

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA

DESENVOLVIMENTO DE UM RADIÔMETRO ESPECTRAL E METODOLOGIA PARA
CARACTERIZAÇÃO DO ESPECTRO SOLAR

Rafael Haag

2007

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA

DESENVOLVIMENTO DE UM RADIÔMETRO ESPECTRAL E METODOLOGIA PARA
CARACTERIZAÇÃO DO ESPECTRO SOLAR

por

Rafael Haag

Dissertação para obtenção do Título de Mestre em Engenharia

Porto Alegre, julho de 2007

DESENVOLVIMENTO DE UM RADIÔMETRO ESPECTRAL E METODOLOGIA PARA CARACTERIZAÇÃO DO ESPECTRO SOLAR

por

Rafael Haag

Físico

Dissertação 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

Mestre em Engenharia

Área de Concentração: Energia

Orientador: Prof. Dr. Arno Krenzinger

Aprovada por:

Prof. Dr. Mario Henrique Macagnan - UNISINOS

Prof. Dr. Jorge Ricardo Ducati - UFRGS

Prof. Dr. Paulo Otto Beyer - UFRGS

Prof. Dr. Flávio José Lorini

Coordenador do PROMEC

Porto Alegre, 31 de julho de 2007

...las estrellas son la guía que el gaucho tiene en la pampa.

El gaucho Martín Fierro
José Hernández

À *Lise*, pelo amor e compreensão.
À *Lívia*, meu *solzinho* e elo com o futuro.

AGRADECIMENTOS

Agradeço principalmente ao meu orientador, Arno Krenzinger, por sua dedicação, estímulo, paciência e pelo conhecimento que adquiri ao seu lado no desenvolvimento deste trabalho.

Também quero agradecer de forma muito especial o apoio e a amizade da Profa. Eliane Ângela Veit ao longo dos últimos anos.

Agradeço a ajuda e amizade de vários colegas integrantes do Laboratório de Energia Solar, principalmente os amigos César W.M. Prieb, Luis Horacio Vera, Giuliano Arns Rampinelli, Alexandre José Bühler e João Batista Dias.

Agradeço ao secretário do PROMEC, Paulo Kuter, o tratamento sempre atencioso.

Desejo expressar da mesma forma minha gratidão aos meus familiares e todas as pessoas que de algum modo foram importantes para o desenvolvimento deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho pode ser melhor descrito a partir da sua divisão em duas etapas. Uma predominantemente experimental onde se descreve o projeto, o desenvolvimento e a calibração de um radiômetro espectral destinado à caracterização da distribuição espectral da irradiância solar e outra etapa teórica que permite obter o espectro solar.

O radiômetro espectral desenvolvido neste trabalho possui um anel de sombra rotativo, deste modo utiliza-se o mesmo conjunto de sensores na medida das componentes global, direta e difusa da radiação solar. Diferentemente de outros instrumentos que utilizam filtros ópticos de interferência acoplados a fotodiodos de silício, empregou-se no radiômetro diodos emissores de luz (LEDs), como sensores espectrais. Esta escolha baseia-se principalmente no alto custo dos filtros ópticos de boa qualidade e também devido à sua degradação. O radiômetro desenvolvido nesta Dissertação também possui um fotodiodo de silício com resposta espectral ampla (entre 300 e 1100 nm) destinado à medida da irradiância solar total.

Na etapa teórica é desenvolvida uma metodologia para caracterização espectral da irradiância solar a partir dos dados obtidos pelo radiômetro espectral para uma atmosfera isenta de nuvens. Estes dados são utilizados na determinação da quantidade de água precipitável e espessura óptica de aerossóis. Estes parâmetros atmosféricos, além da coluna total de ozônio, associados a variáveis meteorológicas locais (pressão atmosférica, umidade relativa e albedo da superfície), variáveis de tempo (hora e data) e variáveis de espaço (latitude, longitude, altitude) são utilizados como dados de entrada em um programa computacional escrito em linguagem FORTRAN 77 baseado no modelo SMARTS2 (Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine). O programa computacional é capaz de modelar a irradiância solar direta, difusa e global incidente sobre superfícies planas ou inclinadas. O modelo paramétrico cobre o segmento entre 280 até 4000 nm, com resolução espectral de 0,5 nm entre 280-400 nm, 1 nm entre 400-1700 nm e 5 nm entre 1705-4000 nm.

Foi utilizado o valor da irradiância global-horizontal medida e a estimada pelo modelo para validação dos espectros obtidos.

ABSTRACT

Development of a Spectral Radiometer and Methodology to Characterize the Solar Spectrum

For a better understanding, this work is divided into two sections. The first one, predominately experimental, is related to the design, development and calibration of a radiometer used for spectral solar irradiance measurements. The other section, theoretical, is devoted to obtain the solar spectrum from the atmospheric parameters.

The built spectral radiometer is provided with a rotating shadow-band, so the global, beam and diffuse solar irradiance components can be measured with the same set of sensors. Differently from other instruments, this radiometer utilizes light-emitting diodes (LEDs) as spectrally selective sensors, instead of interference filters and photodiodes. This option is favored by the high prices and quality degradation of the interference filters. The radiometer developed in this dissertation also employs a broadband (response between 300-1100 nm) silicon photodiode to detect the global solar irradiance.

