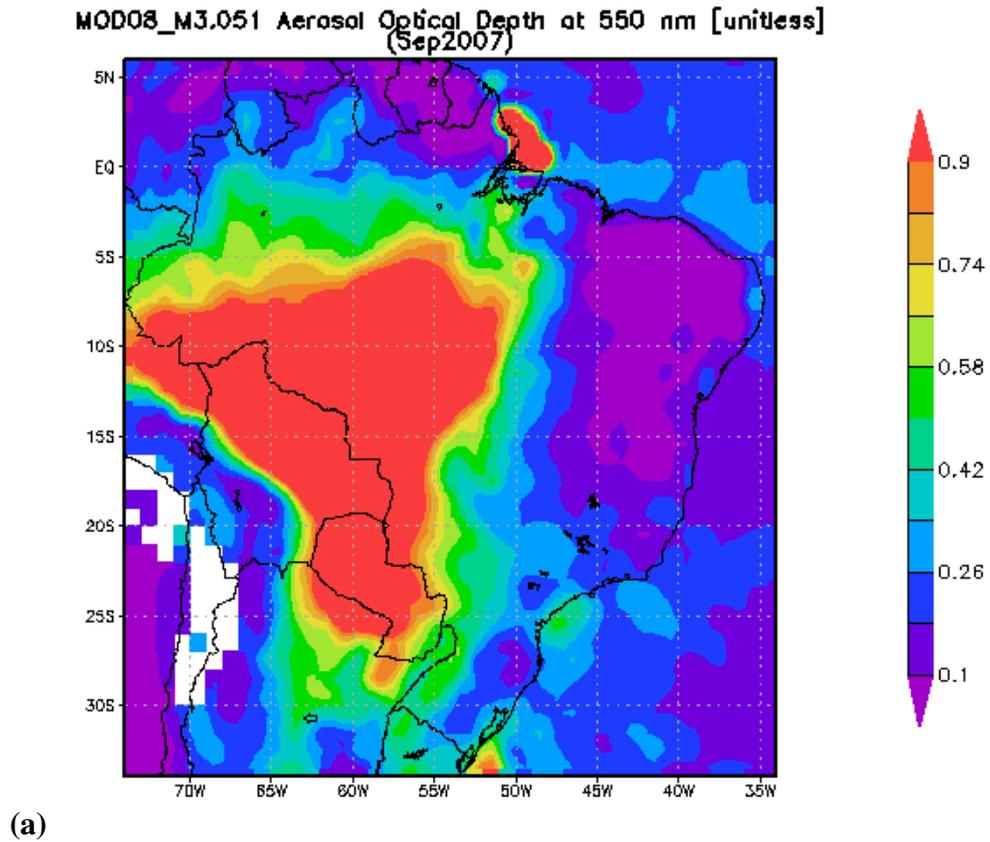


Figura 5.6: Valores médios diários para a espessura ótica de aerossóis ao longo do mês de setembro de 2007 obtidos pelos sensores MODIS-TERRA (a) e MODIS-AQUA (b).

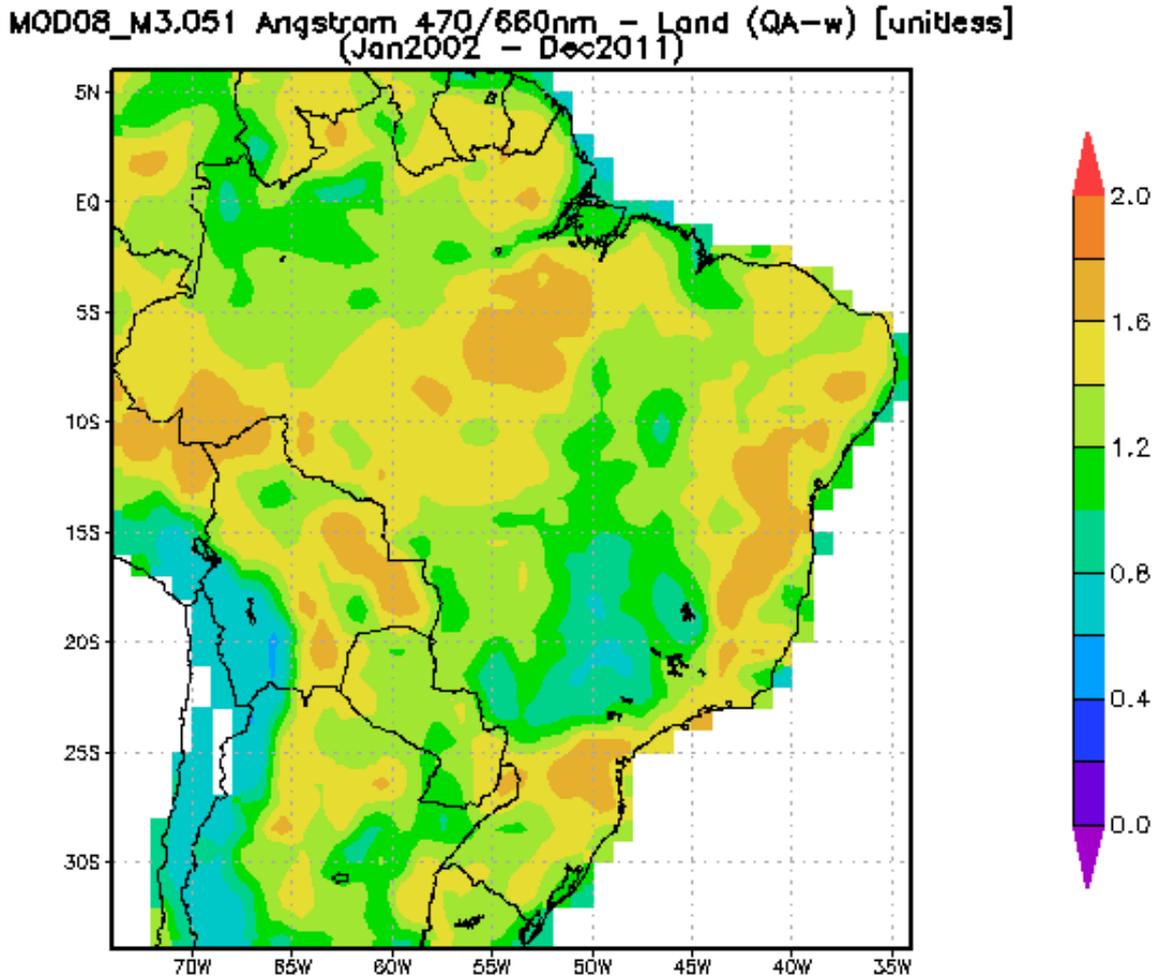


Figura 5.7: Valor médio do expoente de Ångström obtido através do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

rametrizações empregadas no modelo de aerossóis para a América do Sul e das aproximações gerais do algoritmo de análise dos dados do sensor MODIS, os resultados para as estimativas do expoente de Ångström são extremamente confiáveis para baixos valores de profundidade óptica e foram validados por resultados experimentais em campo (Remer et al., 2005), mas são pouco realísticos em condições de elevada carga atmosférica de aerossóis. Desta forma, sobre continentes não é adequado utilizar as estimativas para o expoente de Ångström em regiões com profundidade óptica em 550 nm acima de aproximadamente 1,0.

### 5.1.2 Vapor de água

O vapor de água presente na atmosfera é um forte absorvedor da radiação solar. Este constituinte atmosférico também desempenha um importante papel no ciclo de vida das nuvens e na precipitação. Diferentemente dos demais gases (por exemplo,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$ ), o vapor de água pode apresentar uma variação de várias ordens de magnitude em relação a sua distribuição vertical e

alterar substancialmente sua concentração em um curto espaço de tempo. A evaporação dos oceanos, rios e lagos, juntamente com a transpiração da vegetação em grandes florestas, são fontes de vapor de água para a atmosfera. Devido a isto, a concentração na atmosfera deste gás em regiões marítimas e nas florestas tropicais pode ficar próxima de 3%. Por outro lado, nos grandes desertos e em grandes altitudes, a quantidade de vapor de água pode ser tão baixa a ponto de ser imensurável a sua concentração.

A Figura 5.8 apresenta os valores médios para o vapor de água na grade de mesoescala adquiridos pelo sensor MODIS-TERRA durante o período de janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

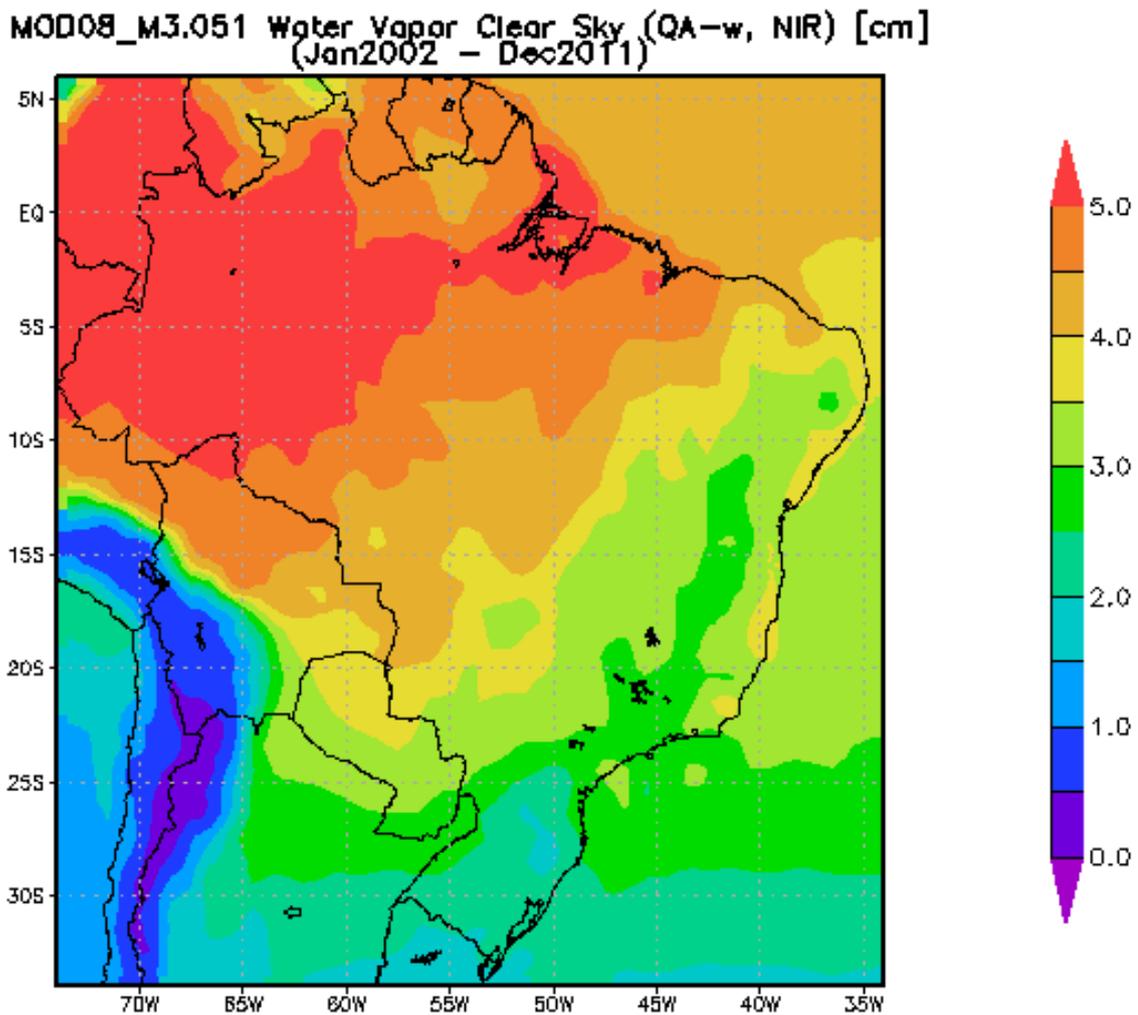


Figura 5.8: Valor médio da quantidade de vapor de água na atmosfera obtido através do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

É possível observar uma média decenal próxima de 5 cm para a coluna de água precipitável em grande parte da região norte do Brasil. Na região norte, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e suas interações com outros sistemas contribuem para este elevado valor de vapor de água. Observa-se também na Figura 5.8 que somente uma pequena área da região sul apresenta valor de coluna de água precipitável similar ao empregado para a caracterização do espectro padrão proposto

pela norma ASTM G-173-03 e IEC 60904-3 cujo valor é de 1,42 cm. Nas demais regiões do país, a média do valor de água precipitável é superior à utilizada na confecção do espectro padrão.

A quantidade de vapor de água é calculada a partir da massa de vapor de água total presente em um coluna de área unitária desde a superfície até o topo da atmosfera terrestre, pela seguinte expressão:

$$w = \int_0^{\infty} \rho_w dz \quad (5.3)$$

onde  $\rho_w$  é a massa específica de vapor de água ( $kg.cm^{-3}$ ) e  $z$  representa a distância na direção vertical ( $cm$ ). Assim,  $w$  é expresso em unidades de massa por unidade de área, ou seja,  $g.cm^{-2}$ . Define-se também a partir da Equação 5.3 o termo *água precipitável*, que representa a espessura de água líquida, que seria formada caso todo o vapor de água, na direção do zênite, fosse condensado na coluna de área unitária.

### 5.1.3 Ozônio

O ozônio ( $O_3$ ) apresenta uma fraca absorção na região visível do espectro, no entanto, na região do ultravioleta e em determinadas bandas do infravermelho, a atenuação da radiação solar ao atravessar a atmosfera terrestre em razão da concentração deste gás é severa. Estima-se que o ozônio esteja presente na atmosfera do nosso planeta desde cerca de 1,5 bilhões de anos atrás, sendo provável que há 500 milhões de anos já houvesse ozônio em quantidade suficiente na atmosfera para blindar a radiação UV de forma eficaz, permitindo que a vida pudesse se expandir na superfície terrestre. A Terra é o único planeta conhecido onde se encontra o ozônio. No início do século 20 foi verificado experimentalmente a existência do ozônio na região estratosférica, sendo que na década de 30 deu-se início à investigação atmosférica desse gás a partir de instrumentação em solo e sondagens com balões que podiam atingir algumas dezenas de quilômetros. Entretanto, durante a corrida espacial, iniciada nos anos 50, houve um grande avanço no estudo deste constituinte atmosférico, principalmente nas camadas mais elevadas da atmosfera do nosso planeta, através de foguetes e satélites artificiais. Aproximadamente 90% do conteúdo total de ozônio encontra-se na estratosfera, formando a camada de ozônio e a máxima concentração ocorre a 25 km de altitude. Observa-se um pico de concentração entre 25 a 27 km de altitude nas regiões tropicais na primavera. Nos pólos esse máximo localiza-se em torno de 18 km de altitude. Em relação às distribuições sazonais, as variações podem ser desprezadas nas regiões tropicais, local onde a intensidade de radiação solar pode ser considerada constante ao longo de todo o ano. Nas altas latitudes o máximo de concentração se estabelece no fim do inverno, ou no início da primavera, e o mínimo verifica-se no outono.

A Figura 5.9 mostra os valores médios para a concentração de ozônio entre o período de janeiro de 2003 e dezembro de 2011. Estes dados foram obtidos pelo uso do sensor AIRS a bordo no satélite AQUA. Novamente é observado que o valor adotado para as especificações do espectro padrão para a concentração de ozônio (343,8 UD) não é representativo para as condições médias no território brasileiro.

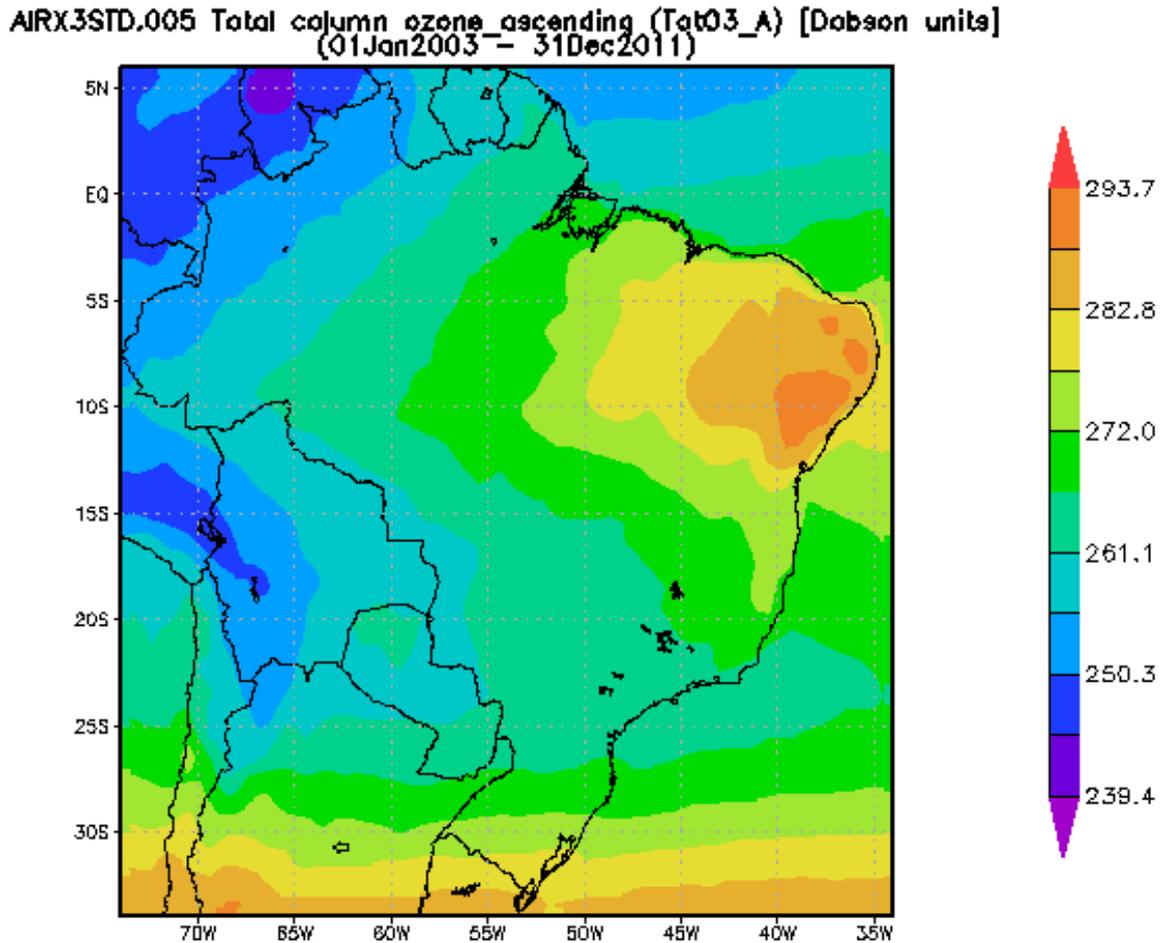


Figura 5.9: Valor médio da quantidade de ozônio na atmosfera obtido pelo sensor AIRS a bordo do satélite AQUA entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011.

Tipicamente, o conteúdo total de ozônio ( $u_o$ ) integrado em uma coluna atmosférica de base unitária é expresso em Unidades Dobson (UD) e descrito por:

$$u_o = \int_0^{\infty} \rho_{O_3} dz \quad (5.4)$$

onde  $\rho_{O_3}$  é a massa específica de ozônio e  $z$  é o caminho de integração na direção vertical.

Um UD é a espessura, medida em unidades de centésimos de centímetro, que a coluna de ozônio poderia ocupar, na temperatura e pressão padrão (273 K e 1 atm). Desse modo, 1 UD =  $10^{-3} \text{ atm} \cdot \text{cm}$ . Ressalta-se que sobre a Terra a coluna média de ozônio assume valores entre 290 e 310 UD. Analisando-se a quantidade irrisória de ozônio existente na atmosfera terrestre, tem-se que, se todo o ozônio presente fosse compactado próximo à superfície terrestre, na pressão e temperatura padrões, seria possível obter apenas uma fina camada de aproximadamente 3 mm de espessura. É esta pequena quantidade que desempenha a função de absorver a radiação solar ultravioleta e viabilizar a existência da vida na Terra.

### 5.1.4 Dióxido de Carbono

O dióxido de carbono ( $CO_2$ ) presente na atmosfera altera a distribuição da radiação solar na faixa do infravermelho, atuando em comprimentos de ondas acima de 1000 nm. No padrão espectral proposto pela norma ASTM G-173, é adotado uma concentração volumétrica de 370 ppmv (partes por milhão por volume). O dióxido de carbono não varia de modo apreciável com a altitude e possui uma pequena variação em função da localidade e estação do ano. A quantidade de ( $CO_2$ ) na atmosfera apresenta há vários anos uma taxa de crescimento média anual da ordem de 2 ppmv. A Figura 5.10 apresenta os valores médios para a concentração de ( $CO_2$ ) entre o período de janeiro de 2005 e dezembro de 2010 obtido pela análise dos dados do sondador AIRS a bordo do satélite AQUA.

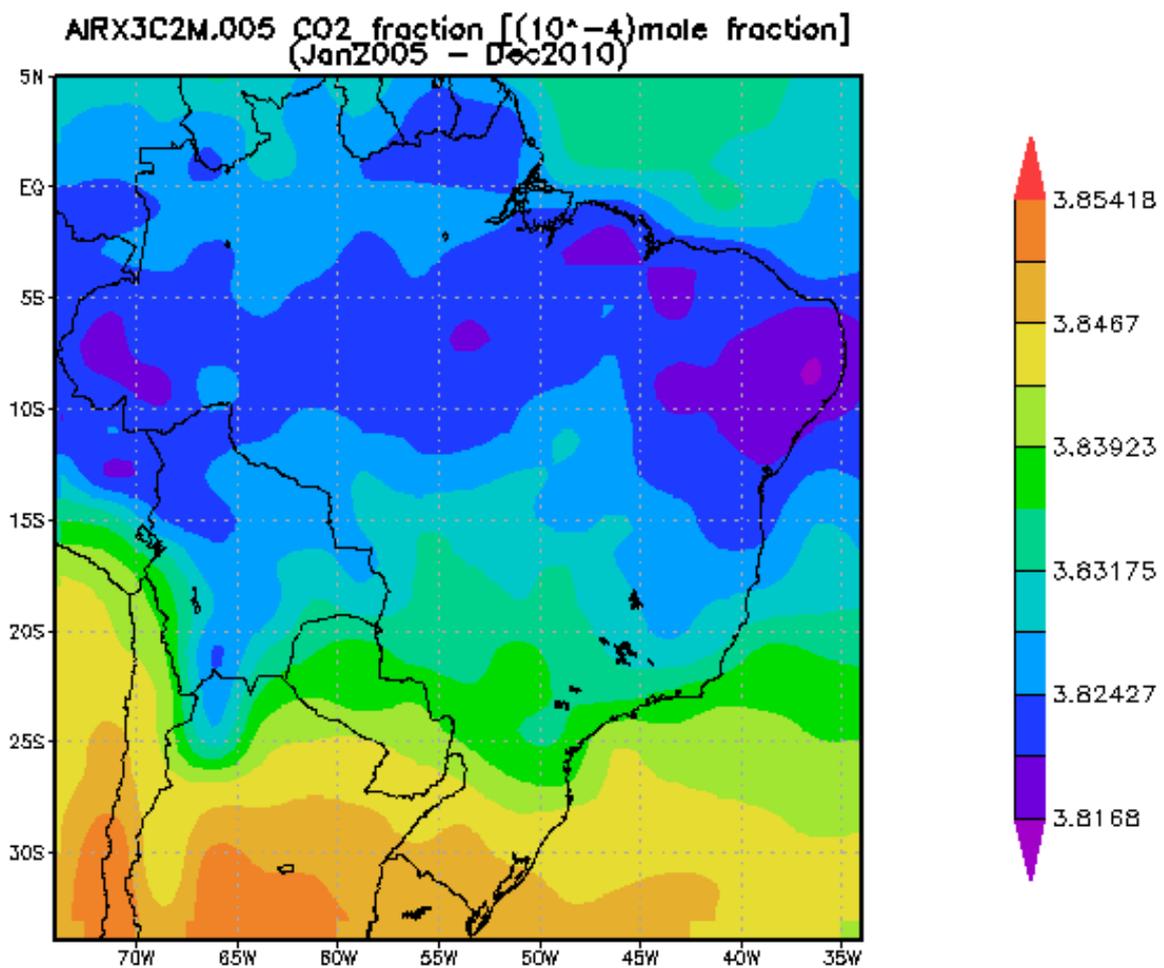


Figura 5.10: Média para a concentração de  $CO_2$  entre o período de janeiro de 2005 - dezembro 2010 obtida pelo sensor AIRS - AQUA.

Observa-se pela Figura 5.10 que os valores médios no território brasileiro estão acima do estipulado pela norma ASTM G-173. A Figura 5.10 também revela que a região sul apresenta valores superiores de concentração de  $CO_2$  em relação aos estados do norte do país.

## 5.2 Análise de Escala Local

Tendo como base os resultados obtidos na análise de mesoescala para as concentrações dos principais constituintes atmosféricos que alteram a distribuição espectral da radiação solar na superfície terrestre, foram escolhidas quatro localidades com diferentes características climáticas para a realização da análise denominada de escala local. A Figura 5.11 apresenta a localização geográfica das cidades escolhidas: Porto Alegre, RS (latitude  $-30,0^\circ$  e longitude  $51,2^\circ$ ); Petrolina, PE (latitude  $-9,4^\circ$  e longitude  $40,5^\circ$ ); Alta Floresta, MT (latitude  $-9,9^\circ$  e longitude  $56,1^\circ$ ) e Manaus, AM (latitude  $-3,1^\circ$  e longitude  $60,01^\circ$ ). Na análise de escala local, os dados obtidos pelas plataformas espaciais são comparados ou complementados com os resultados obtidos a partir de estações da rede SONDA, AERONET, SolRad-Net e medidas por radiossondagens. Após a verificação climatológica dos parâmetros atmosféricos que modulam a radiação espectral solar é proposta uma distribuição espectral característica para cada uma destas cidades analisadas.



Figura 5.11: Mapa onde são mostradas as quatro cidades escolhidas para análise de escala local.

### 5.2.1 Porto Alegre

Porto Alegre possui um clima classificado como subtropical úmido (Cfa, segundo a escala de Köppen), tendo como característica marcante a grande variabilidade térmica ao longo do ano. A

presença da grande massa de água do lago Guaíba contribui para elevar as taxas de umidade atmosférica e modificar as condições climáticas locais, com a formação de microclimas. As chuvas são bem distribuídas, com a média anual permanecendo em torno de 1300 mm. O mês mais chuvoso é setembro, com média de 132 mm, e o mais seco é novembro, com 79 mm. Janeiro e fevereiro têm a temperatura média mais alta do ano, chegando a 31°C, e junho e julho a mais baixa, com 9°C. A umidade relativa do ar média é de 76%.

A Figura 5.12 apresenta a variação temporal para os valores médios mensais da espessura óptica de aerossóis e a distribuição mensal do valor de AOD com o respectivo desvio padrão médio para a cidade de Porto Alegre entre o período de janeiro de 2002 e dezembro de 2011. Estes dados foram medidos através do sensor MODIS-TERRA.

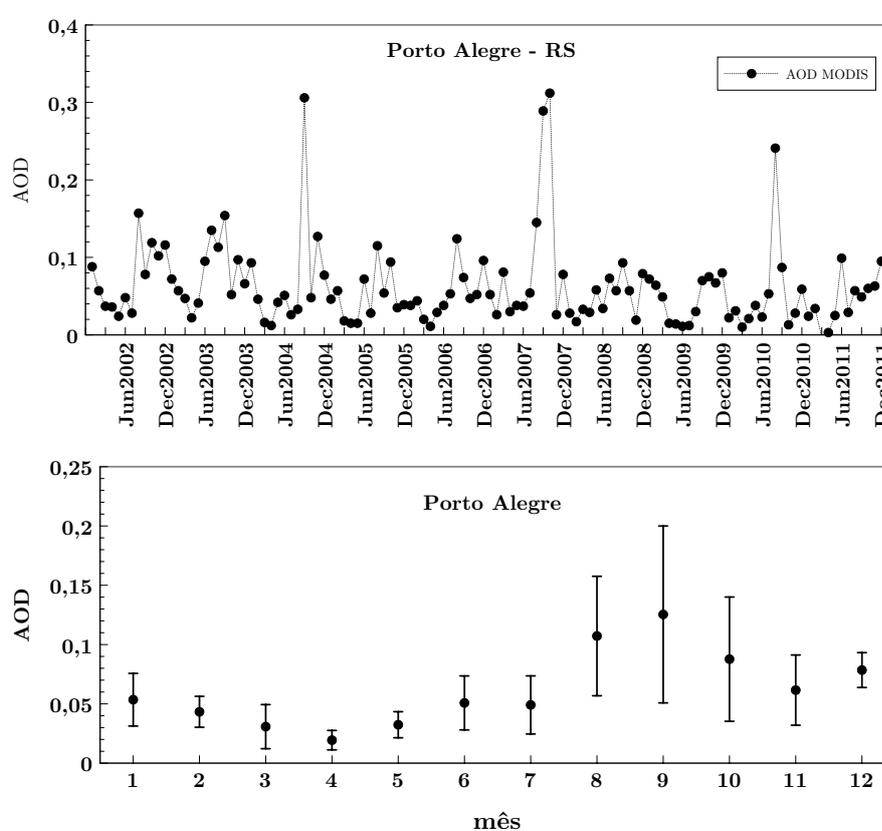


Figura 5.12: Série temporal para os valores médios mensais da espessura óptica de aerossóis e valores médios com respectivos desvios padrão médio mensal na cidade de Porto Alegre entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

Na Figura 5.12 pode-se observar que os valores médios de AOD (550 nm) em Porto Alegre situam-se abaixo de 0,13, no entanto, em eventos isolados, o valor médio diário para o AOD pode ser maior que 1. Isto ocorre principalmente durante os meses de agosto-setembro (época de maior intensidade das queimadas no centro-oeste e norte do país) quando a cidade recebe parte do material particulado que é transportado até o sul do Brasil. A Figura 5.13 mostra uma camada espessa de material particulado com origem nas queimadas do centro-oeste/norte sobre a cidade de Porto Alegre durante o mês de agosto de 2010.



Figura 5.13: Espessa camada de aerossóis originados nas queimadas do centro-oeste e norte do país sobre a cidade de Porto Alegre no dia 22 de agosto de 2010.

O gráfico da Figura 5.14 apresenta os valores médios mensais para o expoente de Ångström entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. Através dos valores mostrados na Figura 5.14, constata-se que a maior parte dos aerossóis presentes na cidade de Porto Alegre é composta por uma população de partículas com raio efetivo da ordem de 1,4, ou seja, material particulado de pequena dimensão.

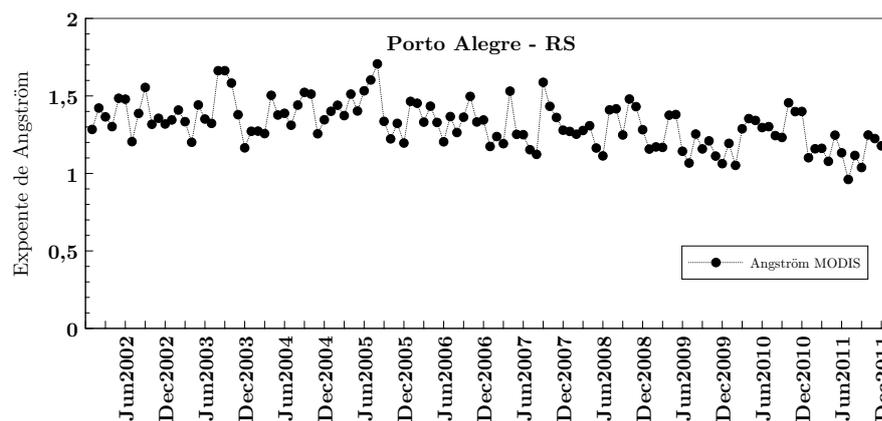


Figura 5.14: Série temporal para os valores médios mensais do expoente de Angström na cidade de Porto Alegre entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

A série temporal e a distribuição mensal para os valores médios de vapor de água na cidade de Porto Alegre são vistas nas Figuras 5.15. É possível observar um perfil de distribuição anual que se repete no intervalo de aquisição dos dados (janeiro de 2002 até dezembro de 2011).

Nos meses de junho-julho é observado um valor de vapor de água que se aproxima do estipulado pela norma ASTM G-173 (1,42 cm), mas nos demais meses, o valor médio é superior ao da norma americana. A Figura 5.16 mostra a variação da quantidade de água precipitável entre o mês de julho de 2009 em Porto Alegre através de dados obtidos por radiossondagem. Observa-se que Porto Alegre apresenta uma grande variação dos valores de concentração de água precipitável com valores similares ao encontrado em regiões desérticas e na região amazônica em um pequeno intervalo temporal.

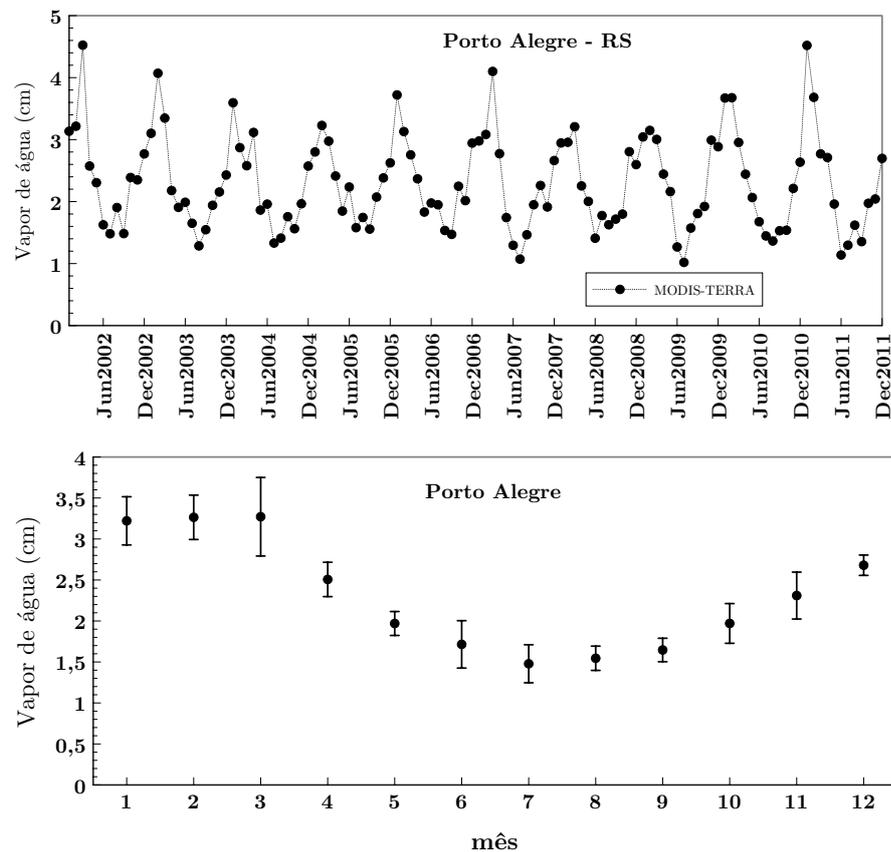


Figura 5.15: Série temporal para os valores médios mensais do vapor de água e os valores médios mensais com respectivos desvios padrão médio na cidade de Porto Alegre entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

A concentração de ozônio em Porto Alegre foi obtida através do sensor AIRS a bordo do satélite AQUA. A Figura 5.17 mostra a série temporal para as médias mensais da coluna de ozônio entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011.

A Figura 5.18 apresenta uma medida espectral da componente direta da irradiância solar obtida pelo espectrorradiômetro modelo EPP-2000 da empresa APOGEE entre 350 e 1000 nm no dia 22 de janeiro de 2009 às 13h43m (hora local) no Laboratório de Energia Solar da UFRGS em Porto Alegre, RS. A Linha contínua mostra a irradiância espectral estimada pelo código SMARTS2 através dos parâmetros atmosféricos obtidos pelo sensor MODIS para este dia específico. Nota-se uma boa correlação para quase toda a extensão espectral entre os dados medidos e os previstos pelo modelo de transferência radiativa. Nos limites extremos da faixa de cobertura do espectrorradiômetro, observa-se uma maior dispersão entre os dados fornecidos pelo instrumento e os previstos pelo programa,

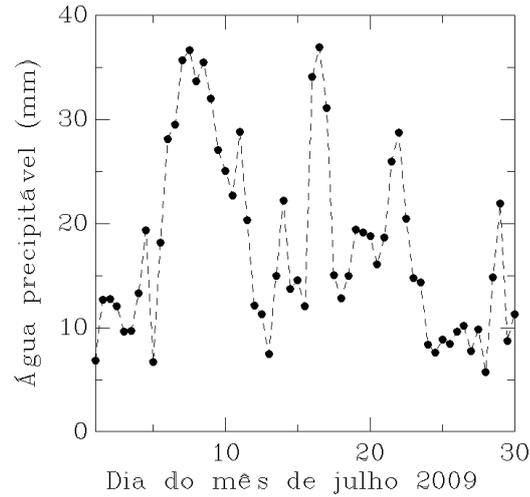


Figura 5.16: Quantidade de água precipitável obtida através de radiossondagem durante o mês de julho de 2009 para a cidade de Porto Alegre.

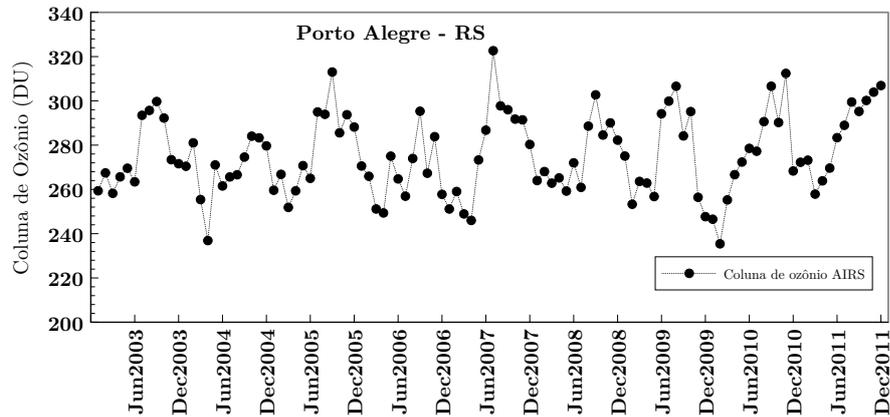


Figura 5.17: Série temporal para a média mensal da coluna de ozônio obtida pelo sensor AIRS-AQUA entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011.

isto ocorre em função da curva típica de sensibilidade do sensor utilizado neste espectrorradiômetro (arranjo de sensores de silício). Ao longo do desenvolvimento desta Tese foram realizadas mais de uma centena de medidas espectrais para verificar a confiabilidade dos dados fornecidos pelo código de transferência radiativa SMARTS2. Estas medidas espectrais obtidas em condições de céu claro mostraram uma elevada concordância com os valores previstos pelo modelo SMARTS2 e dados de entrada obtidos pelas plataformas espaciais (Haag, R. e Krenzinger, A. 2008).

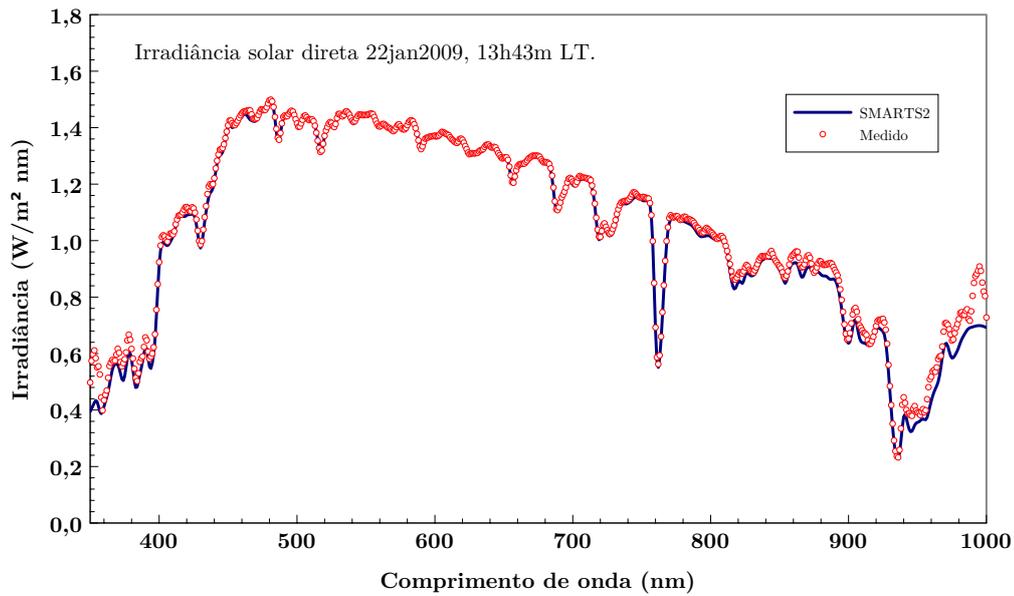


Figura 5.18: Medida espectral da componente direta da radiação solar obtida em 22 de janeiro de 2009 às 13h43m (hora local) no Laboratório de Energia Solar da UFRGS em Porto Alegre através do espectrorradiômetro EPP2000 da APOGEE (pontos vermelhos). A linha azul representa os valores previstos pelo código de transferência radiativa SMARTS2.

## 5.2.2 Petrolina

Petrolina, PE, possui características climáticas tropicais e semiáridas, tipo BshW, segundo a classificação de Köppen, seco e quente, caracterizado pela escassez e irregularidade das precipitações e forte evaporação em consequência das altas temperaturas. Petrolina, encontra-se em uma região que apresenta as mais elevadas taxas de insolação do Brasil com média diária anual próxima de 8 horas/dia.

A Figura 5.19 mostra a série temporal e as médias mensais com os respectivos desvios-padrão para a espessura óptica de aerossóis entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011 obtidas pelo sensor MODIS-TERRA. Nota-se a baixa concentração de material particulado entre maio e agosto. Nos demais meses, o valor médio de AOD é inferior ao adotado pela norma ASTM G-173.

Os valores médios mensais para o expoente de Ångström na cidade de Petrolina entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011 são visualizados na Figura 5.20. A Figura 5.20 mostra que a concentração de partículas de aerossóis em Petrolina é composta por material de pequena dimensão.

A distribuição da quantidade de vapor de água em petrolina e seu perfil mensal médio entre o período decenal de análise estão mostrados na Figura 5.21. Nota-se uma distribuição regular ao longo do ano com baixos valores de desvios-padrão. Para nenhum mês do ano Petrolina apresenta uma média mensal de concentração de vapor de água similar ao previsto na norma ASTM G-173.

Na Figura 5.22 tem-se a série temporal para a concentração de ozônio em Petrolina. Estes valores também foram obtidos através do sensor MODIS-TERRA entre o período decenal de análise.

Utilizando dados de radiação solar global horizontal fornecidos pela estação da rede

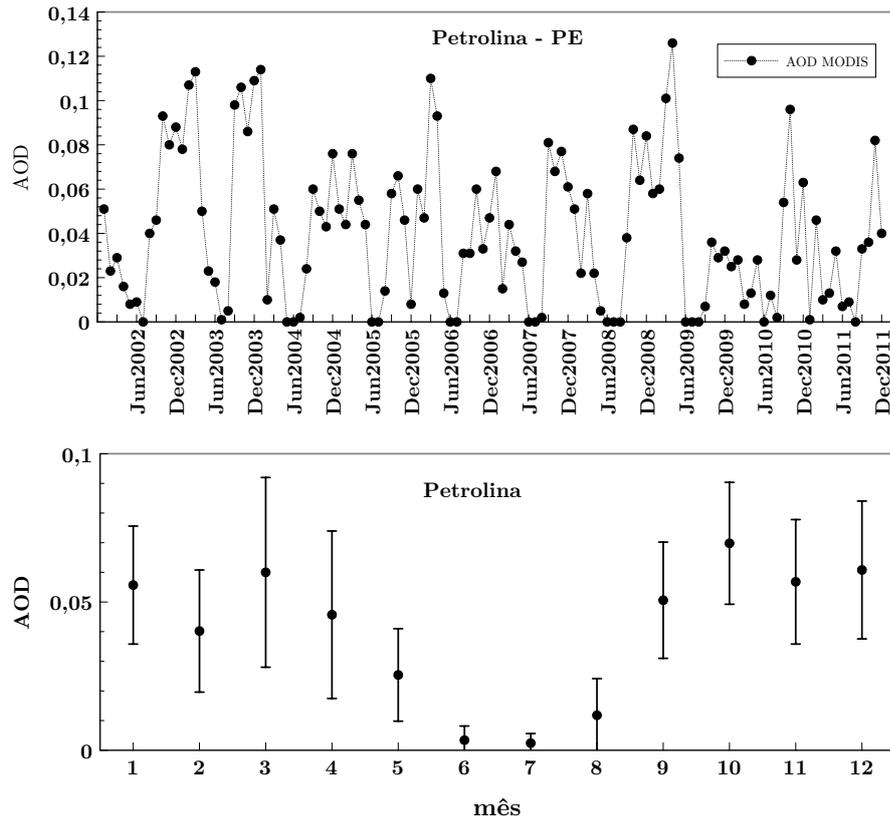


Figura 5.19: Série temporal para os valores médios mensais da espessura óptica de aerossóis e valores médios com respectivos desvios padrão médio mensal na cidade de Petrolina entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

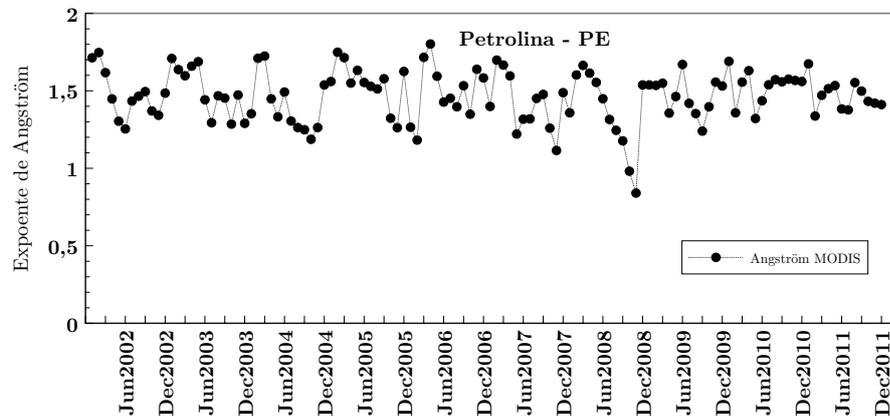


Figura 5.20: Série temporal para os valores médios mensais do expoente de Ångström na cidade de Petrolina entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

SONDA na cidade de Petrolina e informações sobre a concentração de vapor de água e aerossóis por meio de dados do espectrofotômetro da rede AERONET, foram realizadas análises para a validação das estimativas de irradiância global horizontal por meio do programa de transferência radiativa SMARTS2. A Figura 5.23 apresenta o resultado obtido no dia 01 de novembro de 2007. É possível observar a boa concordância entre os valores medidos pela estação da rede SONDA e os estimados

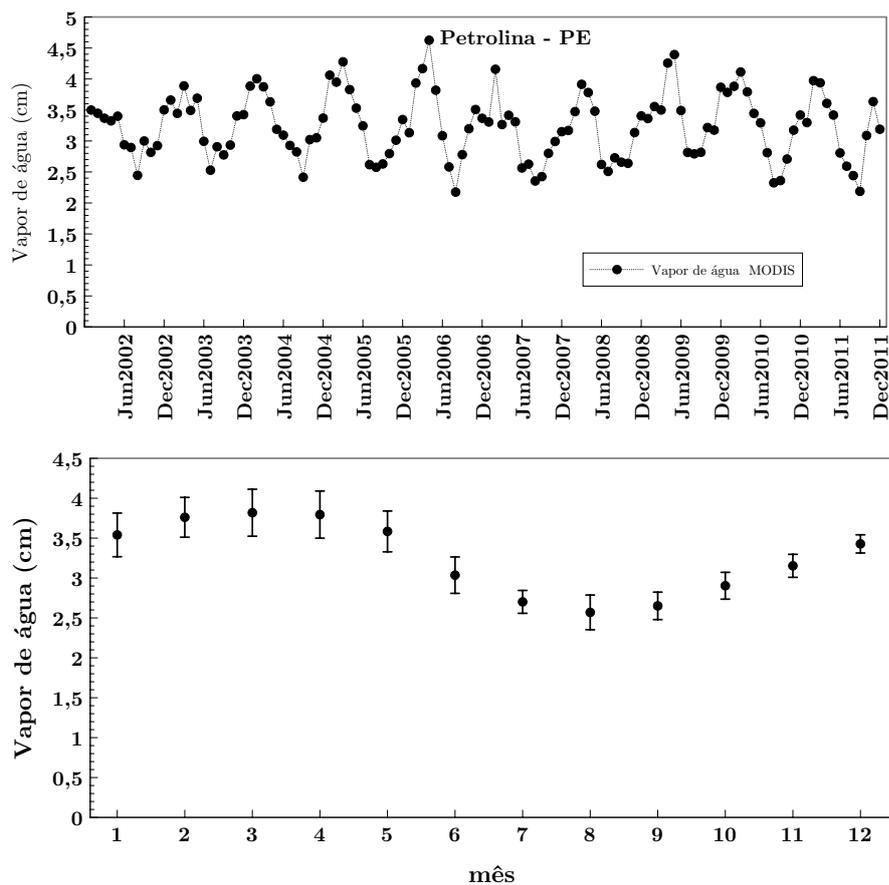


Figura 5.21: Série temporal para os valores médios mensais do vapor de água e os valores médios mensais com respectivos desvios-padrão médio na cidade de Petrolina no período de janeiro de 2002 até dezembro de 2011.