The methodology used to reconstruct the spectral solar irradiance of a cloudless sky from the radiometer data is explained in the theoretical section of this work. The data from the spectral radiometer are used for the determination of precipitable water and aerosol optical depth. These atmospheric parameters and the ozone optical depth, together with meteorological variables (atmospheric pressure, relative humidity and local albedo), geographic variables (latitude, longitude and altitude), time and date are used as input data for a computer program developed in FORTRAN 77 based on the SMARTS2 (Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine) model. This computer program allows the determination of the global, beam and diffuse solar irradiance on horizontal or tilted planes. The model covers the wavelength range from 280 nm to 4020 nm. The achieved resolution is 0,5 nm between 280 nm and 400 nm, 1 nm between 400 nm and 1700 nm and 5 nm between 1705 nm and 4000 nm.

The results of the methodology are compared to the experimental values obtained for the global-horizontal irradiance in order to validate the spectral irradiance predictions.

ÍNDICE

1.	Introdução	1
1.1	Motivação	1
1.2	Objetivos	2
1.3	Súmula dos tópicos	3
2.	Radiação solar	4
2.1	O Sol	4
2.2	Irradiância solar total e espectro solar extraterrestre	7
2.3	Determinação do posicionamento solar	10
2.3.1	Data juliana	13
2.3.2	Distância Terra-Sol	13
2.3.3	Declinação solar	14
2.3.4	Ângulo horário	14
2.3.5	Ângulo zenital	15
2.3.6	Elevação solar	15
2.3.7	Fatores geométricos	15
3.	Atmosfera terrestre	17
3.1	Introdução	17
3.2	Estrutura da atmosfera em função da temperatura	17
3.3	Componentes atmosféricos	19
3.3.1	Moléculas do ar seco	19
3.3.2	Aerossóis	23
3.3.3	Vapor de água	25
4.	Modelos para caracterização da irradiância solar	28
4.1	Introdução	28
4.2	Atmosferas de referência	29
4.3	Atenuação da irradiância espectral solar direta	32
4.3.1	Massa óptica de ar específica	34
4.3.2	Espalhamento Rayleigh	34
4.3.3	Absorção pelo ozônio	35
4.3.4	Absorção pelo dióxido de nitrogênio	37
4.3.5	Absorção pela mistura uniforme de gases	38
4.3.6	Absorção pelo vapor de água	38
4.3.7	Extinção por aerossóis	39
4.4	Irradiância solar difusa	41
4.4.1	Componente devido ao espalhamento Rayleigh	42
4.4.2	Componente devido ao espalhamento por aerossóis	43
4.4.3	Transmitância efetiva do ozônio para irradiância solar difusa	44

4.4.4	Componente devido as reflexões múltiplas	45
5.	Desenvolvimento do radiômetro espectral	49
5.1	Instrumentos para medida da radiação solar	49
5.1.1	Sensores de radiação	49
5.1.2	Medida da componente direta: pireliômetros	51
5.1.3	Medida da componente global e difusa: piranômetros	54
5.1.4	Instrumentos para medida espectral da irradiância solar	55
5.2	Desenvolvimento do radiômetro espectral com anel de sombra rotativo	58
5.2.1	Características do LED como sensor seletivo de radiação	63
5.2.2	Resposta espectral dos sensores	66
5.2.3	Efeito da temperatura	68
5.2.4	Resposta cosseno	68
5.2.5	Calibração dos canais do radiômetro	70
6.	Obtenção das variáveis de entrada e parâmetros do modelo	74
6.1	Método para determinação da coluna de ozônio	74
6.2	Método para determinação da espessura óptica de aerossóis	75
6.3	Método para determinação da quantidade de água precipitável	80
7.	Análise dos espectros obtidos	82
7.1	Resultados	84
8.	Conclusões	91
	Referências Bibliográficas	94
	Apêndice I	104

Lista de Figuras

2.1	Diagrama simplificado mostrando as regiões do interior do Sol e de sua atmosfera. . .	4
2.2	Foto do eclipse solar total de 4 de novembro de 1994 na cidade de Marcelino Ramos, RS, mostrando a coroa solar. Fonte: o autor.	5
2.3	Irradiância solar extraterrestre total para o período de 11 de abril - 7 de junho de 2006 medida pelo satélite SORCE.	8
2.4	Variação da TSI para o período de 11/1978-1/2003 (acima) e número diário de manchas solares para o mesmo período (abaixo). As linhas mais grossas indicam o valor médio para o período de 27 dias. Fonte: adaptado de Gueymard [2004].	9
2.5	Comparação do espectro solar utilizado no modelo SMARTS2 e os modelos WRC81, ESPCTRAL2 e WRC85 para os segmentos entre 280-400 nm (a); 450-650 nm (b); 800-1000 nm (c). Fonte: adaptado de Gueymard, [1995].	11
2.6	Comparação entre o espectro para a radiação solar extraterrestre, espectro para uma atmosfera padrão ao nível do mar e espectro de um corpo negro de 6000 K. As regiões hachuradas representam as absorções moleculares na atmosfera. Fonte: adaptado de Coulson, [1975].	12
2.7	Incerteza no valor de $\cos(Z)$ associada a incertezas de 0,01 e 0,0003 graus na posição zenital solar.	12
2.8	Observa-se uma superfície coletora com uma inclinação β' em relação ao solo, o ângulo zenital Z e o ângulo θ	16
3.1	Perfil vertical de temperatura da atmosfera terrestre.	18
3.2	Perfil de ozônio obtido a partir de sondagem realizada em 10 de Novembro de 2000 na cidade de Santa Maria, RS. Fonte: CRSPE/INPE.	22
3.3	Medida realizada pelo satélite TOMS mostrando a redução na quantidade de ozônio no continente antártico. Fonte: adaptado de http://toms.gsfc.nasa.gov	23
3.4	Modelo de perfil atmosférico para aerossóis. Fonte: Warneck [1988].	24
3.5	Valores médios sazonais de espessura óptica de aerossol no comprimento de onda de 550 nm, para cada trimestre do ano de 2001, obtidas pelo satélite TERRA e instrumento MODIS. Fonte: Adaptado de Chu et al. [2003].	25
3.6	Variabilidade da quantidade de água precipitável analisada por vários instrumentos de referência ao longo de um dia. Fonte: adaptado de Gueymard, [1995].	27
4.1	Transmitância do ozônio prevista pelo programa SMARTS2 para duas temperaturas (210 e 240 K) e mediante o programa SPCTRAL2. Fonte: adaptado de Gueymard, [1995].	37
4.2	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].	38