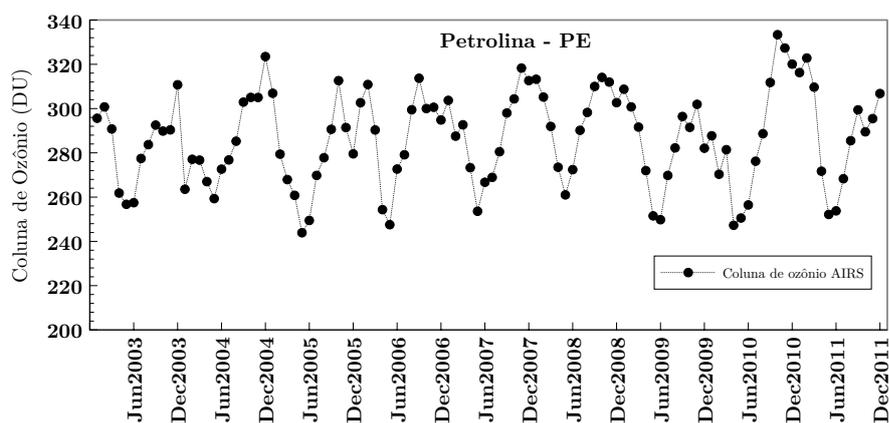


Figura 5.22: Série temporal para a média mensal da coluna de ozônio obtida pelo sensor AIRS-AQUA entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011.

pele código SMARTS2 a partir de dados da rede AERONET.

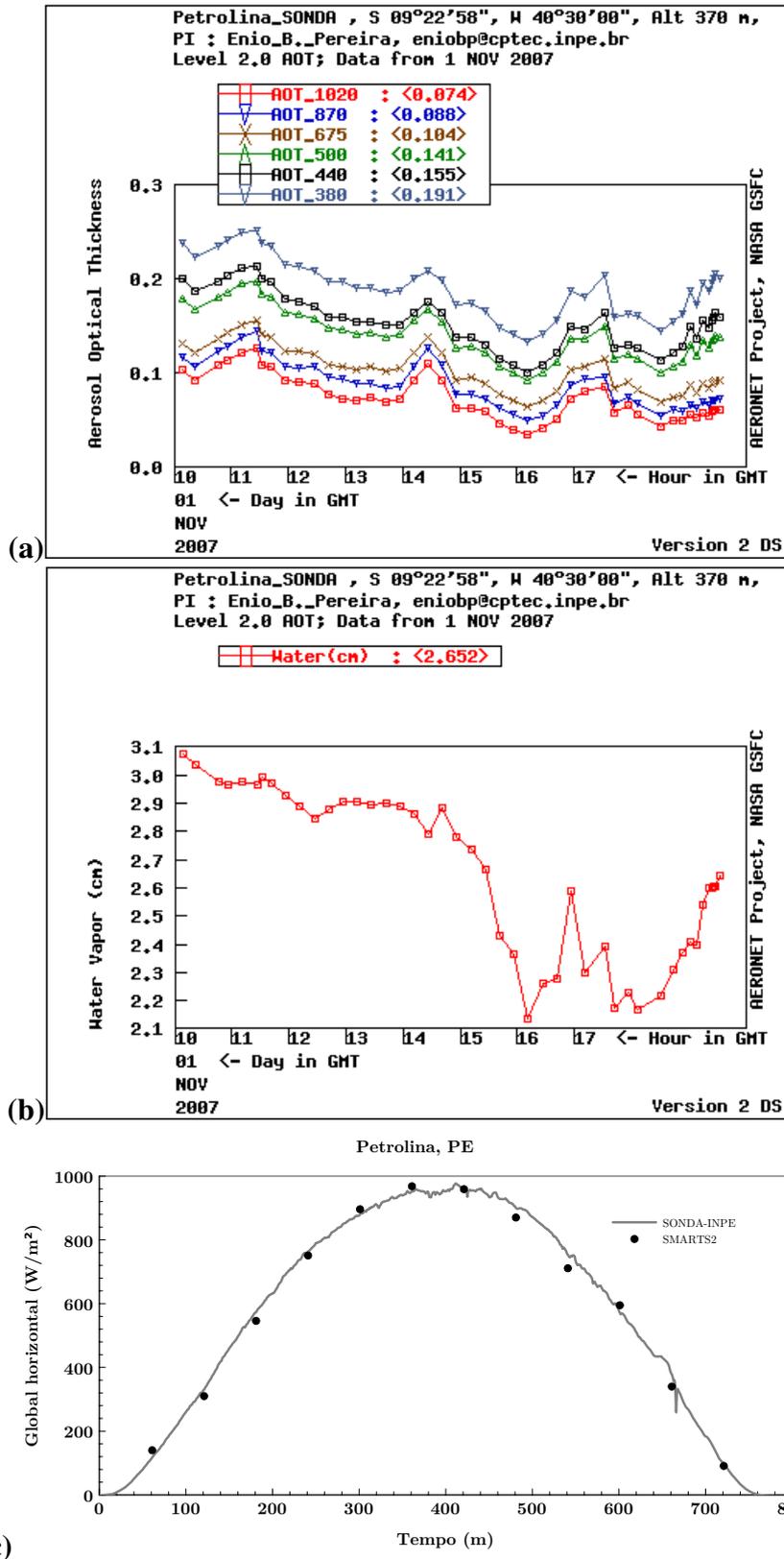


Figura 5.23: (a) Espessura óptica de aerossóis, (b) quantidade de vapor de água assimilados pela estação da rede AERONET e (c) valores de irradiância solar global horizontal no dia 01 de novembro de 2007 entre o nascer e por-do sol medidos pela estação da rede SONDA e os estimados pelo modelos SMARTS2 na cidade de Petrolina. Fonte: AERONET: Enio B. Pereira / Holben. B.

### 5.2.3 Alta Floresta

A cidade de Alta Floresta, MT, situada no norte de Mato Grosso e divisa com o estado do Pará, possui clima tropical chuvoso, com duas estações bem definidas: verão chuvoso e inverno seco. Apresenta temperaturas médias entre 20°C a 38°C, com média anual de 26°C. Com o clima quente e úmido tendo quatro meses secos, sua principal característica são as elevadas temperaturas podendo chegar a 40°C nos dias mais quentes, nos meses chuvosos sua pluviosidade pode atingir médias muito elevadas, algumas vezes superiores a 2750mm. Nos meses de seca, a cidade apresenta valores elevados de material particulado na atmosfera, apresentando em alguns dias AOD superiores a 3.

A Figura 5.24 mostra a série temporal e os valores médios mensais para a espessura óptica de aerossóis em Alta Floresta. Como pode ser visto na Figura 5.24, é acentuado o aumento do valor de AOD durante a época de queima de biomassa.

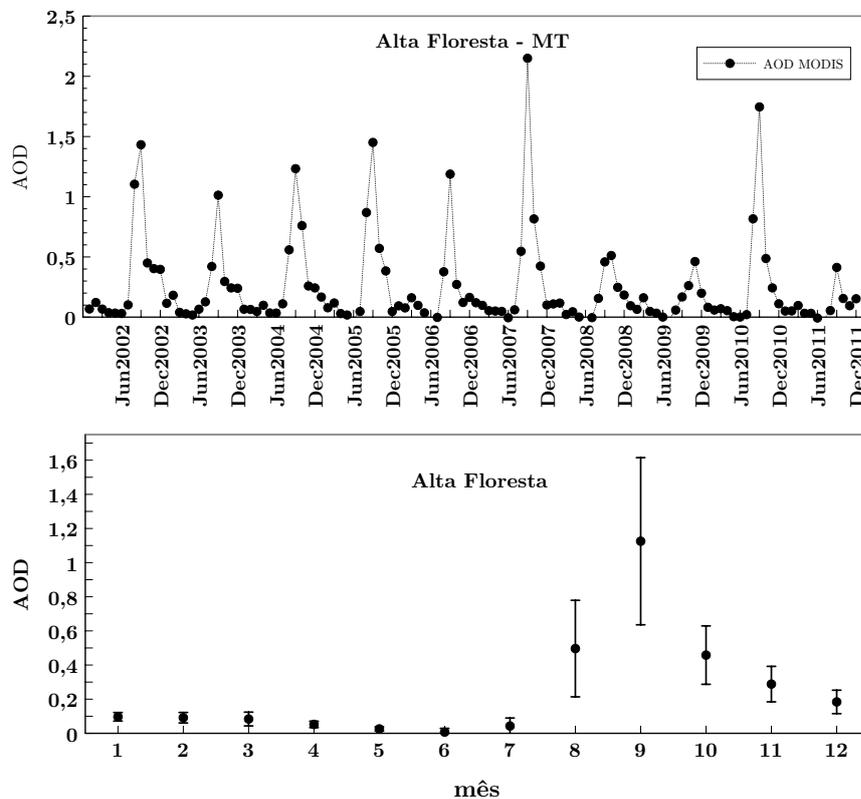


Figura 5.24: Série temporal para os valores médios mensais da espessura óptica de aerossóis e valores médios com respectivos desvios padrão médio mensal na cidade de Alta Floresta entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

A Figura 5.25 apresenta o perfil típico de distribuição para valores médios na base temporal diária entre os meses de abril até dezembro de 2007 para a espessura óptica de aerossóis no comprimento de onda de 675 nm e a quantidade de água precipitável obtida pela estação da rede AERONET na cidade de Alta Floresta.

Os valores de AOD na cidade de Alta Floresta obtidos pelo sensor MODIS foram com-

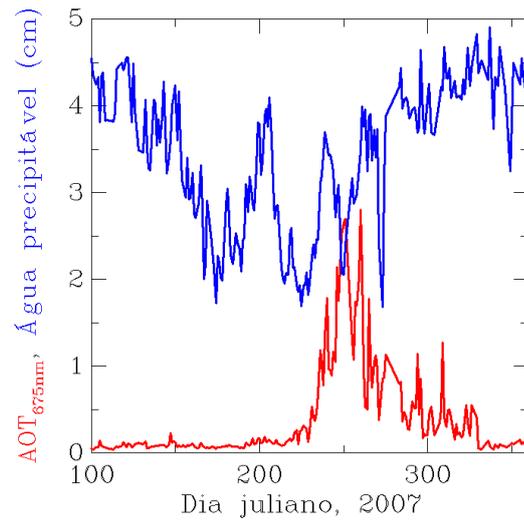


Figura 5.25: Espessura óptica de aerossóis em 675 nm (curva vermelha) e quantidade de água precipitável (curva azul) medida pela estação AERONET em Alta Floresta, MT em 2007.

frontados com os fornecidos pela estação da rede AERONET localizada nesta cidade. A Figura 5.26 mostra o gráfico de dispersão e revela as médias mensais ao longo do período e os desvios-padrão obtidos entre a assimilação decenal dos dados. Foram utilizados dados do algoritmo AERONET de nível 2.0 que passaram por processo de qualificação e eliminação de dados contaminados pela presença de nuvens. Os desvios-padrão para os dados assimilados pelo sensor MODIS e fotômetro AERONET são mostrados pelas barras de erro. A maior dispersão é observada em períodos de valores altos de AOD em função da menor quantidade de dados. O coeficiente de correlação, calculado a partir dos desvios-padrão e covariância entre os dados MODIS e AERONET é mostrado no gráfico.

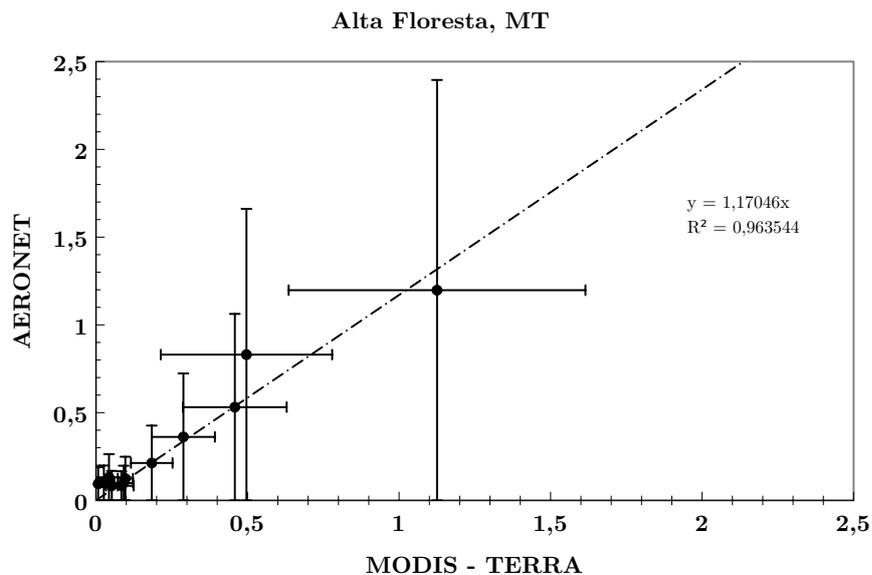


Figura 5.26: Gráfico de dispersão para os valores médios mensais de AOD com seus respectivos desvios-padrão entre janeiro de 2002 e dezembro de 2010 fornecidos pelo sensor MODIS e pelo fotômetro AERONET na cidade de Alta Floresta, MT.

Na Figura 5.27 é apresentada a série temporal para o expoente de Ångström na cidade de Alta Floresta obtida pelo sensor MODIS-TERRA.

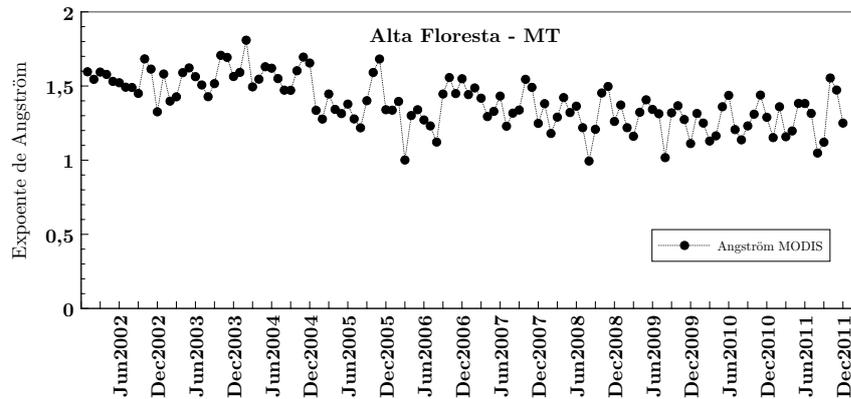


Figura 5.27: Série temporal para os valores médios mensais do expoente de Ångström na cidade de Petrolina entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

O perfil de distribuição do vapor de água em Alta Floresta apresenta uma uniformidade entre o período decenal de análise como pode ser visto na Figura 5.28. Entre novembro e março, os valores médios mensais são próximos de 5 cm. Nota-se um período de menor quantidade de vapor de água entre junho - setembro, com médias próximas a 3,5 cm.

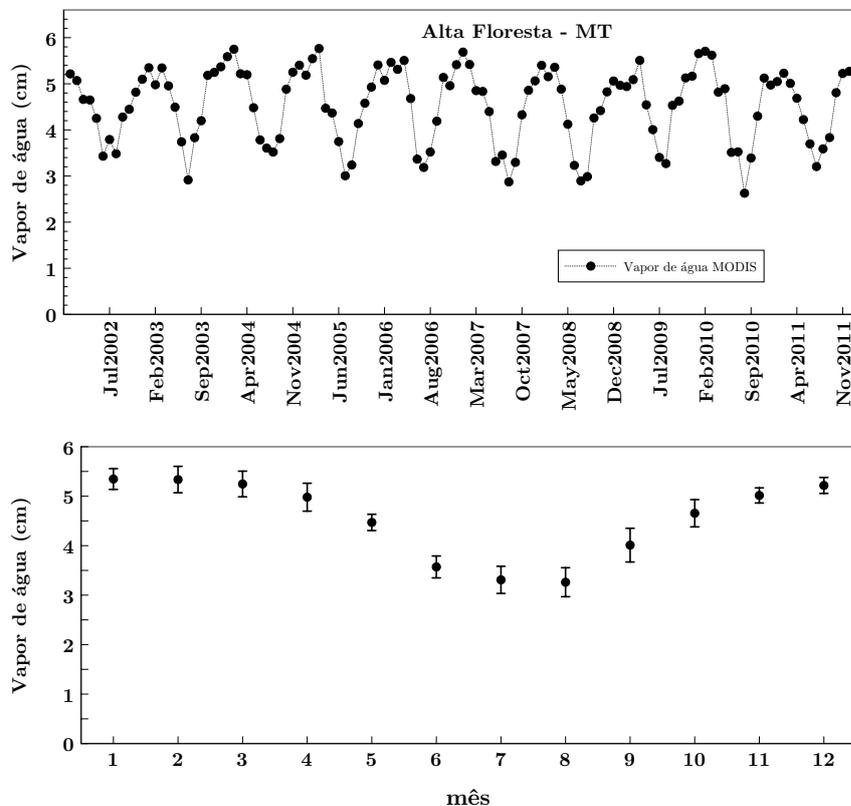


Figura 5.28: Série temporal para os valores médios mensais do vapor de água e os valores médios mensais com respectivos desvios padrão médio na cidade de Alta Floresta entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

Os valores de vapor de água em Alta Floresta também foram comparados com os obtidos em terra pela estação AERONET. A Figura 5.29 mostra o gráfico de dispersão com os valores médios mensais e seus respectivos desvios-padrão para o período de análise.

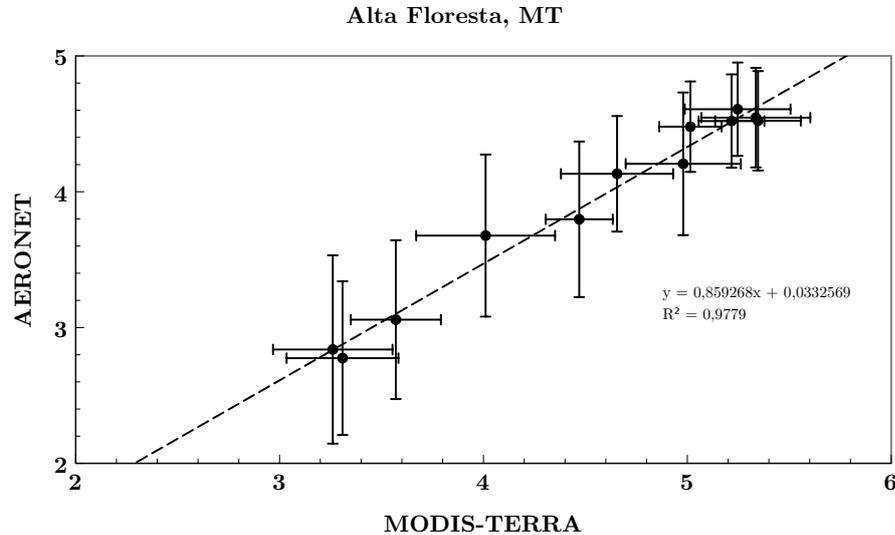


Figura 5.29: Gráfico de dispersão para os valores médios mensais de vapor de água com seus respectivos desvios-padrão entre janeiro de 2002 e dezembro de 2010 fornecidos pelo sensor MODIS e pelo fotômetro AERONET na cidade de Alta Floresta, MT.

Na Figura 5.30 tem-se a série temporal para a concentração de ozônio em Alta Floresta. Estes valores também foram obtidos através do sensor MODIS-TERRA durante o período decenal de análise. No período de análise a concentração de ozônio em Alta Floresta apresentou um valor médio de 270 UD.

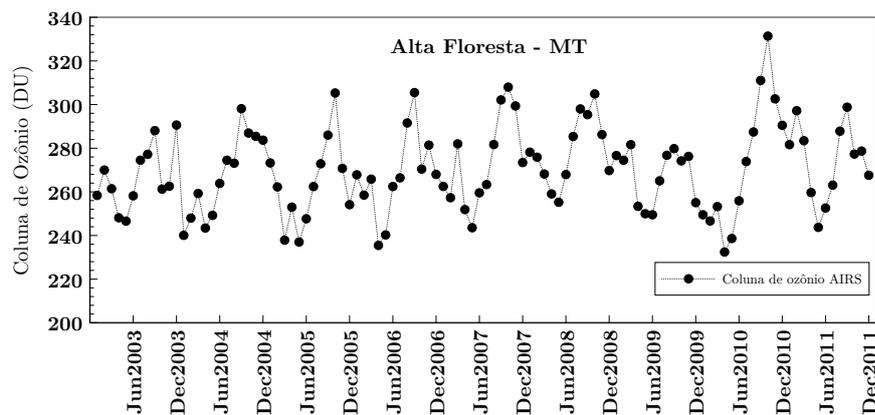


Figura 5.30: Série temporal para a média mensal da coluna de ozônio obtida pelo sensor AIRS-AQUA entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011.

## 5.2.4 Manaus

Manaus, AM, apresenta clima considerado tropical úmido (tipo Af segundo Köppen), com aumento de chuvas no verão e temperatura média anual de 30°C, tendo uma umidade relativa elevada durante o ano, com médias mensais entre 76 e 89%. A precipitação média anual é de 2195 mm, sendo agosto o mês mais seco. Em março, o mês mais chuvoso, a média fica em 310,2 mm. As estações do ano são relativamente bem definidas no que diz respeito à chuva: o inverno é relativamente seco, e o verão chuvoso. Manaus possui entre agosto e dezembro médias mensais de espessura óptica de aerossóis com valores superiores a 2. A Figura 5.31 mostra a série temporal para os valores mensais médios de AOD e a distribuição mensal no decênio 2002 -2011.

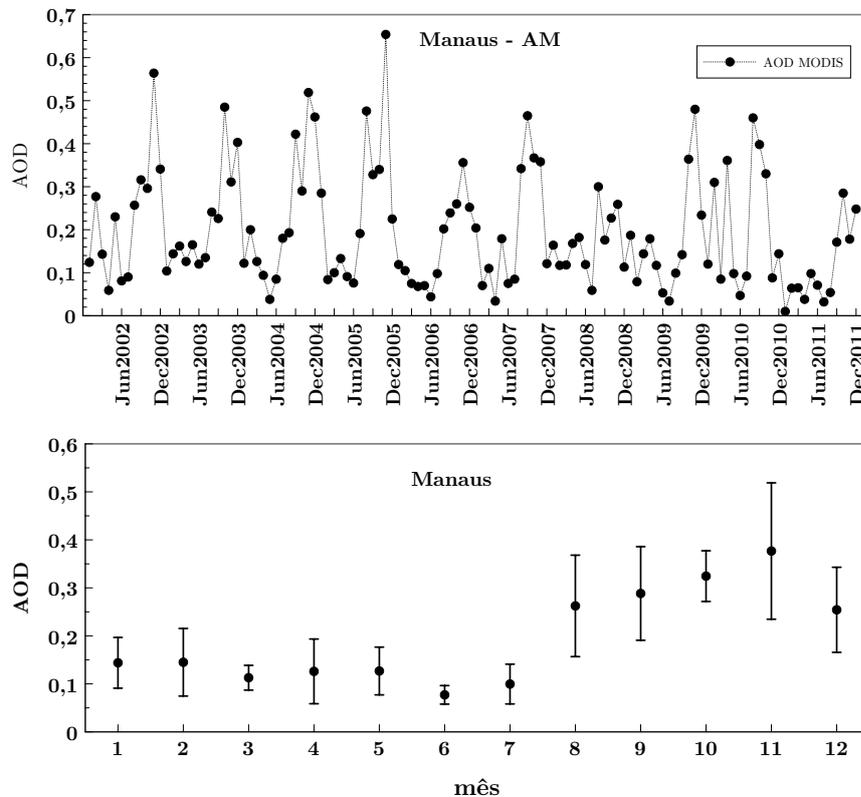


Figura 5.31: Série temporal para os valores médios mensais da espessura óptica de aerossóis e valores médios com respectivos desvios-padrão médio mensal na cidade de Manaus entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

Os valores médios mensais para o expoente de Ångström são mostrados na Figura 5.32. Constata-se uma redução no valor deste parâmetro ao longo do período analisado, ou seja, é possível visualizar um aumento no raio médio do material particulado em suspensão sobre Manaus.

Na Figura 5.33 pode ser observada a série temporal e os valores médios mensais para a concentração de vapor de água em Manaus a partir de dados obtidos pelo sensor MODIS-TERRA.

A validação dos dados de água precipitável obtidos pelos sensores a bordo de satélites foi implementada para a cidade de Manaus, através da análise dos valores da coluna de água precipitável no período entre 2000 e 2010, obtidos por radiossondagem e a partir dos dados de sensoriamento remoto fornecidos pelo instrumento MODIS a bordo do satélite TERRA. A Figura 5.34 mostra as

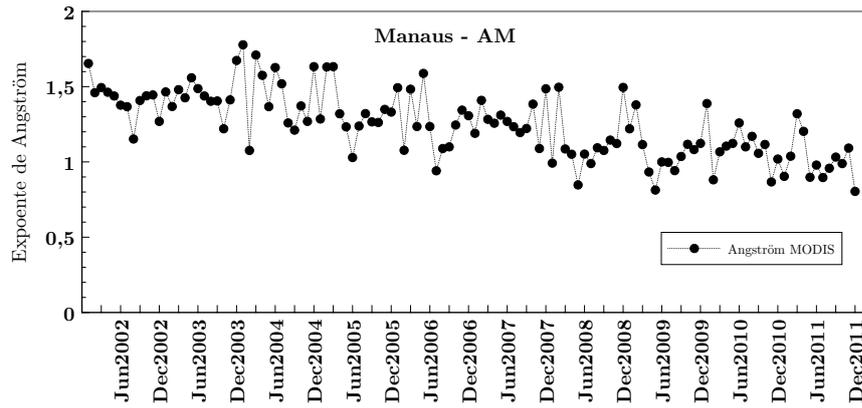


Figura 5.32: Série temporal para os valores médios mensais do expoente de Ångström na cidade de Manaus entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011. Nota-se uma tendência de redução no valor do expoente de Ångström ao longo do período de análise.

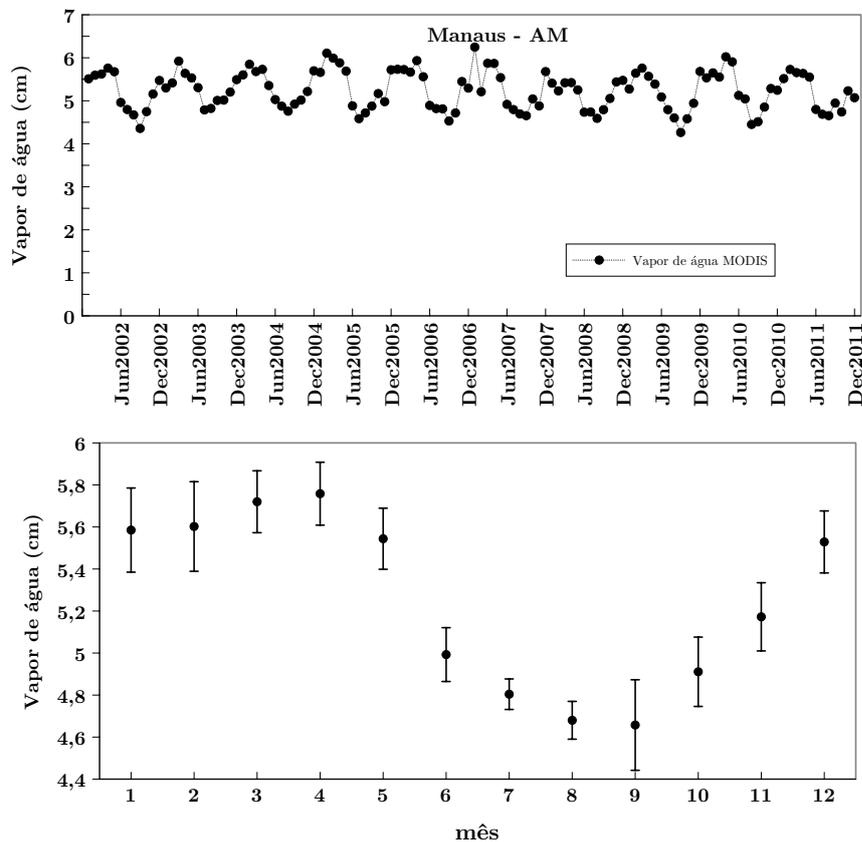


Figura 5.33: Série temporal para os valores médios mensais do vapor de água e os valores médios mensais com respectivos desvios padrão médio na cidade de Manaus entre janeiro de 2002 e dezembro de 2011.

médias mensais durante o período de análise para o valor da coluna de água precipitável. Estes valores foram obtidos a partir dos dados de aproximadamente 6000 lançamentos diurnos de radiossondas e cerca de 3000 passagens do satélite TERRA sobre a região de estudo. Observa-se uma sobre-estimativa dos valores fornecidos pelo sensor MODIS da ordem de 5%.

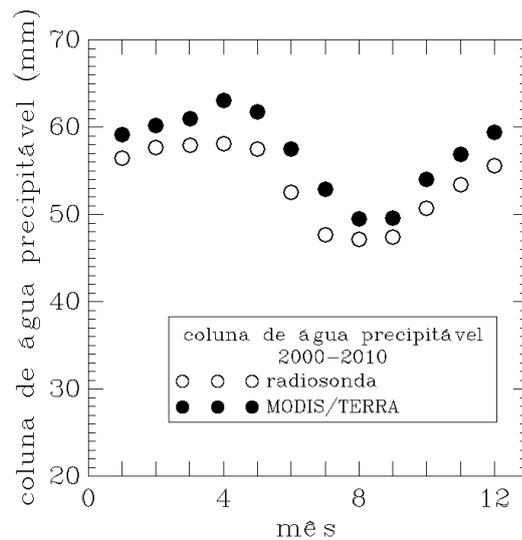


Figura 5.34: Valores médios mensais para o período 2000-2010 da coluna de água precipitável obtida através de radiossondagem e pelo instrumento MODIS-TERRA na cidade de Manaus, AM.

Os lançamentos de radiossondas sobre o território brasileiro ocorrem às 9h e 21h (hora de Brasília), horários diferentes da passagem diurna do satélite TERRA (aproximadamente às 10h30m). Esta diferença de horário da passagem do satélite e lançamento da radiossonda deve ser levada em consideração nas análises dos resultados. Existe também a possibilidade de contaminação dos sensores de umidade na radiossondas durante a passagem por nuvem, o que provocaria uma anomalia da leitura do valor de água precipitável. Os resultados estatísticos mostram que apesar das grandes diferenças de horários entre os lançamentos das radiossondas e passagem do satélite, os resultados de água precipitável estimados através de sensores espaciais nesta região apresentam alta correlação com os dados observados pela radiossonda.

A Figura 5.35 revela a distribuição de frequência dos valores de água precipitável obtidos pelas radiossondas durante o período analisado.

A concentração de ozônio em Manaus foi obtida através do sensor AIRS a bordo do satélite AQUA. A Figura 5.36 mostra a série temporal para as médias mensais da coluna de ozônio entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011. Manaus apresenta um valor médio mensal de 260 UD e valores mínimos e máximos entre 220 e 320 UD respectivamente.

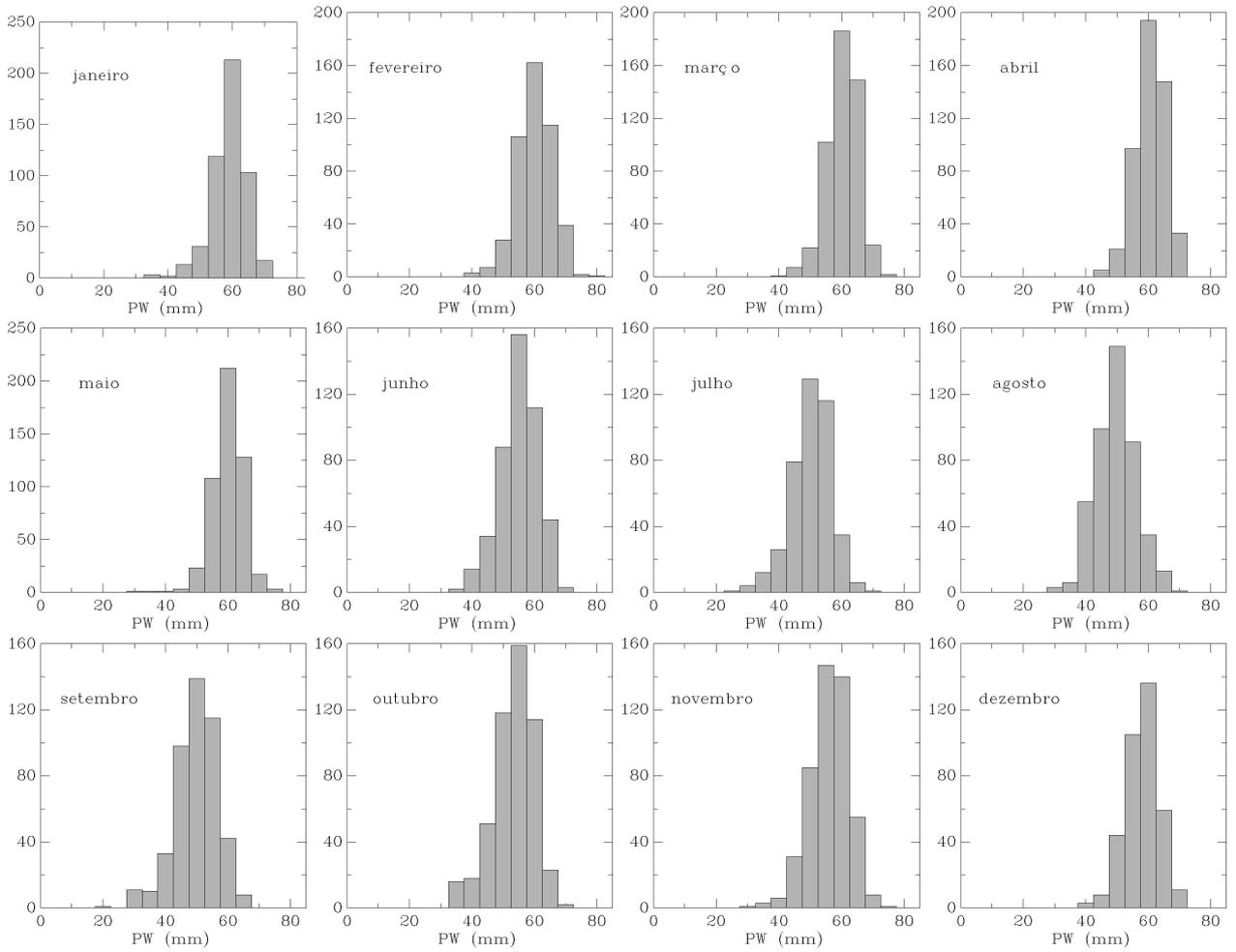


Figura 5.35: Distribuição de frequência dos valores de coluna de água precipitável obtida através de radiossondagem para a cidade de Manaus, AM, no período 2000-2010.

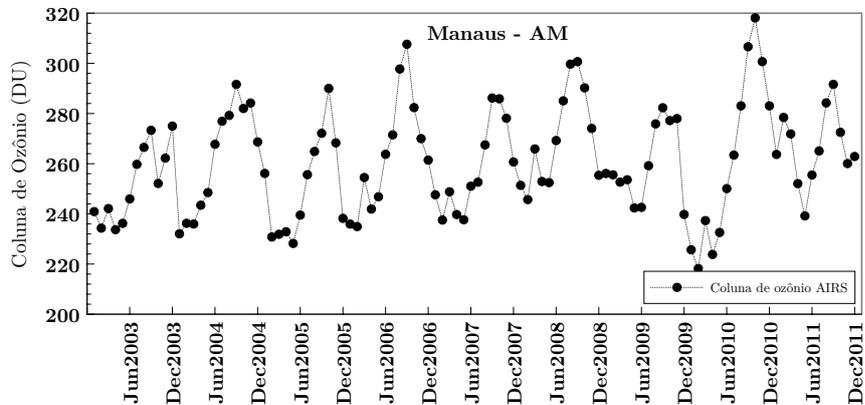


Figura 5.36: Série temporal para a média mensal da coluna de ozônio obtida pelo sensor AIRS-AQUA entre janeiro de 2003 e dezembro de 2011.

## 6. CONDIÇÕES PREVALENTES VERSUS CONDIÇÕES DE REFERÊNCIA

A partir dos dados obtidos sobre as características dos principais parâmetros atmosféricos que alteram a distribuição espectral da radiação solar sobre a superfície terrestre, é possível estimar, através do uso de códigos de transferência radiativa na atmosfera, um espectro típico para cada região de mesoescala analisada, e compará-lo ao espectro previsto pela norma ASTM G-173. Na Tabela 6.1, apresentam-se os valores médios anuais para as concentrações de ozônio, vapor de água, AOD e  $CO_2$  com seus respectivos desvios-padrão nas regiões estudadas. Os valores previstos para estes parâmetros pela norma ASTM G-173 também são vistos na Tabela 6.1.

Tabela 6.1: Parâmetros atmosféricos característicos para as localidades analisadas e da Norma ASTM G-173. O desvios-padrão ( $\sigma$ ) para os valores de concentração de ozônio, vapor de água e AOD são apresentados entre parênteses.

Localidade	Ozônio ( $\sigma$ ) (UD)	Vapor de água ( $\sigma$ ) (cm)	AOD ( $\sigma$ )	$CO_2$ (ppmv)
ASTM G-173	343,8	1,42	0,084	370
Porto Alegre, RS	275,4 (9,26)	2,30 (0,24)	0,061 (0,028)	384
Petrolina, PE	286,5 (8,83)	3,24 (0,21)	0,040 (0,018)	381
Alta Floresta, MT	270,2 (9,48)	4,53 (0,24)	0,246 (0,11)	382
Manaus, AM	260,5 (9,75)	5,25 (0,15)	0,195 (0,068)	382

Para a uma estimativa correta da distribuição espectral da radiação solar, além dos parâmetros atmosféricos, é necessário considerar as condições geométricas que dependem principalmente da latitude local. Neste aspecto, a geometria adotada pela norma ASTM G-173 (inclinação de referência para o módulo fotovoltaico de  $37^\circ$ ) não é representativa para as condições encontradas no território brasileiro. A norma ASTM G-173 foi configurada para atender aos valores médios dos 48 estados contíguos americanos, assim, o valor estipulado para a latitude, e conseqüentemente a inclinação de referência é  $37^\circ$ . Em razão deste valor de latitude média a norma ASTM G-173 utiliza o valor de 1,5 para a massa de ar, pois este número representa o valor médio anual do ângulo zenital solar às 12 horas (horário local) no território americano. A Figura 6.1 mostra a variação do ângulo zenital solar ao longo de um ano para a cidade de Golden, no estado americano do Colorado (latitude  $39,7^\circ$  e longitude  $105,2^\circ$ ).

No Brasil, a adoção de uma latitude média de  $37^\circ$  não é representativa, pois a extensão territorial do Brasil nem atinge este valor. Uma massa de ar com valor inferior a 1,5 representaria melhor as condições encontradas no território brasileiro. A Figura 6.2 apresenta a variação do ângulo

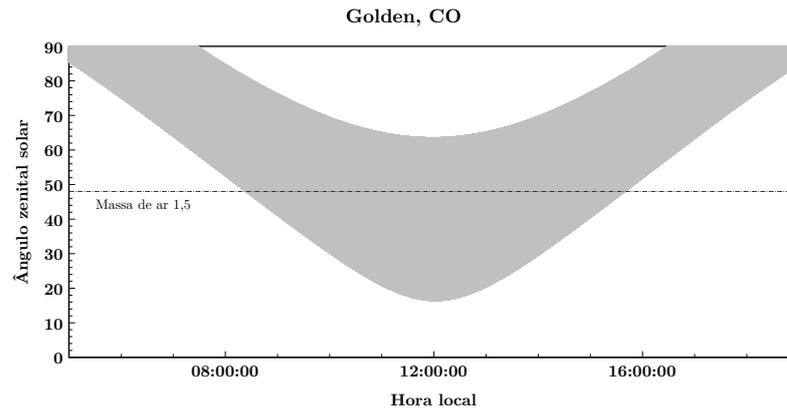


Figura 6.1: Variação do ângulo zenital solar ao longo de um ano para a cidade de Golden, CO, USA.

zenital solar a cada minuto ao longo de um ano para as cidades de Porto Alegre, RS (latitude  $-30,0^\circ$  e longitude  $51,2^\circ$ ); Petrolina, PE (latitude  $-9,4^\circ$  e longitude  $40,5^\circ$ ); Alta Floresta, MT (latitude  $-9,9^\circ$  e longitude  $56,1^\circ$ ) e Manaus, AM (latitude  $-3,1^\circ$  e longitude  $60,01^\circ$ ).

Os gráficos apresentados na Figura 6.1 e 6.2 foram executados através de um algoritmo que estima a posição zenital e azimutal solar para o período entre os anos -2000 até 6000 com uma incerteza de  $\pm 0,0003^\circ$ . Este algoritmo utiliza as equações propostas por Reda, I e Andreas, A. (2004). Através da Figura 6.2, pode-se observar que o ângulo zenital médio anual, ao meio dia solar, em Porto Alegre é próximo de  $30^\circ$ , em Petrolina e Alta Floresta é  $16^\circ$  e em Manaus possui o valor de  $13^\circ$ . Assim, a massa de ar representativa seria 1,15, 1,04, 1,04 e 1,02 para Porto Alegre, Petrolina, Alta Floresta e Manaus respectivamente.

Empregando os dados climatológicos obtidos para os valores médios anuais de concentração de vapor de água, aerossóis, ozônio e dióxido de carbono, além das massas de ar e configurações geométricas representativas para as regiões de mesoescalas analisadas foram estimadas as irradiância espectrais globais e comparadas com a distribuição prevista pela norma ASTM G-173. As Figuras 6.3 - 6.6 mostram as distribuições espectrais prevalentes da irradiância solar para as cidades de Porto Alegre, Petrolina, Alta Floresta e Manaus. Para uma melhor visualização, os gráficos de irradiância espectral são apresentados entre os comprimentos de onda de 280 até 2000 nm. O Apêndice A apresenta os arquivos de saída para cada localidade que foram gerados pelo código SMARTS2 contendo um resumo dos parâmetros de entrada e dados de saída, como as componentes direta, difusa e global das irradiâncias espectrais integradas no espectro.

A Figura 6.3 revela em Porto Alegre uma distribuição espectral com intensidade de irradiância superior relação ao espectro padrão ASTM G-173 para comprimentos de onda menores que 800 nm. Para comprimentos de onda maiores que 900 nm, o espectro característico para a cidade de Porto Alegre possui intensidade inferior em relação à distribuição espectral estimada pela norma ASTM G-173. Estas variações de intensidades espectrais são decorrentes em função dos valores típicos para a massa de ar e concentração de água precipitável em Porto Alegre. Valores baixos de massa de ar implicam em uma irradiância solar global com maior intensidade em menores comprimentos

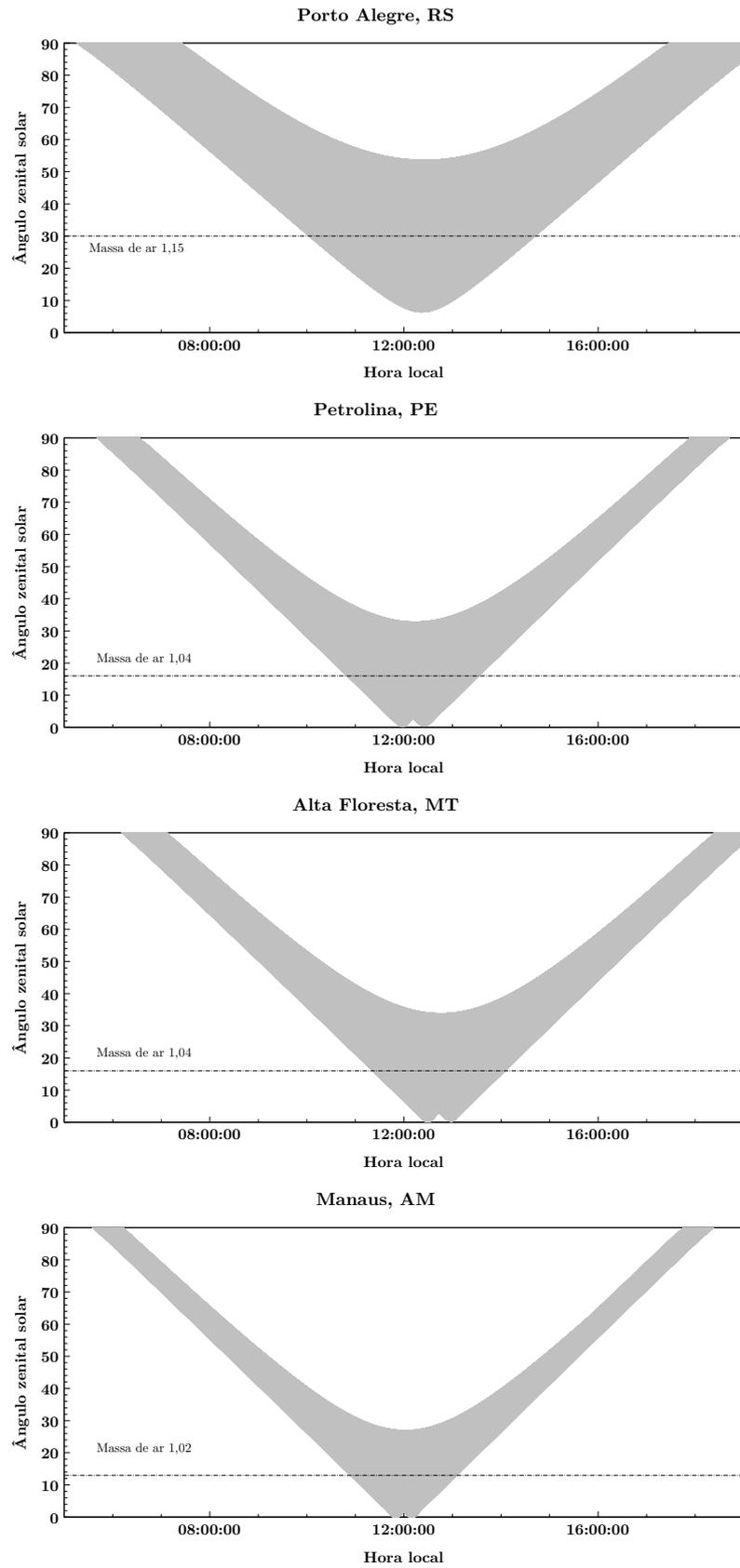


Figura 6.2: Variação do ângulo zenital solar a cada minuto ao longo de um ano para as cidades de Porto Alegre, RS; Petrolina, PE; Alta Floresta, MT e Manaus, AM.

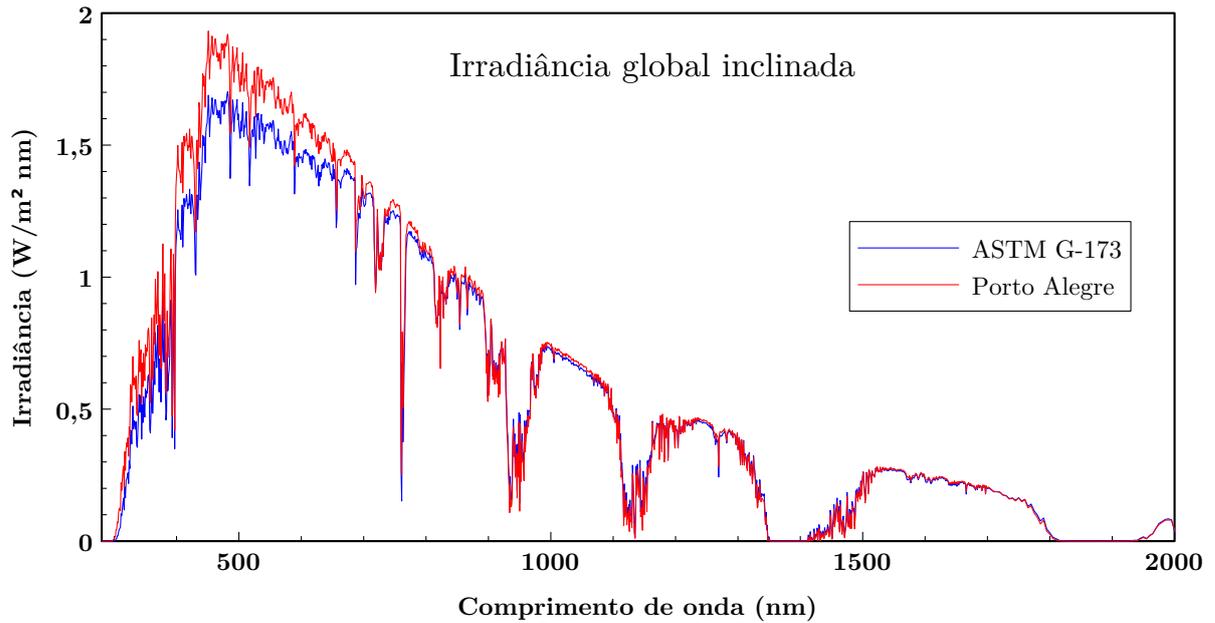


Figura 6.3: Espectro característico para uma superfície voltada para o norte e com inclinação de  $30^\circ$  na cidade de Porto Alegre, RS (vermelho) e o espectro definido pela norma ASTM G-173 (azul).