4.3	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.	40
4.4	Relação entre o fator de albedo para o espalhamento por aerossóis e a umidade relativa para aerossóis urbanos.	43
4.5	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	45
4.6	Diagrama simplificado mostrando os processos envolvidos nas reflexões múltiplas da radiação solar entre atmosfera e a superfície terrestre.	46
4.7	Albedo espectral para a neve, basalto, grama verde e solo médio.	47
5.1	Resposta espectral típica de um fotodiodo de silício empregado em radiômetros solares. Fonte: Adaptado de www.apogeeinstruments.com	50
5.2	Fotografia do pireliômetro absoluto desenvolvido por Knut Ångström. Fonte: Adaptado de www.angstrom.uu.se	53
5.3	Fotografia do pireliômetro NIP produzido pela empresa Eppler.	53
5.4	Imagem do piranômetro Eppler PSP.	55
5.5	Fotografia do pireliômetro solar SPUV-10. Este instrumento possui dez canais seletivos e mecanismo de seguimento solar automático. Fonte: YES [2007].	56
5.6	Fotografia do espectrorradiômetro modelo RSS produzido pela empresa YES. Este espectrorradiômetro possui um anel de sombra rotativo para medida espectral das componentes global, direta e difusa da irradiância solar. Fonte: YES [2007].	57
5.7	Fotografia do espectrorradiômetro portátil modelo SPEC-PAR/NIR produzido pela empresa APOGEE. Este espectrorradiômetro realiza medidas radiométricas entre 350 e 1000 nm com resolução de 0,5 nm. Fonte: APOGEE [2007].	58
5.8	Distribuição espectral da irradiância solar obtida através de um piranômetro que emprega seis filtros seletivos. Fonte: adaptado de Hirata e Tani [1995].	58
5.9	Vista do radiômetro espectral. Nota-se a unidade detectora com o difusor de <i>teflon</i> no centro e o anel de sombra rotativo comandado por uma motor e caixa de redução.	59
5.10	Fotografia que mostra o radiômetro espectral desenvolvido no Laboratório de Energia Solar da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e a placa onde estão alojados os sensores seletivos.	60
5.11	Diagrama simplificado mostrando a ligação entre os sensores do radiômetro, unidade de aquisição de dados AGILENT 34970A e microcomputador.	61
5.12	Foto onde é mostrado o motor que comanda o anel de sombra rotativo do radiômetro espectral.	61
5.13	Sistema de ajuste angular do conjunto formado pelo motor e anela de sombra rotativo. Este ajuste permite operar o radiômetro em qualquer latitude e declinação solar.	62
5.14	Comportamento da irradiância solar medida pelo radiômetro quando o anel de sombra encontra-se abaixo do bloco óptico (sem bloqueio da componente direta) e na posição onde há a obstrução da componente direta da irradiância solar.	62

5.15	Estrutura física de um LED vermelho montado sobre um substrato de GaAs. Fonte: adaptado de VISHAY [2007].	64
5.16	Espectro de emissão e detecção do LED HLMP-D101.	65
5.17	Representação simplificada de uma Junção P-N sob iluminação.	65
5.18	Dois circuitos que permitem operar o LED na região próxima de curto circuito: a) contêm apenas uma resistência em paralelo com o LED, b) faz uso de um amplificador operacional e um resistor.	67
5.19	Curva de resposta espectral para os LEDs utilizados no radiômetro.	67
5.20	Variação da curva de resposta espectral do LED HLMP-D101 em função da temperatura.	68
5.21	Diagrama mostrando os principais componentes da bancada desenvolvida para verificação da resposta cosseno do radiômetro espectral.	69
5.22	Resposta cosseno para o sensor em 920 nm e fotodiodo de silício.	70
5.23	Irradiância global-horizontal durante o dia 19 de abril de 2007 em 920 nm obtida através do radiômetro espectral.	71
5.24	Irradiância global-horizontal durante o dia 19 de abril de 2007 em 815 nm obtida através do radiômetro espectral.	71
5.25	Irradiância global-horizontal durante o dia 19 de abril de 2007 em 625 nm obtida através do radiômetro espectral.	72
5.26	Irradiância global-horizontal durante o dia 19 de abril de 2007 em 525 nm obtida através do radiômetro espectral.	72
5.27	Irradiância global-horizontal durante o dia 19 de abril de 2007 em 375 nm obtida através do radiômetro espectral.	73
5.28	Gráfico mostrando a correlação entre a irradiância global-horizontal medida através do piranômetro Eppley e o fotodiodo de silício do radiômetro.	73
6.1	Irradiância global-horizontal simulada através do modelo SMARTS2 para uma atmosfera padrão com massa óptica de ar 1,5 e dois valores de concentração de ozônio: 200 e 300 UD.	76
6.2	Média climatológica mensal de ozônio (em Unidades Dobson), representada com os respectivos desvios padrões, a partir de dados obtidos em 2001 por um espectrorradiômetro Brewer no Observatório Espacial do Sul na cidade de Santa Maria, RS, e à direita os valores diários estimados através da equação proposta por Van Heuklon para a concentração de ozônio no Estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais - CRSPE/INPE - MCT	77
6.3	Regressão de Langley para os canais seletivos do radiômetro espectral.	79
6.4	Quantidade de água precipitável estimada pelo sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA (vermelho) e através do radiômetro espectral (azul).	81
7.1	Estimativa da irradiância solar no dia 4 de setembro de 2006 às 08h05m.	85
7.2	Estimativa da irradiância solar no dia 4 de setembro de 2006 às 09h05m.	86
7.3	Estimativa da irradiância solar no dia 4 de setembro de 2006 às 10h05m.	86

7.4	Estimativa da irradiância solar no dia 14 de novembro de 2006 às 13h18m.	87
7.5	Estimativa da irradiância solar no dia 14 de novembro de 2006 às 14h23m.	87
7.6	Estimativa da irradiância solar no dia 19 de abril de 2007 às 13h30m.	88
7.7	Estimativa da irradiância solar no dia 19 de abril de 2007 às 15h30m.	88
7.8	Estimativa da irradiância solar no dia 20 de abril de 2007 às 12h39m.	89
7.9	Estimativa da irradiância solar no dia 20 de abril de 2007 às 13h39m.	89
7.10	Estimativa da irradiância solar no dia 20 de abril de 2007 às 14h38m.	90
7.11	Estimativa da irradiância solar no dia 20 de abril de 2007 às 15h35m.	90

Lista de Tabelas

2.1	Principais características do Sol.	6
3.1	Composição atmosférica normal e concentração molar dos principais constituintes do ar seco para uma atmosfera padrão. Fonte: adaptado de Iqbal, 1983.	20
4.1	Perfil vertical para dez atmosferas de referência. Sendo USSA (U.S. Standard Atmosphere), MLS (Mid-Latitude Summer), MLW (Mid-Latitude Winter), SAS (Sub-Arctic Summer), SAW (Sub-Arctic Winter), TRL (Tropical), STS (Sub-Tropical Summer), STW (Sub-Tropical Winter), AS (Arctic Summer), AW (Arctic Winter); z (altitude); T_a (temperatura do ar); T_{eo} (temperatura efetiva para o ozônio); p (pressão); RH (umidade relativa).	31
4.2	Coeficientes para massa óptica de ar aplicados na Equação 4.14.	35
4.3	Parâmetros das equações 4.38 e 4.39 para diferentes modelos de aerossóis. Gueymard [1995].	41
6.1	Parâmetros das Equação 7.4.	76
7.1	Concentração de alguns gases poluentes presentes na baixa troposfera adotada na estimativa da irradiância espectral solar. Os valores estão dados em ppm (partes por milhão).	83
7.2	Dados instantâneos das variáveis obtidas pelo radiômetro e adotadas no modelo para cada espectro estimado.	83
7.3	Comparação entre a irradiância global-horizontal medida e estimada pelo modelo paramétrico.	84
A.1	Erro absoluto máximo no valor da irradiância global-horizontal para desvio de 20% e 100% no valor de w nos ângulos zenitais de 10° , 45° e 80°	105
A.2	Erro absoluto máximo no valor da irradiância global-horizontal para desvio de 20% e 100% no valor de τ_a em 525 nm nos ângulos zenitais de 10° , 45° e 80°	106
A.3	Valor da irradiância global-horizontal (W/m^2) estimada pelo modelo SMARTS2 para distintos valores de albedo entre 0,2 e 0,6 e Z variando entre 0° e 80°	106

Lista de Símbolos

Simbologia	Unidade
$A_{o\lambda}$	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
C	equação do centro de Sol [grau]
D	fração do dia adimensional
$E_{0n\lambda}$	irradiância monocromática normal incidente no topo da atmosfera [$W m^{-2} \lambda^{-1}$]
$E_{bn\lambda}$	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_T	equação do tempo [min]
$E_{\lambda 0}$	irradiância monocromática incidente no topo da atmosfera [$W m^{-2} \lambda^{-1}$]
E_{λ}	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_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]
hms	hora solar média [h]
hsv	hora solar verdadeira [h]
i_0	corrente de saturação [A]
i_g	corrente gerada pelo fluxo de fótons [A]
JD	dia juliano contado a partir de 00h00m00s (TU) do dia 01/01/-4713 [dia]
J_{λ}	radiação resultante dos processos de espalhamento e re-emissão [$W m^{-2} \lambda^{-1}$]
k	constante de Stefan-Boltzmann [$J K^{-1}$]
k_{λ}	coeficiente de extinção monocromático adimensional