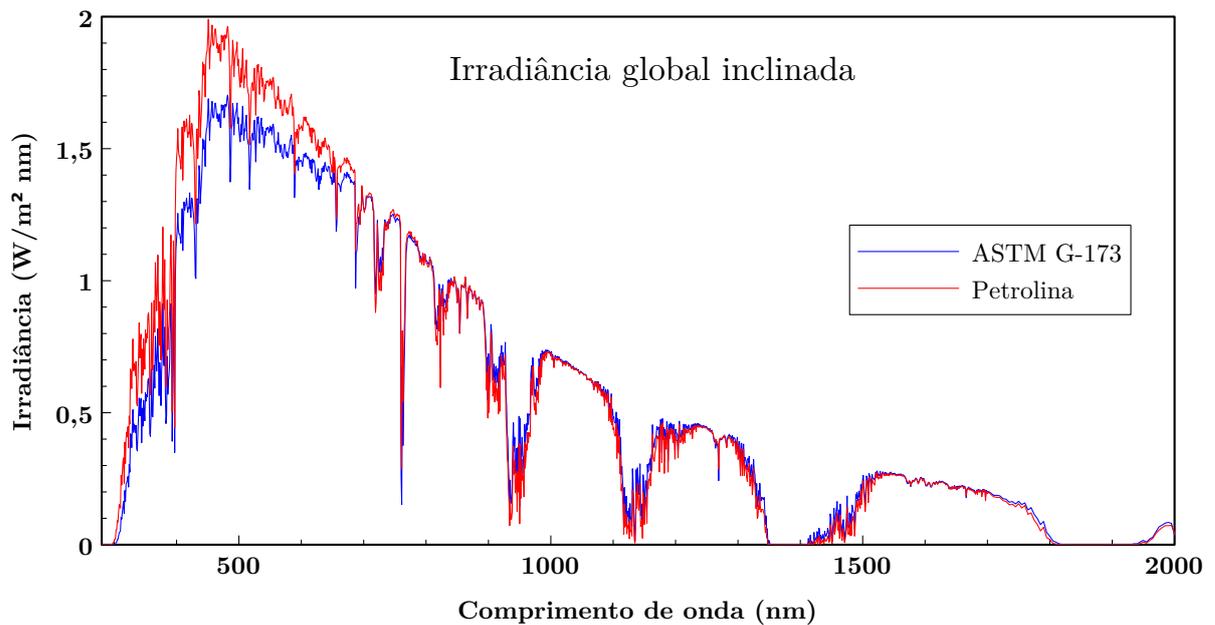


Figura 6.4: Espectro característico para uma superfície voltada para o norte e com inclinação de  $9^\circ$  na cidade de Petrolina, PE (vermelho) e o espectro definido pela norma ASTM G-173 (azul).

de onda. O comportamento da distribuição espectral em Petrolina, Alta Floresta e Manaus possui similaridades com o encontrado em Porto Alegre. Também pode ser observado uma maior intensidade de irradiância espectral em comprimentos de onda menores que 700 nm em comparação com o espectro de referência. No entanto, nestas cidades, há uma maior atenuação para a radiação solar com comprimentos de onda acima de 900 nm. Isto é provocado pela alta concentração de vapor de água

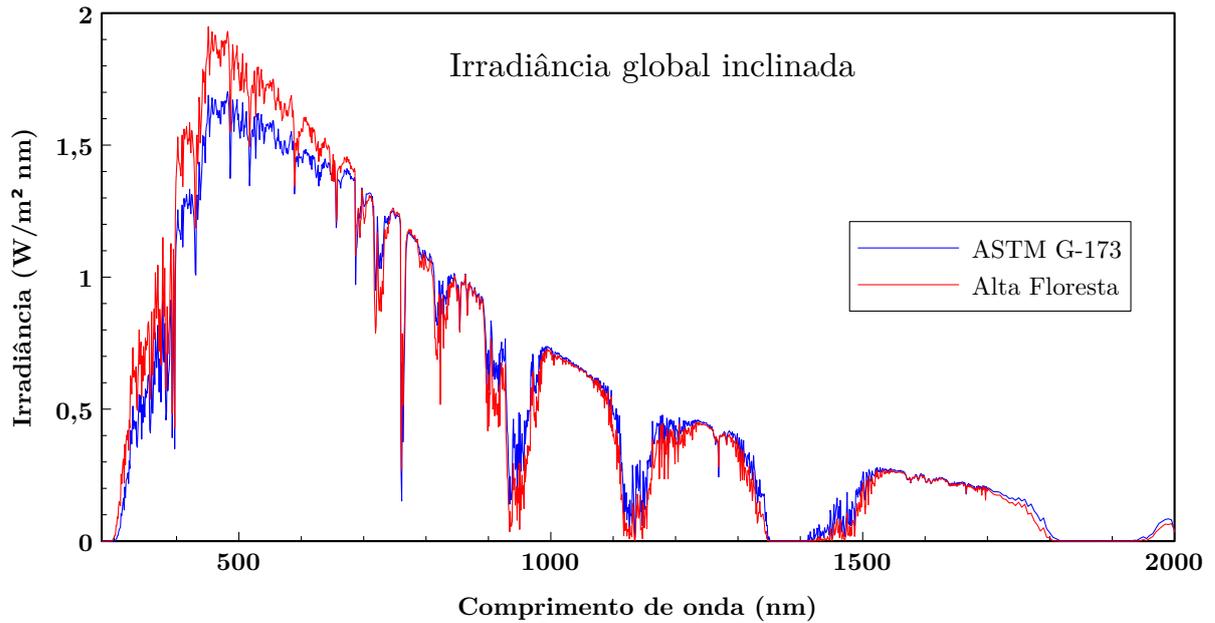


Figura 6.5: Espectro característico para uma superfície voltada para o norte e com inclinação de  $10^\circ$  na cidade de Alta Floresta, MT (vermelho) e o espectro definido pela norma ASTM G-173 (azul).

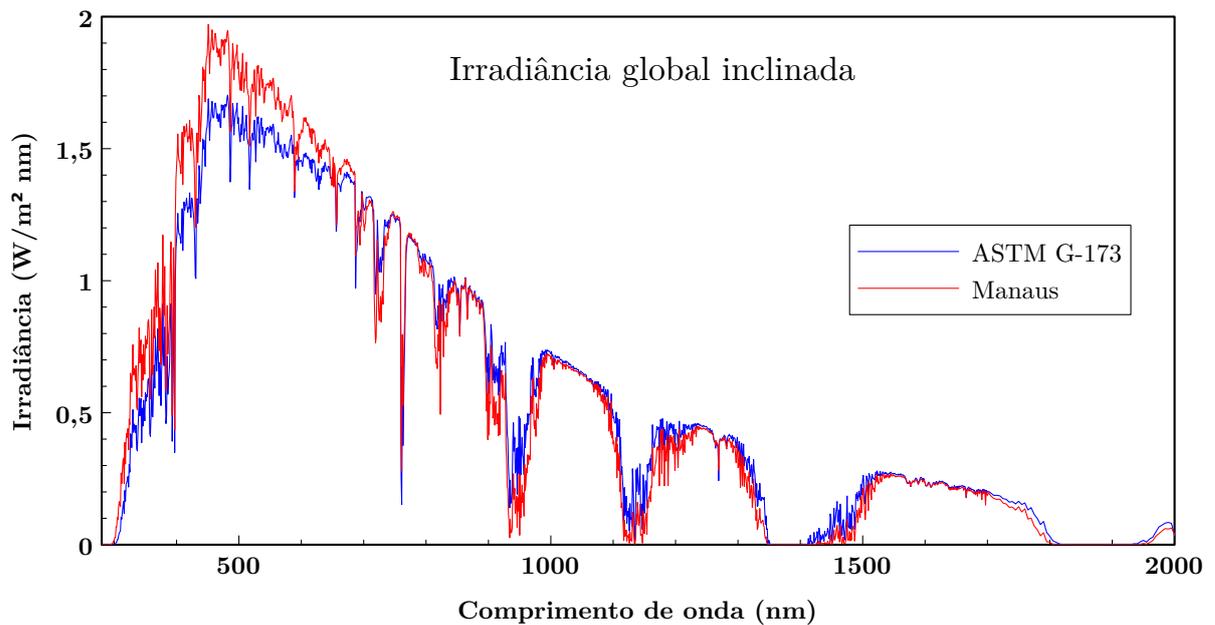


Figura 6.6: Espectro característico para uma superfície voltada para o norte e com inclinação de  $3^\circ$  na cidade de Manaus, AM (vermelho) e o espectro definido pela norma ASTM G-173 (azul).

presente na atmosfera nestas cidades.

A Figura 6.7 mostra as diferenças percentuais entre os espectros visualizados nas Figuras 6.3 - 6.6 em relação à distribuição espectral prevista pela norma ASTM G-173.

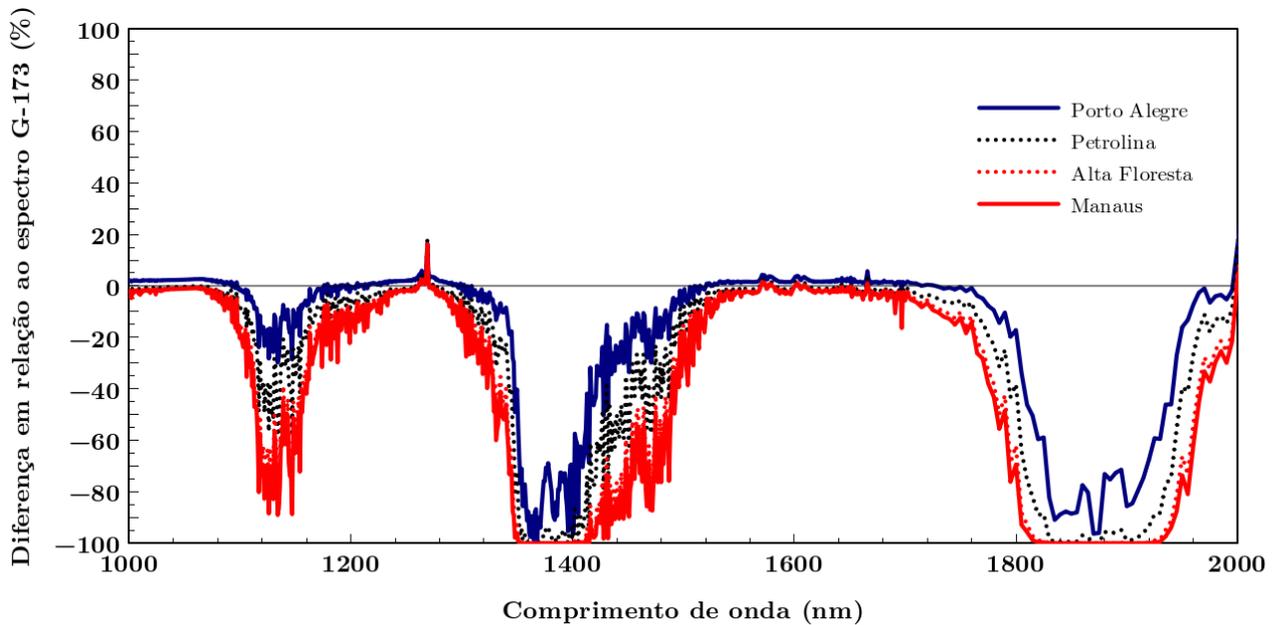
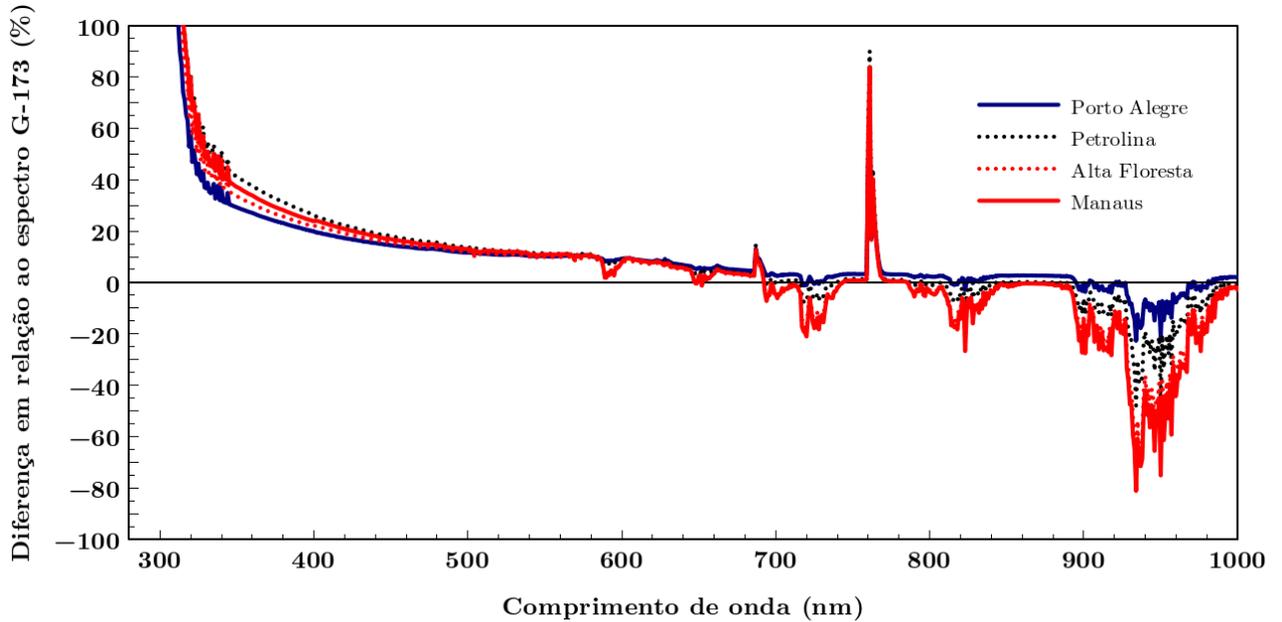


Figura 6.7: Diferenças percentuais entre os espectros típicos em relação ao espectro de referência ASTM G-173. No gráfico acima são mostradas as diferenças percentuais entre 280 - 1000 nm e no gráfico abaixo entre 1000 - 2000 nm.

## 7. INFLUÊNCIA DA DISTRIBUIÇÃO ESPECTRAL EM DISPOSITIVOS FOTOVOLTAICOS

Neste capítulo, é apresentado o impacto das variações espectrais em cada uma das cidades analisadas na escala de mesoescala (Porto Alegre, Petrolina, Alta Floresta e Manaus) em dispositivos fotovoltaicos de diferentes tecnologias. Para isto, aplica-se, como dados de entrada, os parâmetros atmosféricos e geométricos característicos de cada região analisada no modelo de transferência radiativa na atmosfera SMARTS2.

### 7.1 Determinação do fator de eficiência espectral

Módulos fotovoltaicos são formados por uma associação de células que apresentam respostas espectrais distintas em função da tecnologia utilizada na sua fabricação. A eficiência de uma célula ou módulo fotovoltaico é aferida através de ensaios em condições padrões descritas pela norma ASTM G-173 ou IEC 60904-3. É válido mencionar que a norma europeia (IEC 60904-3) adota os mesmos valores para os padrões atmosféricos previstos pela norma americana ASTM G-173, logo, produz a mesma distribuição espectral para a radiação solar na superfície terrestre. Alguns trabalhos, relatam que a distribuição espectral prevista pela norma ASTM G-173 não é representativa para várias regiões da superfície terrestre (Haag, R. e Krenzinger, A., 2008, Marion, B., 2010 e Case, M. A. et al., 2008).

Para avaliar o impacto dos diferentes espectros solares característicos existentes nas regiões analisadas nesta Tese, foram escolhidos cinco módulos/células baseados nas seguintes tecnologias: silício amorfo de dupla junção produzido pela empresa Kaneka; silício multicristalino produzido pela Schott Solar; filmes finos GaAs, fabricado pela empresa ALTA; substrato tipo-n HIT (do termo inglês **H**eterojunction with **I**ntrinsic **T**hin-layer) produzido pela empresa SANYO e múltipla junção GaInP/GaInAs/Ge fabricado pela AZUR Space Solar Power. Todos estes dispositivos fotovoltaicos possuem eficiência entre 12,3 e 34,1 %. As principais características destes dispositivos de alta eficiência descritos no trabalho de Green et al. (2012) e utilizados nesta Tese estão apresentadas na Tabela 7.1, onde  $V_{oc}$  e  $J_{sc}$  representam a tensão de circuito aberto e corrente de curto-circuito respectivamente. A Figura 7.1 mostra as respostas espectrais destas células e módulos de alta eficiência.

A análise sobre a influência de diferentes distribuições espectrais no desempenho de módulos e células fotovoltaicas pode ser realizada através da comparação das irradiâncias espectrais típicas em relação ao espectro padrão de referência, neste caso o definido pela norma ASTM G-173. Isto pode ser descrito matematicamente através da convolução entre as respostas espectrais dos dispositivos analisados e as distribuições espectrais incidentes. Empregando o programa computacional SMARTS2 para a obtenção das distribuições espectrais da radiação solar descritas pela norma ASTM G-173 e as típicas em cada região analisada, e conhecendo as respostas espectrais dos dispositivos

Tabela 7.1: Características das células e módulos fotovoltaicos de alta eficiência analisados. Adaptado de Green et al. 2012.

Classificação	Eficiência (%)	Área (cm <sup>2</sup> )	V <sub>oc</sub> (V)	J <sub>sc</sub> (mA/cm <sup>2</sup> )	Fabricante
a-Si (amorfo dupla junção)	12,3 ± 0,3	0,96	1,365	12,93	Kaneka
GaAs (filme finos)	28,3 ± 0,8	0,9944	1,107	29,47	ALTA Devices
GaInP/GaInAs/Ge	34,1 ± 1,2	30,17	2,691	14,7	AZUR
Si (cristalino), HIT	23,7 ± 0,6	100,7	0,745	39,38	SANYO
Si (multicristalino)	18,2 ± 0,4	14709	38,29	9,11	SCHOTT SOLAR

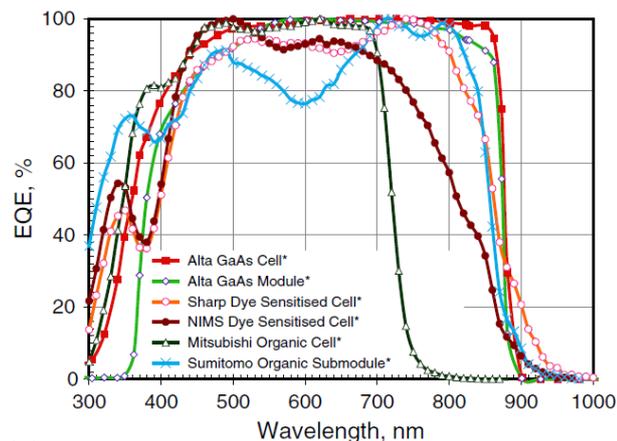
fotovoltaicos, é possível, através de uma discretização espectral, obter um fator que relaciona a eficiência na conversão de energia solar. Este fator de eficiência espectral,  $F_{e\lambda}$ , é definido na Equação 7.1.

$$F_{e\lambda} = \frac{\left( \frac{E_s}{\int_{\lambda_i}^{\lambda_f} S_{r\lambda} \cdot E_{s\lambda} d\lambda} \right)}{\left( \frac{E_a}{\int_{\lambda_i}^{\lambda_f} S_{r\lambda} \cdot E_{a\lambda} d\lambda} \right)}, \quad (7.1)$$

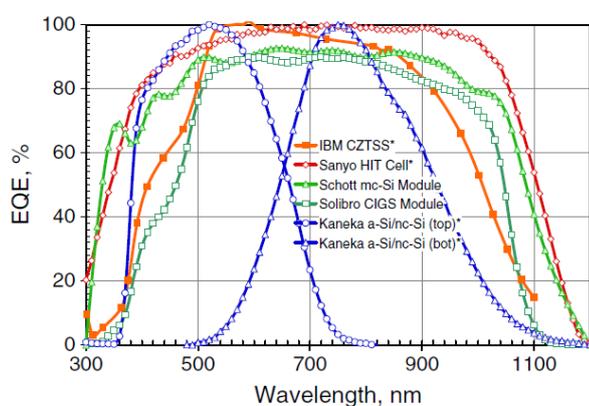
onde  $E_a$  e  $E_s$  representam os valores integrados das irradiâncias na condição real e padrão, respectivamente.  $S_{r\lambda}$  é a eficiência quântica externa normalizada do dispositivo e  $\lambda_i$  e  $\lambda_f$  correspondem aos limites espectrais iniciais e finais de integração. As funções  $E_{a\lambda}$  e  $E_{s\lambda}$  fornecem os valores espectrais discretizados para a irradiância real e do espectro padrão nos limites espectrais escolhidos, respectivamente. Para módulos de múltipla junção, o fator  $F_{e\lambda}$  será definido pela junção que apresentar o menor valor para a convolução entre  $S_{r\lambda} * E_{a\lambda}$  e  $S_{r\lambda} * E_{s\lambda}$ , deste modo, o fator de eficiência espectral é descrito como:

$$F_{e\lambda} = \frac{\left( \frac{E_s}{\text{MIN} \left( \int_{\lambda_i}^{\lambda_f} S_{1\lambda} \cdot E_{s\lambda} d\lambda, \int_{\lambda_i}^{\lambda_f} S_{2\lambda} \cdot E_{s\lambda} d\lambda, \dots, \int_{\lambda_i}^{\lambda_f} S_{n\lambda} \cdot E_{s\lambda} d\lambda \right)} \right)}{\left( \frac{E_a}{\text{MIN} \left( \int_{\lambda_i}^{\lambda_f} S_{1\lambda} \cdot E_{a\lambda} d\lambda, \int_{\lambda_i}^{\lambda_f} S_{2\lambda} \cdot E_{a\lambda} d\lambda, \dots, \int_{\lambda_i}^{\lambda_f} S_{n\lambda} \cdot E_{a\lambda} d\lambda \right)} \right)}, \quad (7.2)$$

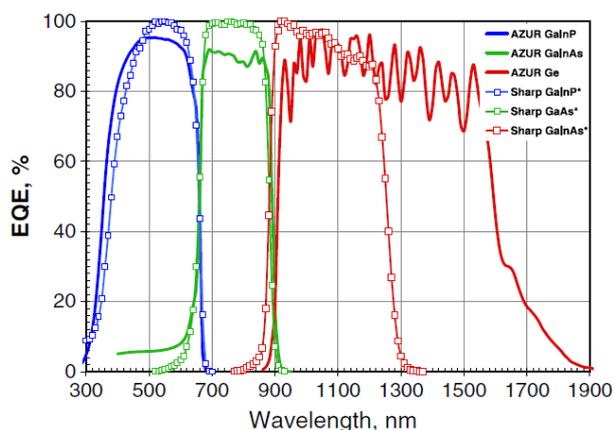
onde  $S_{1\lambda}, S_{2\lambda}, \dots, S_{n\lambda}$  representam as respostas espectrais discretizadas para cada junção do módulo e  $\text{MIN}$  é a função valor mínimo.



(a)



(b)



(c)

Figura 7.1: Resposta espectral obtida a partir da eficiência quântica externa (EQE) para células e módulos de alta eficiência. Em (a) é mostrada a resposta espectral para dispositivos orgânicos e filmes finos, em (b) para módulos e células de silício e em (c) para dispositivos de tripla junção. Adaptado de Green et al. (2012).

Para o cálculo do fator de eficiência espectral, foi adotada uma inclinação para os módulos fotovoltaicos igual à média das latitudes da grade empregada em cada região de mesoescala. Em todas as regiões foi empregado um valor de albedo local e regional similar ao adotado na norma ASTM G-173 e definido como *Light soil* na biblioteca de albedos do programa SMARTS2. Este albedo está definido espectralmente entre 280 - 4000 nm e possui características não-lambertianas.

As Figuras 7.2 - 7.5 apresentam as variações de eficiência espectral para os módulos de silício amorfo (a-Si), silício multicristalino (m-Si), filmes finos (ALTA GaAs), substrato tipo-n HIT (SANYO HIT) e múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge) nas regiões analisadas.

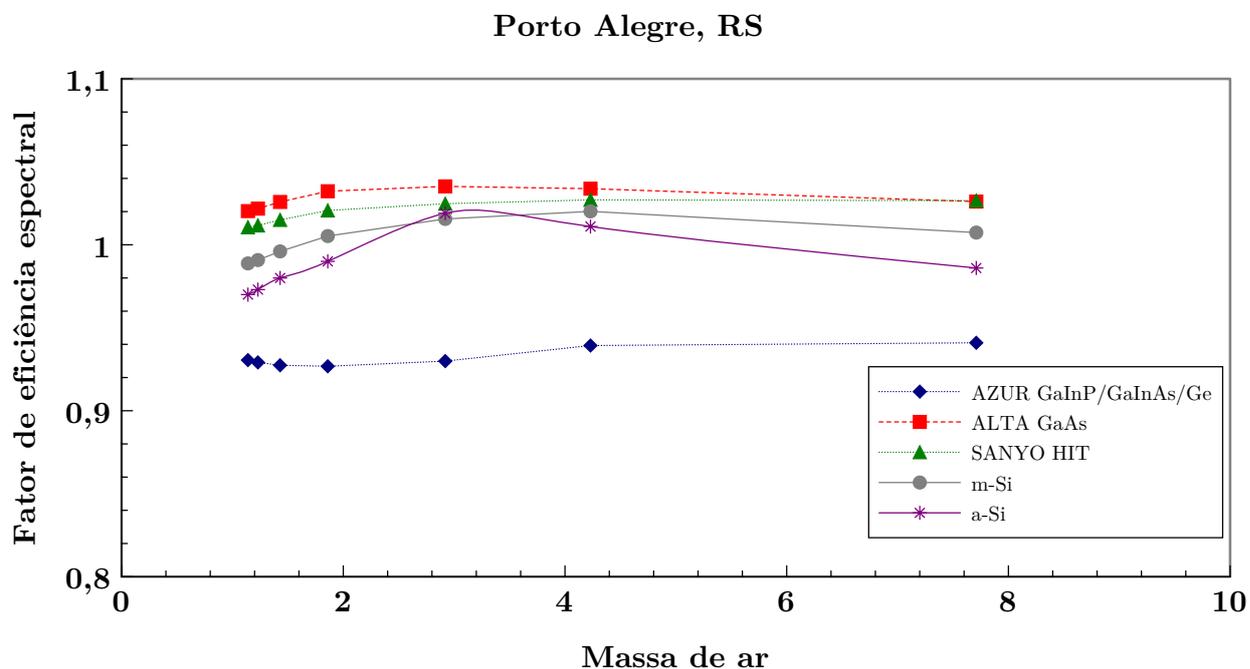


Figura 7.2: Variação do fator de eficiência espectral para os módulos de múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge), filmes finos (ALTA GaAs), substrato tipo-n HIT (SANYO HIT), silício multicristalino (m-Si) e silício amorfo (a-Si) na cidade de Porto Alegre.