L	longitude aparente do Sol	[grau]
L_0	longitude média do Sol	[grau]
$L_{\odot}$	luminosidade média do Sol	[$ergs/s$]
l	comprimento do caminho óptico	adimensional
M	anomalia média do Sol	[grau]
MBE	tendência média do erro	adimensional
M_{bol}	magnitude absoluta bolométrica do Sol	adimensional
M_V	magnitude absoluta visual do Sol	adimensional
m	massa óptica relativa do ar seco	adimensional
m_a	massa óptica relativa dos aerossóis	adimensional
m_{abs}	massa óptica absoluta	[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_w	massa óptica relativa do vapor de água	adimensional
$m_{\odot}$	massa aproximada do Sol	[kg]
mes	número do mês	[unidade]
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	carga do elétron	[C]
R	raio vetor Terra-Sol	[UA]
RH	umidade relativa local	[%]
$RMSE$	grau de dispersão do erro em torno da média	adimensional
$R_{\odot}$	raio médio do Sol	[km]
rt	raio médio da Terra	[km]
r^2	coeficiente de correlação	adimensional
S_c	constante solar	[$W\ m^{-2}$]
T	temperatura local	[K]
TU	tempo universal	[h]
T_a	temperatura atmosférica em uma dada altura	[K]
$T_{a\lambda}$	transmitância devido aos aerossóis	adimensional
$T_{aa\lambda}$	transmitância devido aos processos de absorção por aerossóis	adimensional
$T_{as\lambda}$	transmitância devido ao espalhamento por aerossóis	adimensional
T_{en}	temperatura efetiva para o nitrogênio	[K]
T_{eo}	temperatura efetiva do ozônio	[K]

$T_{e\odot}$	temperatura efetiva média do Sol [K]
$T_{g\lambda}$	transmitância da mistura uniforme de gases adimensional
$T_{n\lambda}$	transmitância devido à absorção pelo nitrogênio adimensional
$T_{o\lambda}$	transmitância devido à absorção pelo ozônio adimensional
$T_{R\lambda}$	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]
$T_{w\lambda}$	transmitância devido à absorção pelo vapor de água adimensional
T_{λ}	transmitância monocromática adimensional
T^*	temperatura média diária local ao nível do mar [K]
t	fração secular do dia juliano, contada a partir do ano 2000 [século]
UA	Unidade Astronômica (149.597.890 km) [unidade]
UD	Unidade Dobson [unidade]
U_r	umidade relativa local absoluta adimensional
u_g	coluna total da mistura uniforme de gases [$g\ cm^{-3}$]
u_n	coluna total de nitrogênio [atm-cm]
u_o	conteúdo de ozônio em uma coluna vertical [UD, cm-atm]
V	tensão [V]
V'	anomalia verdadeira do Sol [grau]
Y	fator anual adimensional
Z	ângulo zenital solar [grau]
Z_T	fuso horário [h]
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
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
X	parâmetro de função	adimensional
Y	parâmetro de função	adimensional
α	expoente de turbidez de Ångström	adimensional
β	coeficiente de turbidez de Ångström	adimensional
β'	ângulo de inclinação	[grau]
Γ_o	transmitância efetiva do ozônio	adimensional
γ	ângulo azimutal	[grau]
δ	longitude geográfica	[grau]
δ'	fator de despolarização	adimensional
$\delta_{\odot}$	declinação solar	[grau]
ϵ	excentricidade da órbita terrestre	adimensional
ζ	parâmetro de função	adimensional
η	eficiência quântica	adimensional
θ	ângulo de incidência	[grau]
λ	comprimento de onda	[μm , nm]
ν	fator astronômico da equação do tempo	adimensional
ϖ_0	albedo do espalhamento simples por aerossóis	adimensional
ρ	massa específica do ar na altitude local	[$g\ cm^{-3}$]
ρ_a	massa específica do ar	[$g\ cm^{-3}$]
ρ_{aa}	albedo atmosférico devido aos aerossóis	adimensional
$\rho_{b\lambda}$	albedo da superfície local para a irradiância direta	adimensional
$\rho_{c\odot}$	massa específica média no centro do Sol	[$kg\ m^{-3}$]
$\rho_{d\lambda}$	albedo da irradiância difusa	adimensional
$\rho_{g\lambda}$	albedo da irradiância global difusa	adimensional
ρ_{O_3}	massa específica do ozônio	[$g\ cm^{-3}$]
ρ_R	albedo atmosférico devido ao espalhamento Rayleigh	adimensional
$\rho_{s\lambda}$	albedo atmosférico	adimensional
ρ_v	massa específica do vapor de água	[$g\ cm^{-3}$]
ρ_w	massa específica do vapor de água	[$g\ cm^{-3}$]
ρ_0	massa específica do ar ao nível médio do mar	[$g\ cm^{-3}$]
$\rho_{\odot}$	densidade média do Sol	[$kg\ m^{-3}$]
σ	parâmetro de função	adimensional
$\tau_{a\lambda}$	espessura óptica dos aerossóis	adimensional
$\tau_{as\lambda}$	espessura óptica devido ao espalhamento por aerossóis	adimensional
$\tau_{g\lambda}$	espessura óptica da mistura uniforme de gases	adimensional
$\tau_{n\lambda}$	espessura óptica do nitrogênio	adimensional
$\tau_{o\lambda}$	espessura óptica do ozônio	adimensional
$\tau_{R\lambda}$	espessura óptica de Rayleigh ou molecular	adimensional
τ_{Rm}	espessura óptica devido aos processos de espalhamento de Rayleigh	adimensional

$\tau_{w\lambda}$	espessura óptica do vapor de água	adimensional
τ_λ	espessura óptica monocromática	adimensional
Φ	obliquidade da eclíptica	[grau]
ϕ	latitude geográfica	[grau]
ϕ'	fluxo de fótons	adimensional
Ω	fator astronômico	[grau]
ω_t	ângulo horário	[grau]

1. INTRODUÇÃO

1.1 Motivação

Nossa era é única na história no que diz respeito às questões energéticas. Dependendo dos passos tomados hoje, a humanidade pode guiar-se rumo à sustentabilidade energética - e ambiental - ou entrar em colapso. Devido principalmente à queima de combustíveis fósseis, atualmente a humanidade lança na atmosfera dióxido de carbono numa taxa três vezes mais rápido do que os oceanos e a terra conseguem absorver. Vários estudos apontam para uma forte correlação entre o aquecimento global e o aumento das emissões de dióxido de carbono, após a revolução industrial. Em virtude de uma demanda energética cada vez maior e o esgotamento das reservas de petróleo previsto para as próximas décadas, tem-se buscado alternativas para as fontes convencionais de energia. Conjuntamente observa-se um combate ao desperdício de energia, isto abrange desde a melhoria na eficiência energética da matriz geradora até o emprego de equipamentos domiciliares de menor consumo elétrico.

Inúmeras alternativas à utilização de combustíveis fósseis mostram-se eficientes e tem despertado grande interesse nos últimos anos. Dentre estas fontes renováveis e não poluidoras, destacam-se a hidráulica, biomassa, eólica e solar.

A energia elétrica produzida em larga escala no Brasil provém quase que exclusivamente de grandes usinas hidrelétricas. Este fato deve-se principalmente ao imenso potencial hídrico existente no país. Atualmente defende-se a idéia que este modelo de geração elétrica provoca um profundo impacto social e ambiental e que deve ser dada prioridade a projetos de pequenas centrais hidrelétricas e localizadas mais próximas das regiões carentes de energia.

A biomassa, como bagaço de cana-de-açúcar, madeira de florestas energéticas, carvão vegetal, entre outros, também é outra possibilidade viável de geração energética a ser aproveitada em nosso país. Um ponto favorável à utilização da biomassa está ligado aos pequenos índices de emissão de dióxido de carbono na atmosfera, em certos casos próximos de zero. Se a biomassa for produzida de forma sustentável, grande parte dos poluentes liberados na atmosfera oriundos da sua queima serão absorvidos durante a fotossíntese realizada pelo cultivo do material de reposição.

Encontra-se também no nosso território um vasto potencial para utilização da energia eólica. Grande parte da zona litorânea do Brasil possui condições climáticas favoráveis à utilização da energia dos ventos. O atual estágio de produção de turbinas eólicas, proporciona uma geração de energia extremamente confiável e ambientalmente benigna.

O Brasil também possui um imenso potencial para utilização da energia solar, mas ainda é pouco explorado. Devido à grande extensão territorial do nosso país e ao fato que cerca de 15 milhões de habitantes, na sua maioria morando em locais isolados dos grandes centros, não possuem acesso à energia elétrica, a utilização da energia solar fotovoltaica é a única alternativa técnica e economicamente viável para o fornecimento de energia de forma regular nestes casos.

A utilização da energia solar seguramente representa a forma de geração energética que mais se adapta ao paradigma de desenvolvimento sustentável, pois usa uma fonte de energia abundante e renovável, além de não causar nenhum tipo de impacto ao meio ambiente. A energia recebida do

Sol pode ser convertida diretamente em eletricidade através de painéis fotovoltaicos ou em energia térmica mediante o uso de coletores solares destinados principalmente ao aquecimento de água.

Para o aproveitamento eficiente da energia solar, é necessário um conhecimento prévio das características da radiação solar. No nosso país, poucos são os estudos de forma sistemática e confiável para caracterização da radiação solar. Quase a totalidade dos dados sobre radiação solar em nosso território, fornecem apenas a informação sobre a quantidade total de energia recebida do Sol. Em muitos casos, estes dados são insuficientes, e torna-se indispensável um conhecimento mais detalhado sobre a distribuição espectral da radiação solar. Pode-se citar alguns exemplos: aplicações fotovoltaicas, análise do comportamento térmico de edificações com superfícies espectrais seletivas, estudo da radiação fotossintética ativa (PAR), entre outras aplicações no campo da meteorologia, agronomia, medicina, etc. Certamente o principal motivo para a falta de informações mais precisas sobre a radiação solar em nosso território seja o alto custo dos equipamentos - quase todos importados - destinados a esta tarefa.

1.2 Objetivos

O foco principal deste trabalho é formular uma metodologia para caracterização espectral da irradiância solar utilizando um modelo paramétrico simples a partir dos dados fornecidos por um radiômetro espectral desenvolvido nesta Dissertação. Este radiômetro utiliza LEDs (*light emitting diodes*) como sensores espectrais seletivos.

A caracterização espectral da irradiância solar pode ser efetuada através do uso de espectrorradiômetros. Estes instrumentos são constituídos basicamente por um prisma ou rede de difração com a função de decompor a luz solar e um arranjo de sensores ópticos sensíveis. Além de possuírem um custo muito elevado, os espectrorradiômetros apresentam um sistema óptico extremamente delicado e necessitam um freqüente processo de calibração. Os radiômetros espectrais, instrumentos que geralmente possuem apenas uns poucos canais seletivos, apesar de não fornecerem diretamente informação sobre a distribuição espectral, possuem uma maior estabilidade óptica e um custo reduzido em relação aos espectrorradiômetros. Realizando a medida da transmitância atmosférica em comprimentos de ondas convenientes, um radiômetro espectral pode ser usado para a obtenção de parâmetros atmosféricos que determinam a irradiância espectral solar na superfície terrestre.

Este trabalho utiliza os dados fornecidos pelos vários canais do radiômetro espectral para obtenção dos principais parâmetros atmosféricos necessários para aplicação como variáveis de entrada em um programa de modelagem paramétrica da irradiância solar. Este programa computacional está baseado no modelo SMARTS2 [Gueymard, 1995]. O modelo serviu inicialmente para a escolha de um conjunto de sensores distribuídos entre o segmento do ultravioleta até infravermelho, capazes de relacionar o comportamento do espectro solar frente às mudanças destes parâmetros atmosféricos. De maneira semelhante, o programa é capaz de fornecer a distribuição espectral da radiação solar em função da resposta dos sensores.