A partir dos dados apresentados nas Figuras 7.2 - 7.5, observa-se que o dispositivo de tecnologia de filmes finos GaAs (ALTA GaAs) apresenta em todas as regiões analisadas um fator de eficiência espectral positivo, chegando a 7% em Manaus para massas de ar acima de 1,5. O módulo que emprega heterojunção (SANYO HIT) também apresenta valores de eficiência espectral positivos em todas as regiões de estudo mas sempre inferiores a 5%. O dispositivo de silício multicristalino (m-Si) mostra um comportamento estável com variações máximas da ordem de 2% para massas de ar acima de 4. O módulo de silício amorfo de dupla junção apresenta variações do fator de eficiência espectral entre -5% e +2%. Observa-se que a célula de múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge) possui a maior variação de eficiência espectral em função das distribuições distintas do espectro solar observadas nas regiões de estudo. A menor variação é observada em Porto Alegre, com valores próximos a -7% e em Manaus e Alta Floresta o fator de eficiência espectral chega a -15%. Como pode ser visto na Tabela 7.1, esta célula possui a maior eficiência de conversão entre as analisadas nesta Tese. Marion, B. (2010) também observa comportamento similar para o fator de eficiência espectral em módulos que empregam tecnologia de múltipla junção quando expostos a irradiâncias solares com distribuições espectrais diferentes em relação à empregada para caracterização do módulo (espectro previsto pela norma ASTM G-173).

Para demonstrar o comportamento das diferentes junções face às distribuições espectrais

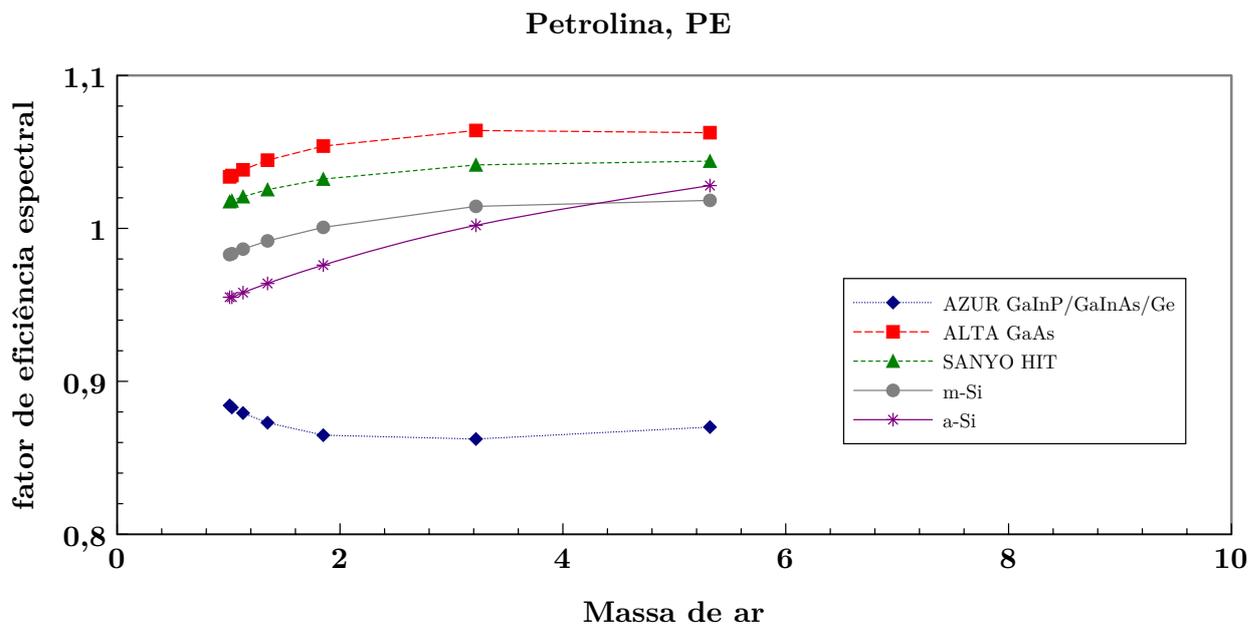


Figura 7.3: Variação do fator de eficiência espectral para os módulos de múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge), filmes finos (ALTA GaAs), substrato tipo-n HIT (SANYO HIT), silício multicristalino (m-Si) e silício amorfo (a-Si) na cidade de Petrolina.

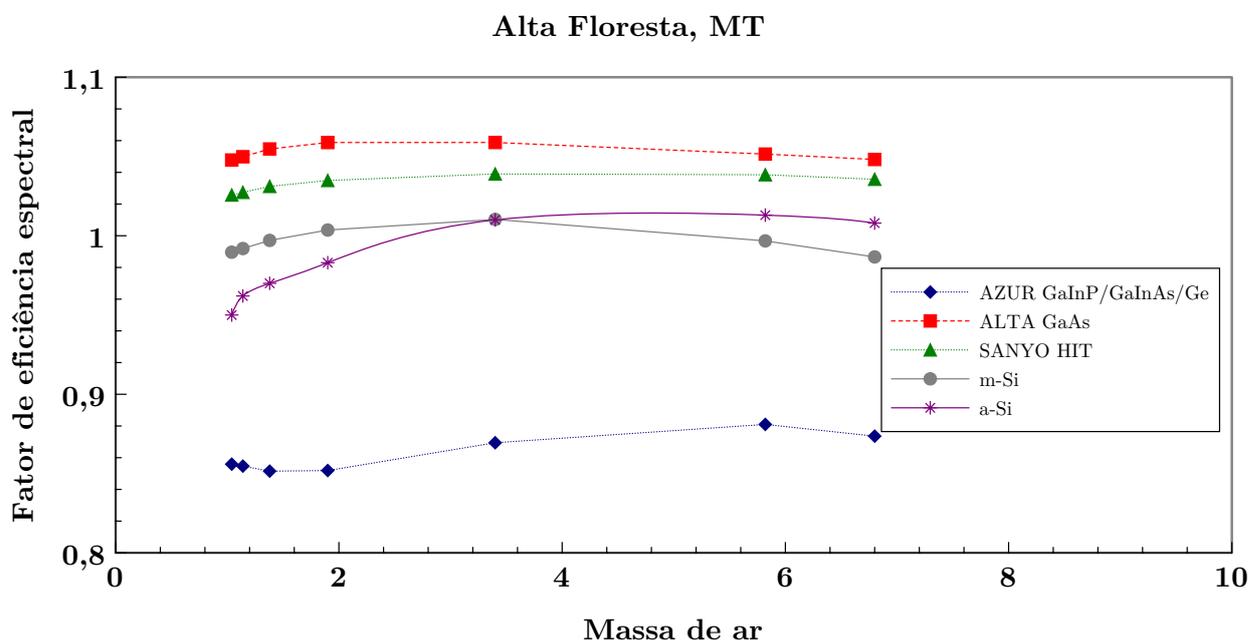


Figura 7.4: Variação do fator de eficiência espectral para os módulos de múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge), filmes finos (ALTA GaAs), substrato tipo-n HIT (SANYO HIT), silício multicristalino (m-Si) e silício amorfo (a-Si) na cidade de Alta Floresta.

distintas, foi calculado o fator de eficiência espectral para cada uma das junções nas regiões analisadas para a célula AZUR (GaInP/GaInAs/Ge) e Kaneka (a-Si/nc-Si e a-Si/nc-Si). Os resultados são vistos nas Figuras 7.6 - 7.9.

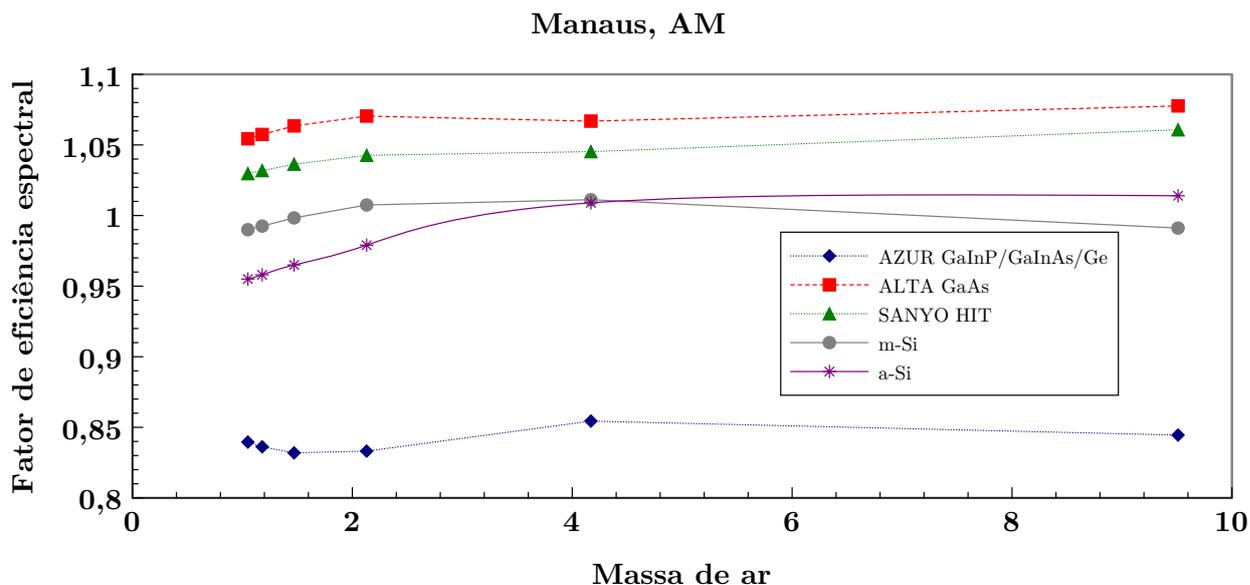


Figura 7.5: Variação do fator de eficiência espectral para os módulos de múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge), filmes finos (ALTA GaAs), substrato tipo-n HIT (SANYO HIT), silício multicristalino (m-Si) e silício amorfo (a-Si) na cidade de Manaus.

Como pode ser observado nas Figuras 7.6 - 7.9, a eficiência espectral da célula de tripla junção em todas as regiões é definida pela junção situada na base da célula (Ge). Esta junção é fortemente afetada pelas variações espectrais centradas em 938, 1.120 e 1.400 nm originada pelos valores de vapor de água presente na atmosfera. Nas Figuras 7.6 - 7.9 também é possível verificar que a junção de topo (GaInP) com resposta espectral entre 300 e 700 nm apresenta o maior valor de eficiência espectral para massas de ar menores que 3 em todas as regiões. Em Manaus, a junção GaInP mostra valores de  $F_{e\lambda}$  próximos de 10% para massas de ar menores que 2. A junção de base com resposta espectral máxima na região do infravermelho na célula de silício amorfo de dupla junção também limita a eficiência espectral da célula a-Si. Apenas em Porto Alegre e para valores de massa de ar acima de 3 a junção de base mostra um desempenho melhor que a junção de topo. A junção de topo da célula de silício amorfo com sensibilidade entre 380 e 750 nm mostra valores de eficiência espectral de até 11% (Manaus e massa de ar 1,5).

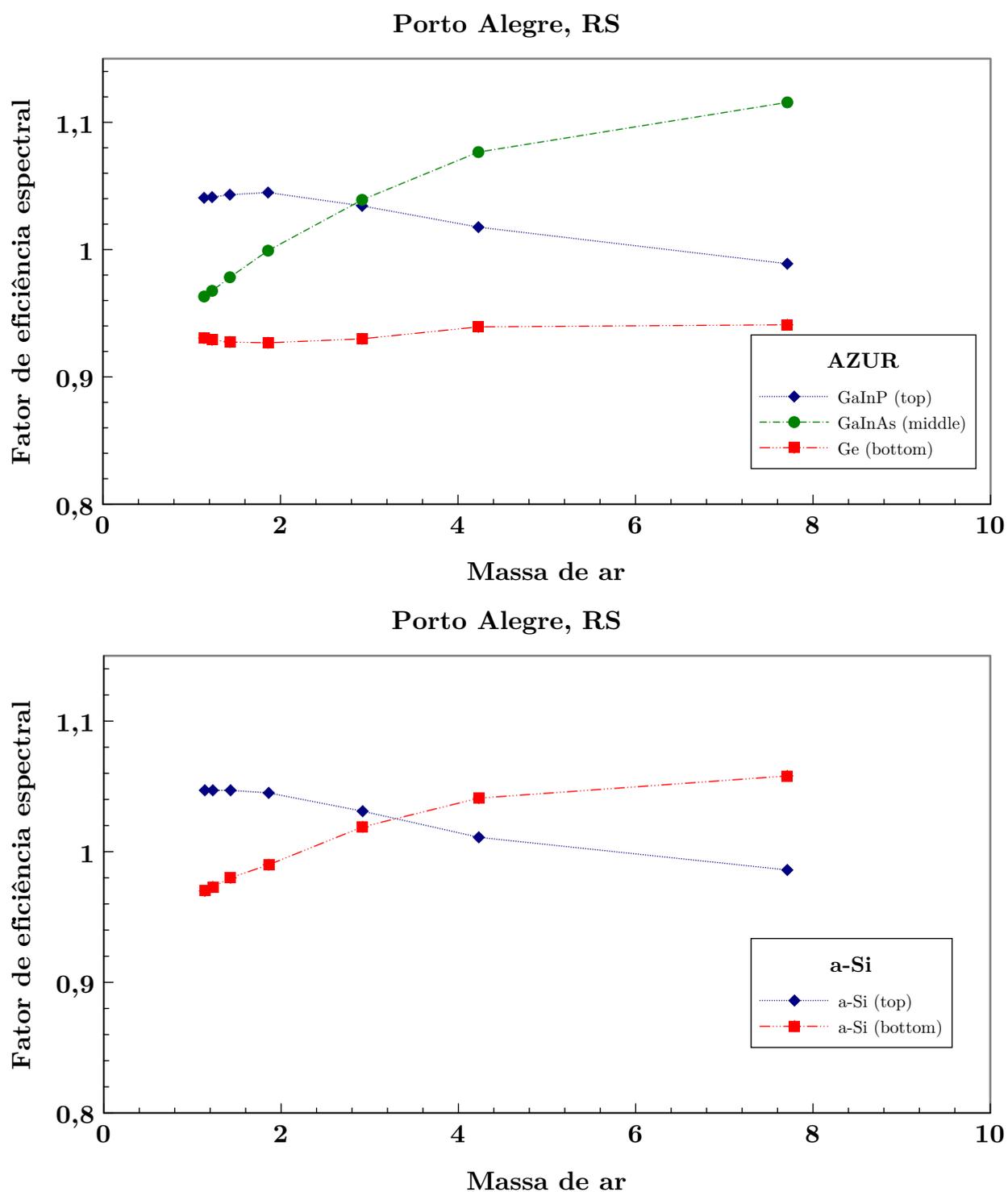


Figura 7.6: Variação do fator de eficiência espectral para as diferentes junções da célula AZUR (GaInP/GaInAs/Ge) (acima) e Kaneka (a-Si/nc-Si e a-Si/nc-Si) (abaixo) na cidade de Porto Alegre.

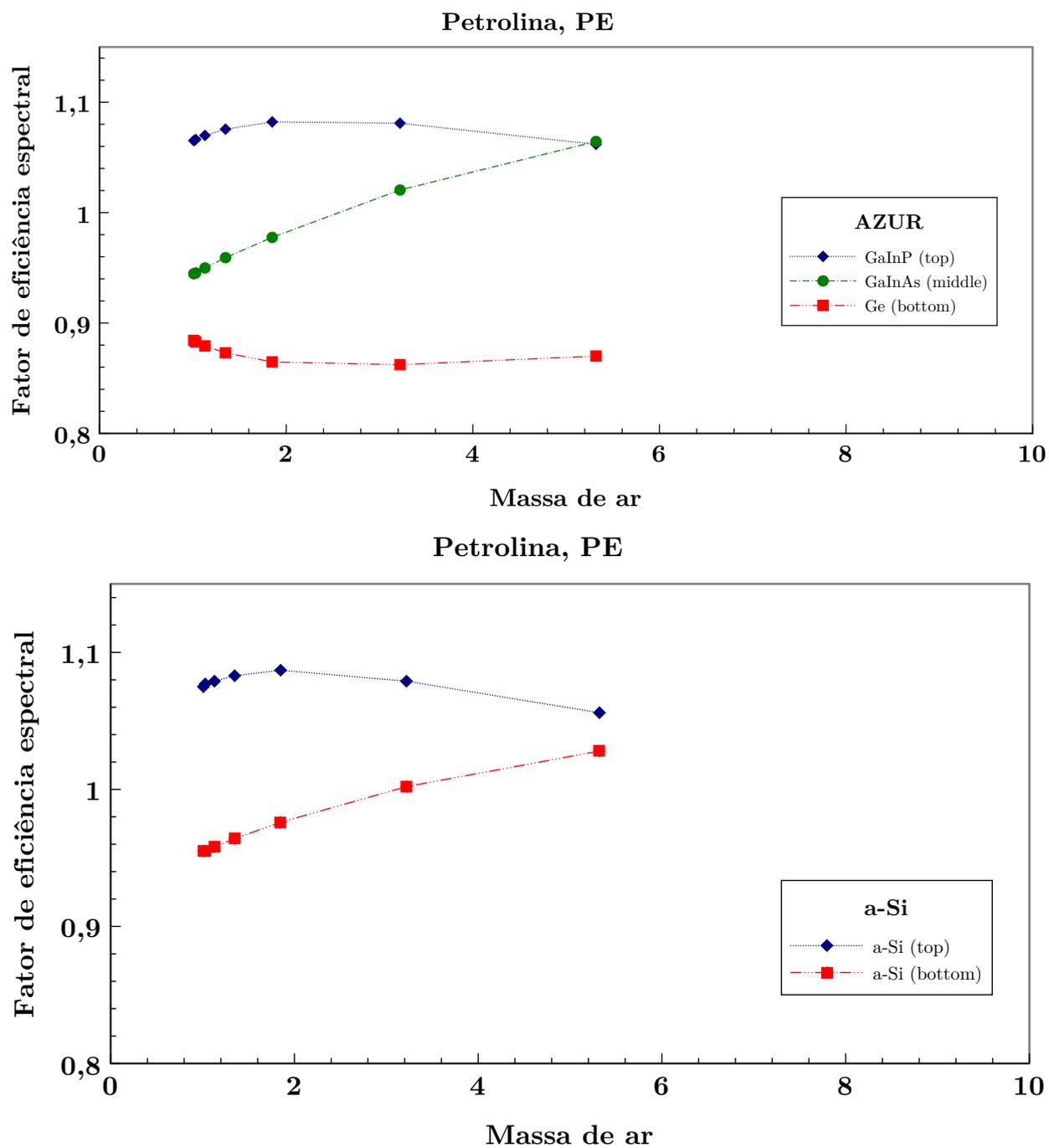


Figura 7.7: Variação do fator de eficiência espectral para as diferentes junções da célula AZUR (GaInP/GaInAs/Ge) (acima) e Kaneka (a-Si/nc-Si e a-Si/nc-Si) (abaixo) na cidade de Petrolina.

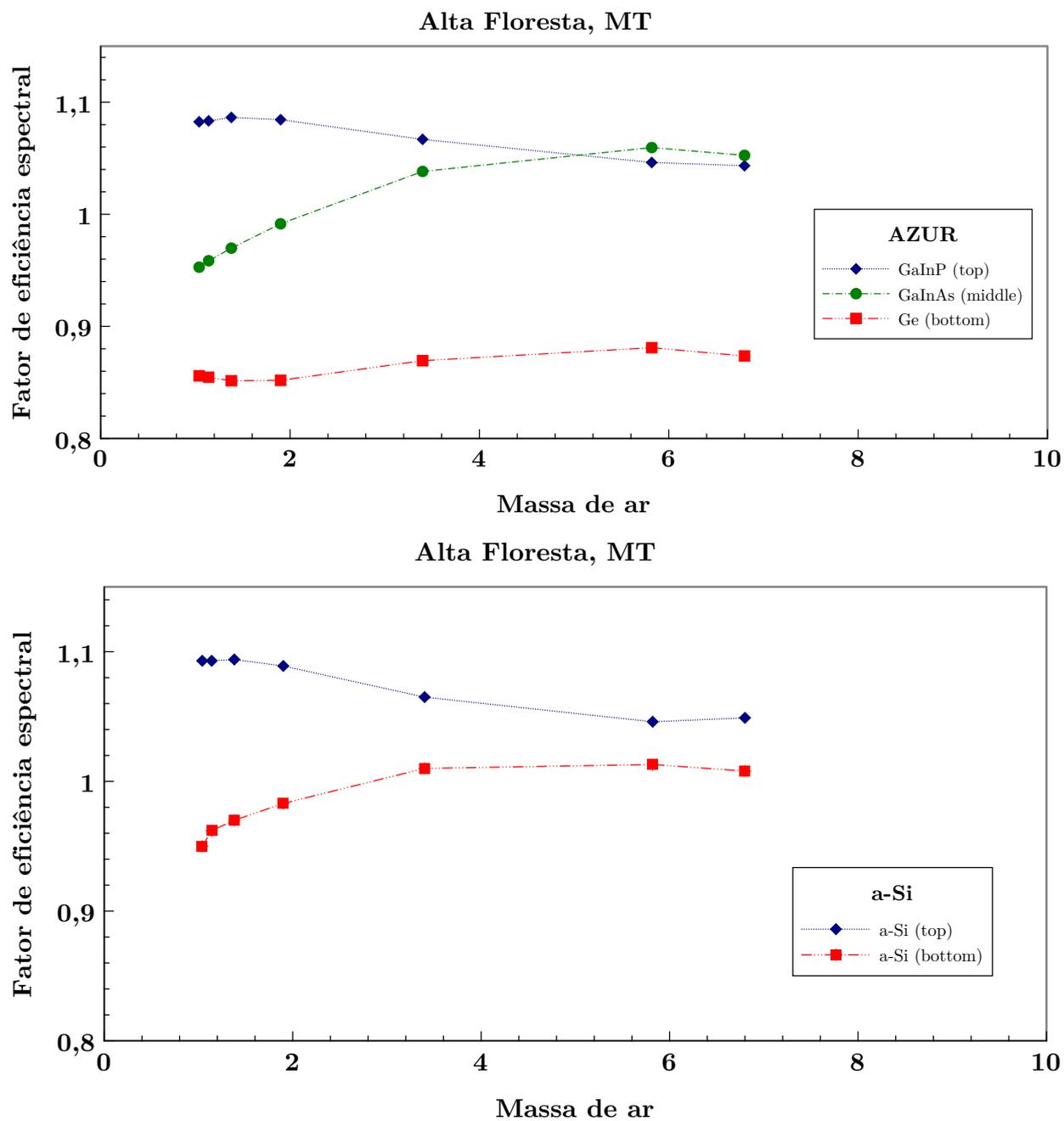


Figura 7.8: Variação do fator de eficiência espectral para as diferentes junções da célula AZUR (GaInP/GaInAs/Ge) (acima) e Kaneka (a-Si/nc-Si e a-Si/nc-Si) (abaixo) na cidade de Alta Floresta.