O emprego de LEDs como sensores espectrais seletivos ao invés do uso tradicional de sensores de silício acoplados a filtros de interferência, apresenta algumas vantagens, entre elas o

baixo custo, facilidade de aquisição e propriedades óticas extremamente estáveis. Estes fatores foram motivadores para a construção do radiômetro espectral. Além disto, o custo de um equipamento comercial importado com características similares ao desenvolvido neste trabalho é muito elevado.

1.3 Súmula dos tópicos

A distribuição dos capítulos desta dissertação foi organizada da seguinte maneira:

No capítulo 2 desenvolve-se uma revisão bibliográfica sobre diversos tópicos relevantes para o tema desta dissertação, entre eles; a radiação emitida pelo Sol, espectro solar extraterrestre e métodos para a determinação da posição aparente do Sol em um determinado instante, composição da atmosfera terrestre e processos de extinção da radiação solar.

O capítulo 3 apresenta as características da atmosfera terrestre, como a sua composição e sua estrutura em função da temperatura. Aborda-se neste capítulo o papel dos principais constituintes atmosféricos no processo de extinção da radiação solar, sendo classificados entre aerossóis, moléculas do ar seco e vapor de água.

O capítulo 4 discute os modelos destinados à caracterização espectral da irradiância solar na superfície terrestre para a condição de céu limpo. São definidas as atmosferas de referência empregadas em alguns modelos de transferência radiativa e no modelo SMARTS2. É discutida a metodologia para estimativa da irradiância solar direta e difusa no modelo empregado nesta Dissertação a partir dos processos de extinção devido aos constituintes atmosféricos.

O capítulo 5 aborda a instrumentação utilizada para medida da irradiância solar. Neste capítulo também são revelados os detalhes do desenvolvimento, montagem e calibração do radiômetro espectral construído nesta dissertação e se discute o comportamento dos LEDs como sensores espectrais seletivos.

O capítulo 6 trata sobre a metodologia empregada para obtenção dos parâmetros atmosféricos utilizados no modelo paramétrico simples.

No capítulo 7 é realizada a análise dos espectros obtidos pelo modelo. A validação dos resultados é efetuada mediante a comparação da irradiância global-horizontal medida e a prevista através da integração espectral fornecida pelo modelo adotado. Também é feita uma discussão sobre os resultados obtidos.

No capítulo 8 se apresentam as conclusões sobre o radiômetro espectral desenvolvido e a metodologia empregada, também projeta-se sugestões para trabalhos futuros.

2. RADIAÇÃO SOLAR

2.1 O Sol

O Sol é a principal fonte de energia para o nosso planeta. Quase toda a energia disponível na Terra provém do Sol. O Sol é basicamente uma enorme esfera de gás incandescente, em cujo núcleo acontece a geração de energia através de reações termonucleares [Parker, 1997]. Sua estrutura, apesar da complexidade, pode ser considerada como composta pelas principais regiões: o núcleo, zona radiativa, zona convectiva, fotosfera, cromosfera e coroa, como é mostrado na Figura 2.1.

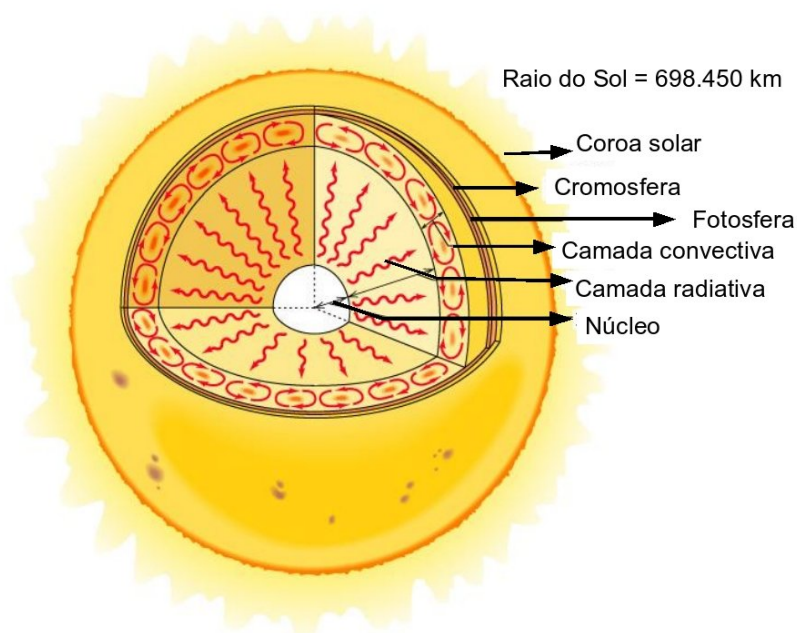


Figura 2.1: Diagrama simplificado mostrando as regiões do interior do Sol e de sua atmosfera.

O núcleo, com temperatura de cerca de 10 milhões de graus kelvin, é a região mais densa e onde a energia é produzida por reações termonucleares. Logo acima encontra-se a zona radiativa, onde a energia produzida no núcleo é transferida para as regiões superiores através da radiação. A zona convectiva, possui este nome em função dos processos de convecção que dominam o transporte de energia das regiões mais internas do Sol para a superfície solar.