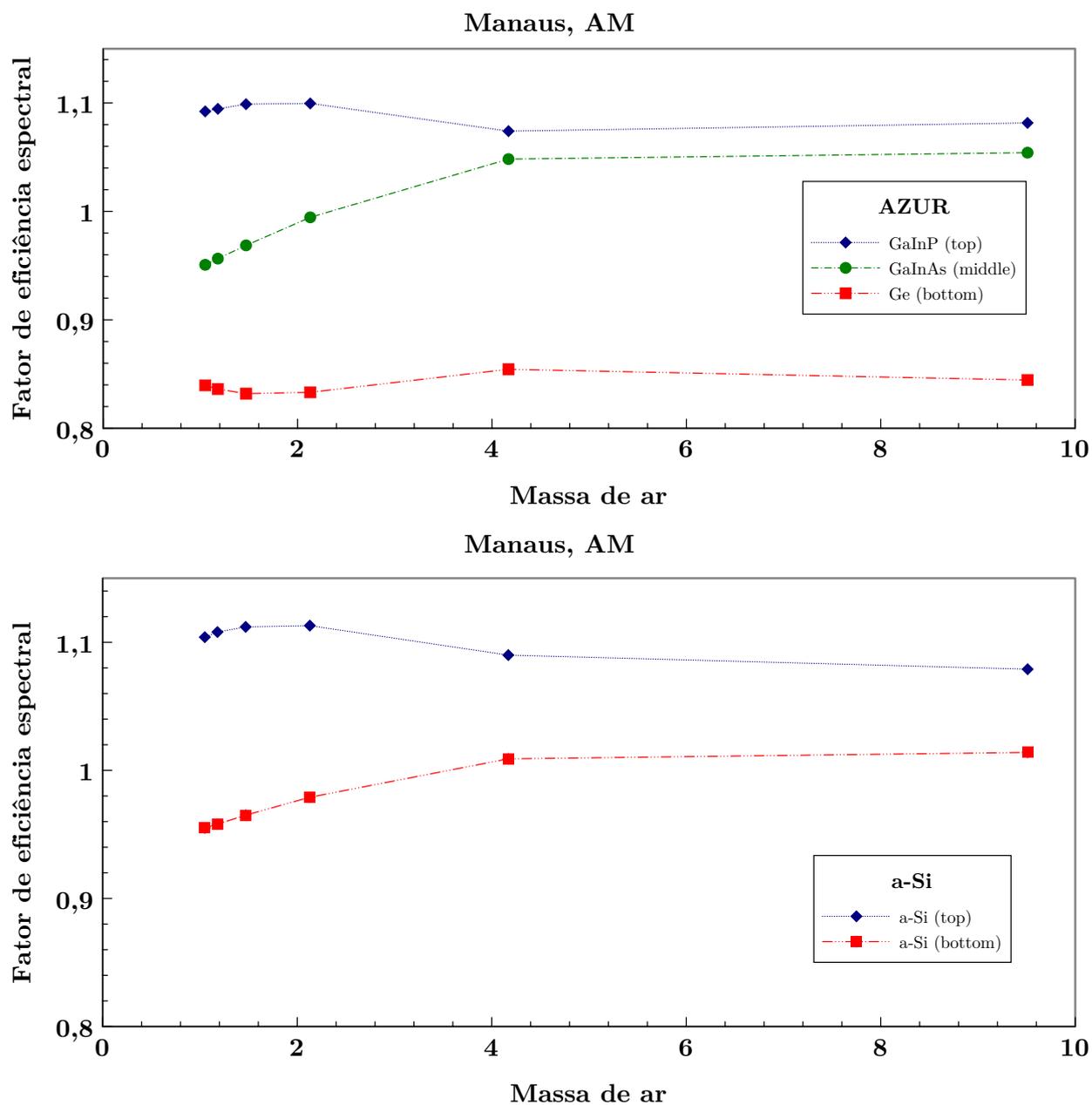


Figura 7.9: Variação do fator de eficiência espectral para as diferentes junções da célula AZUR (GaInP/GaInAs/Ge) (acima) e Kaneka (a-Si/nc-Si e a-Si/nc-Si) (abaixo) na cidade de Manaus.

## 8. CONCLUSÕES

O objetivo desta Tese foi desenvolver e validar uma metodologia para a caracterização da distribuição espectral da radiação solar no território brasileiro utilizando dados obtidos por instrumentos em superfície e no espaço.

Foi empregado um código computacional baseado no modelo paramétrico de transferência radiativa na atmosfera SMARTS2, proposto por Gueymard (1995), para estimar a distribuição espectral da radiação solar na superfície terrestre. Os resultados fornecidos por este modelo computacional apresentaram excelente concordância com medidas realizadas através de espectrorradiômetros calibrados. Os principais parâmetros atmosféricos empregados como dados de entrada pelo código SMARTS2 foram obtidos a partir de plataformas espaciais e processados remotamente através do sistema *GIOVANNI* desenvolvido e mantido pela agência espacial americana (NASA). Foram empregadas duas escalas espaciais distintas neste trabalho, denominadas de macroescala e mesoescala. No padrão de macroescala foi apresentada a distribuição dos parâmetros atmosféricos para todo o território brasileiro e em mesoescala foram definidas 4 cidades (Porto Alegre, Petrolina, Alta Floresta e Manaus) com características de concentração e distribuição distintas de aerossóis, vapor de água e ozônio e outros parâmetros utilizados no modelo de transferência radiativa.

Na dimensão de macroescala os parâmetros atmosféricos foram descritos em uma grade limitada entre as latitudes 5N e 34S e longitudes 74W e 34W com resolução espacial de 1 grau. Esta resolução espacial comprovou ser satisfatória para os propósitos desta Tese e representa um compromisso adequado entre definição espacial dos parâmetros atmosféricos analisados e tempo de processamento. O processamento remoto dos dados espaciais fornecidos pelos sensores MODIS e AIRS através da plataforma *GIOVANNI* mostrou-se extremamente eficiente, considerando-se a grande quantidade de dados analisados em determinados processamentos ( $\gg 10^3$  TB). Foi possível, na maior parte das vezes, a análise decenal de produtos MODIS qualificados em nível 3 em um tempo de processamento inferior a 12 horas.

Informações obtidas através de radiossondas foram utilizadas para a validação dos dados sobre a concentração de água precipitável obtidos pelo sensor MODIS. A rede global de radiômetros situados em terra AERONET foi utilizada para validação da caracterização óptica dos aerossóis e quantidade de água precipitável. As redes de radiômetros terrestres, a SONDA e SolRad-Net, foram usadas para a validação das irradiâncias espectrais e de banda larga previstas pelo modelo computacional empregado nesta Tese.

Instrumentos instalados no Laboratório de Energia Solar da UFRGS, dentre eles piranômetros de banda larga, radiômetros espectrais e espectrorradiômetros também foram usados na validação das estimativas de distribuição espectral prevista pelo modelo de transferência radiativa SMARTS2.

Constatou-se que o espectro de referência proposto pela norma americana ASTM G-173

não é representativo para as características da distribuição espectral verificadas no território brasileiro. A configuração geométrica preconizada pela norma ASTM G-173 foi desenvolvida para representar as condições de irradiância espectral no território norte-americano, que possui uma latitude média de  $37^\circ$ , no entanto, o território brasileiro nem alcança latitudes com este valor. As concentrações de aerossóis, ozônio, vapor de água e dióxido de carbono previstas pela norma ASTM G-173 não representam com fidelidade as condições encontradas no território brasileiro.

Foi verificado que as características ópticas e as distribuições da espessura óptica de aerossóis sobre o Brasil não possui homogeneidade temporal e espacial. Na região centro-oeste e norte, verifica-se regiões com valores médios mensais de AOD superiores a 2 durante o período de queima de biomassa.

O norte do país possui, em sua grande maioria, regiões que apresentam valores médios mensais para a concentração de vapor de água que superam em três vezes o utilizado na norma ASTM G-173. Apenas uma pequena área da região sul do país possui um valor médio anual de vapor de água próximo ao previsto pela norma americana ASTM G-173.

O valor para a concentração de ozônio utilizado pela norma ASTM G-173 é superior em cerca de 20% ao verificado no território brasileiro.

Também é constatado que há diferença no valor da concentração do dióxido de carbono preconizada pela norma ASTM G-173 e a existente sobre o Brasil.

Foi verificado o impacto das variações espectrais em dispositivos fotovoltaicos de tecnologias distintas. Para isto, os parâmetros atmosféricos característicos de cada região analisada foram aplicados como dados de entrada no modelo de transferência radiativa na atmosfera SMARTS2. Foram escolhidos cinco módulos/células baseados nas seguintes tecnologias: silício amorfo de dupla junção (a-Si/nc-Si topo e a-Si/nc-Si base) desenvolvido pela empresa Kaneka; silício multicristalino produzido pela Schott Solar; filmes finos GaAs, fabricado pela empresa ALTA; substrato tipo-n HIT (do termo inglês **H**eterojunction with **I**ntrinsic **T**hin-layer) produzido pela empresa SANYO e múltipla junção GaInP/GaInAs/Ge fabricado pela AZUR Space Solar Power. A análise sobre a influência de diferentes distribuições espectrais no desempenho de módulos e células fotovoltaicas foi realizada através da comparação das irradiâncias espectrais típicas em relação ao espectro padrão de referência, neste caso o definido pela norma ASTM G-173 através da convolução entre as respostas espectrais dos dispositivos analisados e as distribuições espectrais incidentes. Empregando o programa computacional SMARTS2 para a obtenção das distribuições espectrais da radiação solar descritas pela norma ASTM G-173 e as típicas em cada região analisada, e conhecendo as respostas espectrais dos dispositivos fotovoltaicos, foi possível, através de uma discretização espectral, obter um fator de eficiência espectral,  $F_{e\lambda}$  que relaciona a eficiência na conversão de energia solar. Foi constatado que o dispositivo de tecnologia de filmes finos GaAs (ALTA GaAs) apresenta em todas as regiões analisadas um fator de eficiência espectral positivo, chegando a 7% em Manaus para massas de ar acima de 1,5. O módulo que emprega heterojunção (SANYO HIT) também apresenta valores de eficiência espectral positivos em todas as regiões de estudo mas sempre inferiores a 5%. O dispositivo de silício multicristalino (m-Si) mostra um comportamento estável com variações máximas da ordem de 2%

para massas de ar acima de 4. O dispositivo de silício amorfo apresenta valores de fator eficiência espectral menores que 1 para massa de ar abaixo de 1,5 em todas as regiões analisadas e próximas ou superiores a 1 para massas de ar acima de 2. A célula de múltipla junção (AZUR GaInP/GaInAs/Ge) possui a maior variação de eficiência espectral em função das distribuições distintas do espectro solar observadas nas regiões de estudo. A menor variação é observada em Porto Alegre, com valores próximos a -7% e em Manaus e Alta Floresta o fator de eficiência espectral chega a -15%. Ficou demonstrado que as junções com respostas espectrais acima de 700 nm limitam o desempenho dos dispositivos fotovoltaicos em função dos valores médios para a concentração de vapor de água no território brasileiro. Por outro lado, junções com resposta espectral acima de 700 nm apresentam valores de fator de eficiência espectral acima de 1.

Os resultados obtidos pela metodologia desenvolvida nesta Tese podem ser ampliados em trabalhos futuros. A análise do fator de eficiência espectral para um grande número de dispositivos fotovoltaicos pode ser realizada através de um programa computacional que contenha dados locais sobre a concentração e distribuição temporal dos principais constituintes atmosféricos e os resultados obtidos poderiam ser visualizados na forma de mapa de distribuição espectral. A Plataforma de análise de dados GIOVANNI possibilita o uso de um grande número de sondas espaciais que podem ser adotadas para a obtenção e intercomparação de diversos parâmetros atmosféricos. A sonda CALIPSO, por exemplo, propicia a análise em três dimensões de vários constituintes atmosféricos e não apenas o valor total integrado verticalmente destes constituintes. A inserção de dados sobre a cobertura de nuvens a partir de satélites e a adoção de um modelo de transferência radiativa na atmosfera que considere a presença de nuvens na atmosfera (SBDART, por exemplo) certamente pode ser tema para um trabalho futuro. Estudos futuros que levem em consideração a temperatura de operação dos dispositivos fotovoltaicos em diversas regiões do Brasil também poderão trazer resultados que diferem dos previstos pelas normas americanas e europeia.

Em resumo, pode-se concluir que a metodologia que foi desenvolvida nesta Tese para assimilação, processamento remoto e validação dos dados, possibilitou uma melhor compreensão sobre o comportamento da distribuição espectral da radiação solar no território brasileiro e seu impacto sobre a avaliação do desempenho de dispositivos fotovoltaicos.

## Referências Bibliográficas

Anderson, G. P.; Clough, S. A.; Kneizys, F. X.; Chetwynd, J. H. e Shettle, E. P., 1986. “**AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0-120 km)**”, Tech. rep. AFGL-TR-86-0110, Air Force Geophysics Lab., Hanscom AFB, MA.

Ångström, A., 1961. “Techniques of Determining the Turbidity of the Atmosphere”, **Tellus**, vol. 13, pp. 214-223.

Arai, N. e Almeida, F.C., 1982. “Estimativa da radiação solar que chega à superfície terrestre utilizando satélite meteorológico”. **Anais, II Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Pelotas, RS.

Araki, K. e Yamaguchi, M., 2003. “Influences of spectrum change to 3-junction concentrator cells”, **Solar Energy Materials Solar Cells**, vol. 75, pp. 707-714.

Azevedo, P. V.; Varejão-Silva, M. A. e Osório, G.A., 1981. “**Zoneamento do potencial de energia solar do Nordeste**”. Coleção Politécnica, Pub. Técnica no. 2. editora da Universidade Federal da Paraíba, 80 pp.

Bird, R. E. e Hulstrom, R. L., 1982. “**Extensive modeled solar spectral data sets with solar cell analysis**”, Solar Energy Research Institute (SERI/NREL)/TR-215-1598, Golden, CO.

Bird, R. E.; Hulstrom, R. L. e Lewis, L. J., 1983. “Terrestrial Solar Spectral Data Sets”, **Solar Energy**, vol. 30, pp. 563-573.

Bird, R. E. e Riordan, C., 1986. “Simple Solar Spectral Model for Direct and Diffuse Irradiance on Horizontal and Tilted Planes at the Earth’s Surface for Cloudless Atmospheres”, **Journal of Climatology and Applied Meteorology**, vol. 25, pp. 87-97.

Bowker, D. E.; Davis, R. E.; Myrick, D. L.; Stacy, K. e Jones, W. T., 1985. “**Spectral Reflectances of Natural Targets for Use in Remote Sensing Studies**”, Tech. Rep. Ref. Publ. 1139, NASA.

Braslau, N. e Dave, J. V., 1973. “Effect of Aerosols on the Transfer of Solar Energy Th-

rough Realistic Model Atmospheres”, **Journal of Applied Meteorology**, vol. 30, pp. 601-619.

Brine, D. T. e Iqbal, M., 1983. “Diffuse and Global Solar Spectral Irradiance Under Cloudless Skies”, **Solar Energy**, vol. 30, pp. 447-453.

Case, M., Owusu, Y.; Chapman, H; Dargan, T; Ruscher, P., 2008. “On the matter of proposed new low-latitude solar reference spectra”, **Renewable Energy**, vol. 33, 12, pp. 2645-2652.

Ceballos, J. C.; Bottino, M. J. e De Souza, J. M., 2004. “A simplified physical model for solar radiation assessment using GOES-8 VIS imagery”. **Journal of Geophysical Research**, vol. 109, D02211.

Chandrasekhar, S., 1960. “**Radiative Transfer**”. Dover Publications Inc., 393 p.

Colle S. e Pereira E. B., 1998. “**Atlas de Radiação Solar do Brasil**”. Ed. INMET - Instituto Nacional de Meteorologia, Brasília, DF, Brasil.

Coulson, K. L. e Reynolds, D. W., 1971. “The Spectral Reflectance of Natural Surfaces”, **Journal of Applied Meteorology**, vol. 10, pp. 1285-1295.

Coulson, K. L., 1975. “**Solar and Terrestrial Radiation: Methods and Measurements**”, Academic Press, New York.

CPTEC/INPE, 2012 - documento consultado durante a realização da tese, na página da web: <http://www.inpe.br> último acesso em 1 de março de 2012.

Dave, J. V.; Halpern, P. e Braslau, N., 1975. “**Spectral Distribution of the Direct and Diffuse Solar Energy Received at Sea-Level of a Model Atmosphere**”, Tech. rep. G320-3332, IBM Palo Alto Scientific Center, Los Angeles.

Dave, J. V. e Halpern, P., 1976. “Effects of Changes in Ozone Amount on the Ultraviolet Radiation Received at Sea-Level of a Model Atmosphere”, **Atmospherical Environments**, vol. 10, pp. 547-555.

Davidson, J. A.; Cantrell, C. A.; McDaniel, A. H.; Shetter, R. E.; Madronich, S. e Calvert, J. G., 1988. “Visible Ultraviolet Absorption Cross Sections for NO<sub>2</sub> as a Function of Temperature”, **Journal of Geophysical Research**, vol. 93D, pp. 7105-7112.

Dubovik, O. e King, M. D., 2000. “A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements”, **Journal of Geophysical Research**, 105, 20, 673-696.

Dubovik, O.; Smirnov, A.; Holben, B. N.; King, M. D.; Kaufman, Y. J.; Eck, T.F. e Slutsker, I., 2000. “Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements”, **Journal of Geophysical Research**, vol. 105, pp. 9791-9806.

Dubovik, O.; Holben, B. N.; Lapyonok, T.; Sinyuk, A.; Mishchenko, M. I.; Yang, P. e Slutsker, I., 2002a. “Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids”, **Geophysical Research Letters**, vol. 10.

Dubovik, O.; Holben, B. N.; Eck, T. F.; Smirnov, A.; Kaufman, Y. J.; King, M. D.; Tanré, D. e Slutsker, I., 2002b. “Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations”, **Journal of Atmospheric Sciences**, vol. 59, pp. 590-608.

Dubovik, O.; Sinyuk, A.; Lapyonok, T.; Holben, B. N.; Mishchenko, M.; Yang, P.; Eck, T. F.; Volten, H.; Munoz, O.; Veihelmann, B. van der Zander,; Sorokin, M. e Slutsker, I., 2006. “Application of light scattering by spheroids for accounting for particle non-sphericity in remote sensing of desert dust”, **Journal of Geophysical Research**, vol. 111, pp. D112008-34.

Green, M. A.; Emery, K.; Hishikawa, Y.; Warta, W.; Dunlop, E. D. , 2012. “Solar cell efficiency tables (version 39)”, **Progress in Photovoltaics: Research and Applications**, vol. 20, pp. 12-20.

Gueymard, C. A., 1993. “**Development and performance assessment of a clear sky spectral radiation model**”, Proc. 22nd ASES Conf., Solar 93, Washington, DC, American Solar Energy Society, pp. 433-438.

Gueymard, C. A., 1995. “**SMARTS2, A Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine: Algorithms and Performance Assessment**”, Report FSEC-PF-270-95 Florida Solar Energy Center/University of Central Florida, USA.

Gueymard, C. A., 2007. “LATITUDE AND CLIMATE DEPENDENT OPTIMAL SITING AND SPECTRAL EFFECTS OF CONCENTRATING PV TECHNOLOGIES: PRELIMINARY ANALYSIS”. **Workshop on Concentrating Photovoltaic Optics and Power**. Marburg, Alemanha.

Haag, R., 2007. “**Desenvolvimento de um radiômetro espectral e metodologia para caracterização do espectro solar**”, Dissertação de Mestrado em Engenharia - Escola de Engenharia, UFRGS, Programa de Pós-graduação em Engenharia Mecânica - PROMEC.

Haag, R. e Krenzinger, A., 2008a. “ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DE PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS E LOCAIS NA DISTRIBUIÇÃO ESPECTRAL DA RADIAÇÃO SOLAR”. **Congresso Brasileiro de Energia Solar, Florianópolis. Anais do II Congresso Brasileiro de Energia Solar.**

Haag R. e Krenzinger, A., 2008b, “VALIDAÇÃO DE UMA METODOLOGIA PARA DETERMINAÇÃO DA IRRADIÂNCIA ESPECTRAL SOLAR UTILIZANDO UM RADIÔMETRO ESPECTRAL”, **XIV CONGRESO IBÉRICO E IX CONGRESO IBEROAMERICANO DE ENERGIA SOLAR**, Vigo, Espanha.

Haag, R. e Krenzinger, A., 2009. “The wavelength-dependent transmittance of the clouds in the 350-1000 nm range”. **20th International Congress of Mechanical Engineering**, Novembro 15-20, Gramado, RS, Brasil

Haag, R.; Stoffel, T. e Krenzinger, A., 2011. “ANÁLISE PRELIMINAR DO *OFFSET* TÉRMICO EM PIRANÔMETROS SOB DIFERENTES CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS”. **Revista Brasileira de Energia Solar**, vol. II, pp. 89-97.

Holben, B. N.; Eck, T.; Slutsker, I.; Tanré, D.; Buis, J. B.; Setzer, A.; Vermote, E.; Reagan, J. A.; Kaufman, Y. J.; Nakajima, T.; Lavenue, F.; Jankowiak, I e Smirnov, A., 1998. “AERONET - A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization”, **Remote Sensing of the Environment**, vol. 66, 1, pp. 1-16.

Iqbal, M., 1983. “**An Introduction to Solar Radiation**”, Academic Press, Toronto.

Justus, C. G. e Paris, M. V., 1985. “ Model for Solar Spectral Irradiance and Radiance at the Bottom and Top of a Cloudless Atmosphere”, **Journal of Climatology and Applied Meteorology**, vol. 24, pp. 193-205.

Kasten, F., 1978. “Revised Optical Air Mass Tables and Aproximation Formula”, **Applied Optics**, vol. 28, pp. 143-150.

Kaufman, Y. J.; Holben, B. N.; Smirnov, A.; Tanré, D.; Eck, T.F. e Slutsker, I., 2000. “Will aerosol measurements from Terra and Aqua polar orbiting satellites represent the daily

- aerosol abundance and properties?”, **Geophysical Research Letters**, vol. 27, pp. 3861-3864.
- King, M. D., e Harshvardhan., 1986. “Comparative accuracy of selected multiple scattering approximations”, **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 43, 8, pp. 784-801.
- King, M. D., Menzel, W. P.; Kaufman, Y. J.; Tanre, D.; Gao, B. C.; Platnick, S.; Ackerman, S. A.; Remer, L. A.; Pincus, R. e Hubanks, P. A., 2003. “Cloud and aerosol and water vapor properties, precipitable water, and profiles of temperature and humidity from MODIS”. **IEEE Transactions Geoscience and Remote Sensing**, vol. 41, pp. 442-458.
- Kneizys, F. X.; Shettle, E. P.; Gallery, W. O.; Chetwynd Jr. J. H.; , Abreu, L. W.; Selby, J. E. A.; Fenn, R. W. e McClatchey, R. A., 1980. “**Atmospheric transmittance/radiance: Computer code LOWTRAN 5**”, Report AFGL TR-80-0067, Air Force Geophysics Lab., Hanscom AFB, MA.
- Koepke, P. e Quenzel, H., 1978. “Water Vapor: Spectral Transmission at Wavelengths Between 0.7  $\mu\text{m}$  and 1  $\mu\text{m}$ ”, **Applied Optics**, vol. 17, pp. 2114-2118.
- Kondratyev K. Y., 1969. “**Radiation in the Atmosphere**”, Academic Press , New York.
- Koschmieder, H., 1924. “Theorie der Horizontalen Sichtweite”, **Beitr. Phys. Freien Atmos.**, vol. 12, pp. 171-181.
- Leckner, B., 1978. “The Spectral Distributions of Solar radiation at the Earth’s Surface - Elements of a Model”, **Solar Energy**, vol. 20, pp. 143-150.
- Liou, K. N., 2002. “**An Introduction to Atmospheric Radiation**”, segunda edição, Academic Press, San Diego.
- Marion, B., 2010. “Preliminary Investigation of Methods for Correcting for Variations in Solar Spectrum under Clear Skies”. **Technical Report , NREL**. Golden, CO, USA.
- Martins, F. R.; Guarnieri, R. A.; Chagas, R. C.; Neto, S. L. M.; Pereira, E. B.; Andrade, E. e Thomaz, C., 2007. “PROJETO SONDA : REDE NACIONAL DE ESTAÇÕES PARA COLETA DE DADOS METEOROLÓGICOS APLICADOS AO SETOR DE ENERGIA”. **I CBENS - I Congresso Brasileiro de Energia Solar ABENS - Associação Brasileira de Energia Solar**, Fortaleza, 8 a 11 de abril.
- Martins, F. R.; Pereira, E. B.; Abreu, S. L.; Colle, S.; 2008. “Solar energy scenarios in

Brazil. Part two: Photovoltaics Applications”. **Energy Policy**, vol. 36, pp. 2865-2877.

McClatchey, R. A.; Fenn, R.W.; Selby, J. E. A.; Voltz, F. E. e Caring, J. S., 1972. “**Optical properties of the atmosphere**”. 3rd edit., AFCRL-72-0497, Air Force Cambridge Res. Lab., Bedford, Mass.

McCluney, R. e Gueymard, C. A., 1993. “**SUNSPEC 1.0**”, Report FSEC-SW-3-93 Florida Solar Energy Center/University of Central Florida, USA.

Myers, D. R., 2003. “**Solar Radiation Modeling and Measurements for Renewable Energy Applications: Data and Model Quality**” . NREL/CP-560-33620

Nann, S. e Riordan, C., 1991. “Solar Spectral Irradiance Under Clear and Cloudy Skies: Measurements and a Semiempirical Model”, **Journal of Applied Meteorology**, vol. 30, pp. 447-462.

Nann, S. e Bakenfelder, A., 1993. “**Narrow-Band Spectral Radiation Data Acquisition, Analysis and Modelling**”, Report No. IEA-SHCP-17C-1, Zentrum für Sonnenenergie- und Wasserstoff-Forschung, Stuttgart.

Nunes, G. S.; André, R. G. B.; Vianello, R. L. e Marques, V. S., 1978. “**Estudo da distribuição da radiação solar sobre o Brasil**”. Relatório INPE, S.J. dos Campos, SP, 45 pp.

Parkinson, C. L., 2003. “Aqua: An Earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables”. **IEEE Transactions Geoscience and Remote Sensing**, vol. 41, 2, pp. 173-183.

Pereira, E. B.; Martins, F. R.; Abreu, S. L. e Rüther, R., 2006. “**Atlas Brasileiro de Energia Solar**”, São José dos Campos, INPE. 60p.

Perez, R.; Seals, R. e Zelenka, A., 1997. “Comparing satellite remote sensing and ground network measurements for the production of site/time specific irradiance data”. **Solar Energy**, vol. 60, 2, pp. 89-96.

Pierluissi, J. H. e Tsai, C. M., 1987. “New LOWTRAN Models for the Uniformly Mixed Gases”, **Applied Optics**, vol. 26, pp. 616-618.

Reda, I. e Andreas, A., 2004. “Solar Position Algorithm for Solar Radiation Applications”, **Solar Energy**, vol. 76, pp. 577-589.

Remer, L. A., Kaufman, Y. J., Tanré, D., Matoo, S., Chu, D. A., Martins, J. V., Li, R. R., Ichoku, C., Levy, R. C., Kleidman, R. G., Eck, T. F., Vermote, E., Holben, B. N., 2005. "The MODIS aerosol algorithm, products, and validation". **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol.62, CLAMS Special Section, pp. 947-973.

Seinfeld, J. H. e Pandis, S. N., 1998. "**Atmospheric Chemistry and Physics, from Air Pollution to Climate Change**", John Wiley, New York.

Shettle, E. P. e Green, A. E. S., 1974. "Multiple Scattering Calculation of the Middle Ultraviolet Reaching the Ground", **Applied Optics**, vol. 13, pp. 1567-1581.

Shettle, E. P. e Fenn, R. W., 1979. "**Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on Their Optical Properties**", Rep. AFGL-TR-79-0214, Air Force Geophysics Lab., Hanscom, MA.

Shettle, E. P.; Kneizys, F. X. e Gallery, W. O., 1980. "Suggested modification to the total volume molecular scattering coefficient in LOWTRAN". **Applied Optics**, vol. 19, pp. 2873-2874.

Sinyuk, A.; Dubovik, O.; Holben, B.; Eck, T. F.; Breon, F. M.; Martonchik, J.; Kahn, R.; Diner, D. J.; Vermote, E. F.; Roger, J. C.; Lapyonok, T. e Slutsker, I., 2006. "Simultaneous retrieval of aerosol and surface properties from a combination of AERONET and satellite data", **Remote Sensing of the Environment**, vol. 107, pp. 90-108.

Skartveit, A. e Olseth, J. A., 1988. "Some Simple Formulas for Multiple Rayleigh Scattered Irradiance", **Solar Energy**, vol. 41, pp. 19-20.

Smith, R. C.; Wan, Z. e Baker, K. S., 1992. "Ozone Depletion in Antarctica: Modeling its Effect on Solar UV Irradiance Under Clear-Sky Conditions", **Journal of Geophysical Research**, vol. 97, pp. 7383-7397.

Tarpley, J. D., 1979. "Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data", **Journal of Applied Meteorology**, vol. 18, pp. 1172-1181.

Tiba, C. e N. Freidenreich, N., 2002. "**Atlas solarimétrico do Brasil**". Editora Universitária da UFPE, Recife, 111 pp.

Vermote, E. F.; Tanré, D.; Deuzé, J. L.; Herman, M.; Morcrette, J. J. 1997 "Second Si-

mulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An Overview” , **IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing**, vol. 35, pp. 675-686.

## **PUBLICAÇÕES E TRABALHOS APRESENTADOS DURANTE O DESENVOLVIMENTO DA TESE**

Haag, R. e Krenzinger, A., 2008. “VALIDAÇÃO DE UMA METODOLOGIA PARA DETERMINAÇÃO DA IRRADIÂNCIA ESPECTRAL SOLAR UTILIZANDO UM RADIÔMETRO ESPECTRAL”. **XIV CONGRESSO IBÉRICO E IX CONGRESSO IBEROAMERICANO DE ENERGIA SOLAR**, Vigo, Espanha.

Haag, R. e Krenzinger, A., 2009. “The wavelength-dependent transmittance of the clouds in the 350-1000 nm range”. **20th International Congress of Mechanical Engineering**, Novembro 15-20, Gramado, RS, Brasil

Haag, R. e Krenzinger, A., 2010. “ESTIMATIVA DA DISTRIBUIÇÃO ESPECTRAL DA RADIAÇÃO SOLAR NO BRASIL UTILIZANDO MODELOS DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA E ANÁLISE MULTIINSTRUMENTAL: SATÉLITE, RADIÔMETROS EM SUPERFÍCIE E RADIOSSONDAGEM”. **III Congresso Brasileiro de Energia Solar**, Belém. Brasil.

Haag, R; Stoffel, T. e Krenzinger, A., 2010. “ANÁLISE PRELIMINAR DO *OFFSET* TÉRMICO EM PIRANÔMETROS SOB DIFERENTES CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS”. **III Congresso Brasileiro de Energia Solar**, Belém. Brasil.

Haag, R. e Krenzinger, A., 2010. “IRRADIÂNCIA SOLAR TÍPICA NA REGIÃO AMAZÔNICA E SEU IMPACTO EM DISPOSITIVOS FOTOVOLTAICOS DE DIFERENTES TECNOLOGIAS”. **IV Conferência Latino Americana de Energía Solar (IV ISES CLA) y XVII Simpósio Peruano de Energía Solar (XVII - SPES)**, Cusco, Peru.

Haag, R. e Krenzinger, A., 2010. “Estimativa da Distribuição Espectral da Irradiância Solar para Distintas Regiões da América do Sul”. **Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente**, vol. 14, pp. 11.49-11.56.

Haag, R. e Krenzinger, A., 2010. “Análise da Influência de Parâmetros Atmosféricos e Locais na Distribuição Espectral da Radiação Solar”. **Revista Brasileira de Energia Solar**, vol. I, pp. 23-33.

Haag, R; Stoffel, T. e Krenzinger, A., 2011. “ANÁLISE PRELIMINAR DO *OFFSET* TÉRMICO EM PIRANÔMETROS SOB DIFERENTES CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS”. **Revista Brasileira de Energia Solar**, vol. II, pp. 89-97.

## A. APÊNDICE

Neste Apêndice são apresentados os arquivos de saída gerados pelo código SMARTS2 para as cidades de Porto Alegre, Petrolina, Alta Floresta e Manaus. Estes arquivos apresentam um resumo dos principais parâmetros de entrada utilizados nas simulações e resultados integrados espectralmente para diversas componentes da irradiância solar.

### Porto Alegre

\*\*\*\*\* SMARTS, version 2.9.5 \*\*\*\*\*

Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine  
Chris A. Gueymard, Solar Consulting Services  
December 2005

This model is documented in FSEC Report PF-270-95  
and in a Solar Energy paper, vol. 71, No.5, 325-346 (2001)

NOTE: These references describe v. 2.8 or earlier!!!  
See the User's Manual for details on the considerable  
changes that followed...

\*\*\*\*\*

Reference for this run: Simulações\_Porto Alegre

-----

\* ATMOSPHERE : TRL                    AEROSOL TYPE: S&F\_RURAL

\* INPUTS:

Pressure (mb) = 1013.250    Ground Altitude (km) = 0.0000  
Height above ground (km) = 0.0000  
Relative Humidity (%) = 75.590    Precipitable Water (cm) = 2.3000  
Ozone (atm-cm) = 0.2750 or 275.0 Dobson Units  
AEROSOLS: Optical Depth at 500 nm = 0.0610            Optical depth at 550 nm = 0.0530  
          Angstrom's Beta = 0.0220            Schuepp's B = 0.0265  
Meteorological Range (km) = 211.3    Visibility (km) = 161.8  
Alpha1 = 0.9693    Alpha2 = 1.4724    Mean Angstrom's Alpha = 1.2209  
Season = SPRING/SUMMER

\* TEMPERATURES:

Instantaneous at site's altitude = 299.6 K  
Daily average (reference) at site's altitude = 299.6 K  
Stratospheric Ozone and NO2 (effective) = 229.6 K

The following spectral variables will be output to file: smart295.ext.txt

\* Direct\_tilted\_irradiance  
\* Difuse\_tilted\_irradiance  
\* Global\_tilted\_irradiance

Spectral ZONAL albedo data: LIGHT\_SANDY\_SOIL  
with a reflection process: NON\_LAMBERTIAN

Spectral LOCAL albedo data: LIGHT\_SANDY\_SOIL  
with a reflection process: NON\_LAMBERTIAN

=====  
=====

\* SOLAR POSITION (deg.):

Zenith Angle (apparent) = 29.625 Azimuth (from North) = 180.00

RELATIVE OPTICAL MASSES:

- Rayleigh = 1.150
- Water Vapor = 1.150
- Ozone = 1.150
- NO2 = 1.150
- Aerosols = 1.150

CO2 Mixing Ratio (ppmv): 384.0

Total column abundances (atm-cm) for all gases except H2O, and for normal/standard conditions:

BrO	CH2O	CH4	ClNO3	CO	CO2	HNO2	HNO3	NH3
0.2500E-05	0.3000E-03	0.1329E+01	0.1200E-03	0.8752E-01	0.3082E+03	0.1000E-03	0.3809E-03	0.1698E-03
NO	NO2	NO3	N2	N2O	O2	O3	O4	SO2
0.3173E-03	0.2112E-03	0.5000E-04	0.3687E+06	0.2477E+00	0.1678E+06	0.2750E+00	0.1678E+06	0.1082E-03

\* ANGLES (deg.) FOR TILTED SURFACE CALCULATIONS:

Surface Tilt = 30.000 Surface Azimuth (from North) = 180.000  
Incidence Angle = 0.375

Diffuse irradiance ratios (tilted plane/horizontal):

0.9330 (isotropic approximate conversion--for reference)  
1.0808 (anisotropic conversion model--used here)

\* \* \* \* \*

\*\* SPECTRUM:

Total (0-100 um) Extraterrestrial Irradiance used here = 1367.00 W/m2  
(i.e., 1.0000 times the selected solar constant, 1367.00 W/m2, due to  
the actual Sun-Earth distance.)

Source for selected solar spectrum: Gueymard\_2003

To account for the chosen Solar Constant value, the selected solar spectrum has been uniformly multiplied by this scaling coefficient = 1.0007

Wavelength Range = 280.0 to 4000.0 nm; Number of Wavelengths = 2002

\*\*\* BROADBAND IRRADIANCES (W/m2):

\* DIRECT BEAM AT NORMAL INCIDENCE:

Extraterrestrial = 1348.92    Terrestrial = 956.04    Atmospheric Transmittance = 0.7087

\* FOR THE HORIZONTAL PLANE:

Direct Beam = 831.07    Diffuse = 97.36    Global = 928.43    Clearness index,  $K_T$  = 0.6792

Diffuse irradiance origination details:

Sky diffuse = 83.26    Back-scattered diffuse = 14.10

\* FOR THE TILTED PLANE:

Direct Beam = 956.02    Sky Diffuse = 111.33    Ground Reflected = 18.08    Global = 1067.35

## Petrolina

\*\*\*\*\* SMARTS, version 2.9.5 \*\*\*\*\*

Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine  
 Chris A. Gueymard, Solar Consulting Services  
 December 2005

This model is documented in FSEC Report PF-270-95  
 and in a Solar Energy paper, vol. 71, No.5, 325-346 (2001)

NOTE: These references describe v. 2.8 or earlier!!!  
 See the User's Manual for details on the considerable  
 changes that followed...

\*\*\*\*\*

Reference for this run: Simulações\_Petrolina

-----  
 \* ATMOSPHERE : TRL            AEROSOL TYPE: S&F\_RURAL

\* INPUTS:

Pressure (mb) = 1013.250    Ground Altitude (km) =    0.0000  
 Height above ground (km) =    0.0000  
 Relative Humidity (%) = 75.590    Precipitable Water (cm) =    3.2400  
 Ozone (atm-cm) = 0.2860 or 286.0 Dobson Units  
 AEROSOLS: Optical Depth at 500 nm = 0.0400            Optical depth at 550 nm = 0.0345  
           Angstrom's Beta = 0.0135            Schuepp's B = 0.0174  
 Meteorological Range (km) = 999.0    Visibility (km) = 764.9  
 Alpha1 = 0.9990    Alpha2 = 1.5650    Mean Angstrom's Alpha = 1.2820  
 Season = SPRING/SUMMER

\* TEMPERATURES:

Instantaneous at site's altitude = 299.6 K  
 Daily average (reference) at site's altitude = 299.6 K  
 Stratospheric Ozone and NO2 (effective) = 229.6 K

The following spectral variables will be output to file: smarts295.ext.txt

\* Direct\_tilted\_irradiance  
 \* Difuse\_tilted\_irradiance  
 \* Global\_tilted\_irradiance

Spectral ZONAL albedo data: LIGHT\_SANDY\_SOIL  
 with a reflection process: NON\_LAMBERTIAN

Spectral LOCAL albedo data: LIGHT\_SANDY\_SOIL  
 with a reflection process: NON\_LAMBERTIAN

```
=====
=====
* SOLAR POSITION (deg.):
```

```
  Zenith Angle (apparent) = 16.049  Azimuth (from North) = 180.00
```

```
  RELATIVE OPTICAL MASSES:
```

```
- Rayleigh = 1.040
- Water Vapor = 1.041
- Ozone = 1.040
- NO2 = 1.041
- Aerosols = 1.040
```

```
CO2 Mixing Ratio (ppmv): 381.0
```

```
Total column abundances (atm-cm) for all gases except H2O, and for normal/standard conditions:
```

BrO	CH2O	CH4	ClNO3	CO	CO2	HNO2	HNO3	NH3
0.2500E-05	0.3000E-03	0.1329E+01	0.1200E-03	0.8752E-01	0.3058E+03	0.1000E-03	0.3809E-03	0.1698E-03
NO	NO2	NO3	N2	N2O	O2	O3	O4	SO2
0.3173E-03	0.2112E-03	0.5000E-04	0.3687E+06	0.2477E+00	0.1678E+06	0.2860E+00	0.1678E+06	0.1082E-03

```
* ANGLES (deg.) FOR TILTED SURFACE CALCULATIONS:
```

```
  Surface Tilt = 9.000  Surface Azimuth (from North) = 180.000
  Incidence Angle = 7.049
```

```
Diffuse irradiance ratios (tilted plane/horizontal):
```

```
  0.9938 (isotropic approximate conversion--for reference)
  1.0335 (anisotropic conversion model--used here)
```

```
* * * * *
```

```
** SPECTRUM:
```

```
  Total (0-100 um) Extraterrestrial Irradiance used here = 1367.00 W/m2
  (i.e., 1.0000 times the selected solar constant, 1367.00 W/m2, due to the
  actual Sun-Earth distance.)
```

```
  Source for selected solar spectrum: Gueymard_2003
```

```
  To account for the chosen Solar Constant value, the selected solar spectrum
  has been uniformly multiplied by this scaling coefficient = 1.0007
```

```
Wavelength Range = 280.0 to 4000.0 nm;  Number of Wavelengths = 2002
```

```
*** BROADBAND IRRADIANCES (W/m2):
```

```
* DIRECT BEAM AT NORMAL INCIDENCE:
```

Extraterrestrial = 1348.92    Terrestrial = 972.33    Atmospheric Transmittance = 0.7208

\* FOR THE HORIZONTAL PLANE:

Direct Beam = 934.43    Diffuse = 87.58    Global = 1022.01    Clearness index,  $K_T$  = 0.7476

Diffuse irradiance origination details:

Sky diffuse = 73.60    Back-scattered diffuse = 13.98

\* FOR THE TILTED PLANE:

Direct Beam = 964.98    Sky Diffuse = 88.98    Ground Reflected = 1.71    Global = 1053.96

## Alta Floresta

\*\*\*\*\* SMARTS, version 2.9.5 \*\*\*\*\*

Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine  
Chris A. Gueymard, Solar Consulting Services  
December 2005

This model is documented in FSEC Report PF-270-95  
and in a Solar Energy paper, vol. 71, No.5, 325-346 (2001)

NOTE: These references describe v. 2.8 or earlier!!!  
See the User's Manual for details on the considerable  
changes that followed...

\*\*\*\*\*

Reference for this run: Simulações\_AltaFloresta

-----

\* ATMOSPHERE : TRL                    AEROSOL TYPE: S&F\_RURAL

\* INPUTS:

Pressure (mb) = 1013.250    Ground Altitude (km) =    0.0000  
Height above ground (km) =    0.0000  
Relative Humidity (%) = 75.590    Precipitable Water (cm) =    4.5300  
Ozone (atm-cm) = 0.2700 or 270.0 Dobson Units  
AEROSOLS:    Optical Depth at 500 nm = 0.2460            Optical depth at 550 nm = 0.2163  
          Angstrom's Beta = 0.0965            Schuepp's B = 0.1068  
Meteorological Range (km) =    35.8    Visibility (km) =    27.4  
Alpha1 = 0.9300    Alpha2 = 1.3498    Mean Angstrom's Alpha = 1.1399  
Season = SPRING/SUMMER

\* TEMPERATURES:

Instantaneous at site's altitude = 299.6 K  
Daily average (reference) at site's altitude = 299.6 K  
Stratospheric Ozone and NO2 (effective) = 229.6 K

The following spectral variables will be output to file: smarts295.ext.txt

\* Direct\_tilted\_irradiance  
\* Difuse\_tilted\_irradiance  
\* Global\_tilted\_irradiance

Spectral ZONAL albedo data: LIGHT\_SANDY\_SOIL  
with a reflection process: NON\_LAMBERTIAN

Spectral LOCAL albedo data: LIGHT\_SANDY\_SOIL  
with a reflection process: NON\_LAMBERTIAN

=====

=====

\* SOLAR POSITION (deg.):

Zenith Angle (apparent) = 16.049 Azimuth (from North) = 180.00

RELATIVE OPTICAL MASSES:

- Rayleigh = 1.040  
 - Water Vapor = 1.041  
 - Ozone = 1.040  
 - NO2 = 1.041  
 - Aerosols = 1.040

CO2 Mixing Ratio (ppmv): 382.0

Total column abundances (atm-cm) for all gases except H2O, and for normal/standard conditions:

BrO	CH2O	CH4	ClNO3	CO	CO2	HNO2	HNO3	NH3
0.2500E-05	0.3000E-03	0.1329E+01	0.1200E-03	0.8752E-01	0.3066E+03	0.1000E-03	0.3809E-03	0.1698E-03
NO	NO2	NO3	N2	N2O	O2	O3	O4	SO2
0.3173E-03	0.2112E-03	0.5000E-04	0.3687E+06	0.2477E+00	0.1678E+06	0.2700E+00	0.1678E+06	0.1082E-03

\* ANGLES (deg.) FOR TILTED SURFACE CALCULATIONS:

Surface Tilt = 10.000 Surface Azimuth (from North) = 180.000  
 Incidence Angle = 6.049

Diffuse irradiance ratios (tilted plane/horizontal):

0.9924 (isotropic approximate conversion--for reference)  
 1.0347 (anisotropic conversion model--used here)

\* \* \* \* \*

\*\* SPECTRUM:

Total (0-100 um) Extraterrestrial Irradiance used here = 1367.00 W/m2  
 (i.e., 1.0000 times the selected solar constant, 1367.00 W/m2, due to the  
 actual Sun-Earth distance.)  
 Source for selected solar spectrum: Gueymard\_2003

To account for the chosen Solar Constant value, the selected solar spectrum  
 has been uniformly multiplied by this scaling coefficient = 1.0007

Wavelength Range = 280.0 to 4000.0 nm; Number of Wavelengths = 2002

\*\*\* BROADBAND IRRADIANCES (W/m2):

\* DIRECT BEAM AT NORMAL INCIDENCE:

Extraterrestrial = 1348.92    Terrestrial = 827.27    Atmospheric Transmittance = 0.6133

\* FOR THE HORIZONTAL PLANE:

Direct Beam = 795.03    Diffuse = 190.61    Global = 985.64    Clearness index,  $K_T$  = 0.7210

Diffuse irradiance origination details:

Sky diffuse = 169.70    Back-scattered diffuse = 20.91

\* FOR THE TILTED PLANE:

Direct Beam = 822.67    Sky Diffuse = 197.40    Ground Reflected = 2.08    Global = 1020.07

## Manaus

\*\*\*\*\* SMARTS, version 2.9.5 \*\*\*\*\*

Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine  
Chris A. Gueymard, Solar Consulting Services  
December 2005

This model is documented in FSEC Report PF-270-95  
and in a Solar Energy paper, vol. 71, No.5, 325-346 (2001)

NOTE: These references describe v. 2.8 or earlier!!!  
See the User's Manual for details on the considerable  
changes that followed...

\*\*\*\*\*

Reference for this run: Simulações\_Manaus

-----

\* ATMOSPHERE : TRL            AEROSOL TYPE: S&F\_RURAL

\* INPUTS:

Pressure (mb) = 1013.250    Ground Altitude (km) = 0.0000  
Height above ground (km) = 0.0000  
Relative Humidity (%) = 75.590    Precipitable Water (cm) = 5.2500  
Ozone (atm-cm) = 0.2600 or 260.0 Dobson Units  
AEROSOLS: Optical Depth at 500 nm = 0.1950    Optical depth at 550 nm = 0.1713  
Angstrom's Beta = 0.0760    Schuepp's B = 0.0847  
Meteorological Range (km) = 46.2    Visibility (km) = 35.4  
Alpha1 = 0.9330    Alpha2 = 1.3590    Mean Angstrom's Alpha = 1.1460  
Season = SPRING/SUMMER

\* TEMPERATURES:

Instantaneous at site's altitude = 299.6 K  
Daily average (reference) at site's altitude = 299.6 K  
Stratospheric Ozone and NO2 (effective) = 229.6 K

The following spectral variables will be output to file: smarts295.ext.txt

\* Direct\_tilted\_irradiance  
\* Difuse\_tilted\_irradiance  
\* Global\_tilted\_irradiance

Spectral ZONAL albedo data: LIGHT\_SANDY\_SOIL  
with a reflection process: NON\_LAMBERTIAN

Spectral LOCAL albedo data: LIGHT\_SANDY\_SOIL  
with a reflection process: NON\_LAMBERTIAN

=====

=====

\* SOLAR POSITION (deg.):

Zenith Angle (apparent) = 11.470 Azimuth (from North) = 180.00

RELATIVE OPTICAL MASSES:

- Rayleigh = 1.020  
 - Water Vapor = 1.020  
 - Ozone = 1.020  
 - NO2 = 1.020  
 - Aerosols = 1.020

CO2 Mixing Ratio (ppmv): 382.0

Total column abundances (atm-cm) for all gases except H2O, and for normal/standard conditions:

BrO	CH2O	CH4	ClNO3	CO	CO2	HNO2	HNO3	NH3
0.2500E-05	0.3000E-03	0.1329E+01	0.1200E-03	0.8752E-01	0.3066E+03	0.1000E-03	0.3809E-03	0.1698E-03
NO	NO2	NO3	N2	N2O	O2	O3	O4	SO2
0.3173E-03	0.2112E-03	0.5000E-04	0.3687E+06	0.2477E+00	0.1678E+06	0.2600E+00	0.1678E+06	0.1082E-03

\* ANGLES (deg.) FOR TILTED SURFACE CALCULATIONS:

Surface Tilt = 3.000 Surface Azimuth (from North) = 180.000  
 Incidence Angle = 8.470

Diffuse irradiance ratios (tilted plane/horizontal):

0.9993 (isotropic approximate conversion--for reference)  
 1.0492 (anisotropic conversion model--used here)

\* \* \* \* \*

\*\* SPECTRUM:

Total (0-100 um) Extraterrestrial Irradiance used here = 1367.00 W/m2  
 (i.e., 1.0000 times the selected solar constant, 1367.00 W/m2, due to the actual  
 Sun-Earth distance.)  
 Source for selected solar spectrum: Gueymard\_2003

To account for the chosen Solar Constant value, the selected solar spectrum  
 has been uniformly multiplied by this scaling coefficient = 1.0007

Wavelength Range = 280.0 to 4000.0 nm; Number of Wavelengths = 2002

\*\*\* BROADBAND IRRADIANCES (W/m2):

\* DIRECT BEAM AT NORMAL INCIDENCE:

Extraterrestrial = 1348.92 Terrestrial = 854.03 Atmospheric Transmittance = 0.6331

\* FOR THE HORIZONTAL PLANE:

Direct Beam = 836.98    Diffuse = 167.71    Global = 1004.69    Clearness index, KT = 0.7350

Diffuse irradiance origination details:

Sky diffuse = 148.35    Back-scattered diffuse = 19.36

\* FOR THE TILTED PLANE:

Direct Beam = 844.72    Sky Diffuse = 173.31    Ground Reflected = 0.19    Global = 1018.03