A fotosfera, primeira região da atmosfera solar, com 330 km de espessura e temperatura de 5800 K, é a camada visível da nossa estrela mais próxima. Esta zona tem a aparência da superfície de um líquido em ebulição, repleta de bolhas, que são chamadas de grânulos fotosféricos. Estes grânulos têm em torno de 1500 km de diâmetro e duram cerca de 10 minutos cada. Estas zonas granulares, representam os processos convectivos do gás quente, que emerge da camada convectiva para a fotosfera. As regiões mais escuras entre os grânulos são zonas onde o gás mais frio e mais denso escorre novamente para o interior do Sol. A fotosfera é a fonte da maior parte da radiação visível que é emitida pelo Sol. Um dos fenômenos fotosférico mais notável é o das manchas solares,

que são regiões mais frias que a fotosfera solar, possuindo uma temperatura de cerca de 3800 K na região central chamada de umbra e pouco mais elevada na parte periférica denominada de penumbra. As manchas solares são indicadoras da intensa atividade magnética presente no Sol e seguem um ciclo de onze anos em que o número de manchas varia entre máximos e mínimos. Este ciclo provoca alterações na radiação emitida pelo Sol e também apresenta consequências no nosso planeta, alterando o comportamento da atmosfera terrestre.

A cromosfera do Sol normalmente não é visível, porque sua radiação é muito mais fraca do que a da fotosfera. A temperatura na cromosfera varia de 4300 K na sua base a mais de 40000 K a 2500 km de altura. Durante um eclipse solar, quando a Lua esconde o disco da fotosfera, a cromosfera pode ser observada por alguns instantes e apresenta-se com uma coloração avermelhada. Isto deve-se ao fato que o espectro da cromosfera é constituído de linhas de emissão brilhantes, originadas por gases a alta temperatura que compõe a cromosfera. Uma das linhas de emissão mais brilhantes é conhecida como linha Balmer $H\alpha$, no comprimento de 656,3 nm, que no espectro solar normal aparece como uma linha de absorção. Na cromosfera observa-se também estruturas chamadas de espículas, que são jatos de gás que se elevam até 10 mil km acima da borda da cromosfera, e duram apenas poucos minutos. Observadas durante um eclipse, aparecem como pequenas nuvens vermelhas na atmosfera solar.

A camada mais externa e rarefeita da atmosfera solar é chamada de coroa. Apesar do brilho da coroa solar ser equivalente ao da lua cheia, ela somente é visualizada na ocorrência de um eclipse em virtude do alto brilho da fotosfera. Uma imagem da coroa solar é exibida na Figura 2.2.

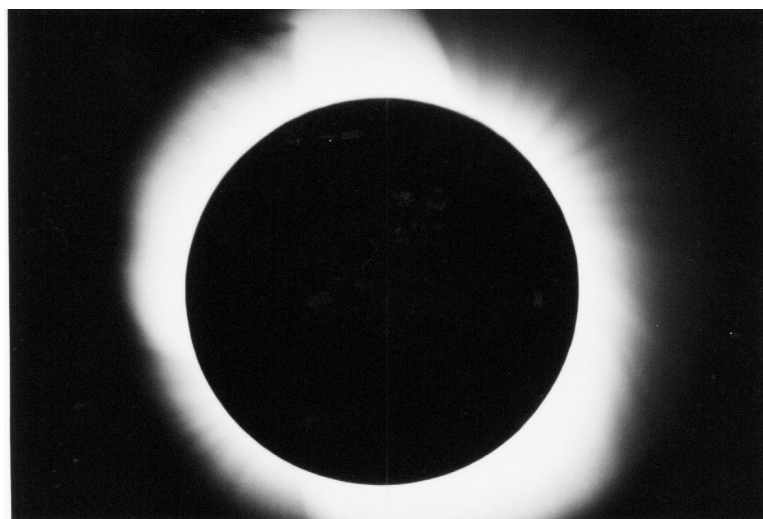


Figura 2.2: Foto do eclipse solar total de 4 de novembro de 1994 na cidade de Marcelino Ramos, RS, mostrando a coroa solar. Fonte: o autor.

O espectro da coroa mostra linhas muito brilhantes, produzidas por átomos de ferro, níquel, neônio e cálcio altamente ionizados. Estes elementos tornam-se ionizados devido a alta temperatura presente na coroa solar, que pode atingir mais de 1 milhão de graus kelvin. Acredita-se que esta elevada temperatura tem origem no transporte de energia por correntes elétricas induzidas através de campos magnéticos variáveis. É nesta região que emana o vento solar, um fluxo contínuo

de partículas carregadas que é liberado pela atmosfera solar e que durante períodos de intensa atividade do Sol atinge a alta atmosfera terrestre provocando o surgimento das auroras polares, fenômenos luminosos e excitação e desexcitação dos átomos de oxigênio.

Em função dos gradientes de temperatura encontrados na atmosfera solar e a presença de várias linhas de emissão e absorção, pode-se apenas aproximar o comportamento da radiação emitida pelo Sol ao de um corpo negro de temperatura próxima de 5800 K. A partir da potência (energia/tempo) recebida no topo da atmosfera terrestre, que é próxima de 1400 W/m^2 , determina-se a luminosidade do Sol por unidade de área em 4×10^{26} watts, ou 4×10^{33} ergs/s. Este valor é equivalente a mais de 10 milhões de vezes a produção anual de petróleo da Terra. Anteriormente, acreditava-se que a energia do Sol era originada na combustão, mas foi apenas em 1937 que o físico Hans Albrecht Bethe propôs a teoria que é aceita atualmente. Segundo ela, a energia é liberada em reações termonucleares, onde quatro prótons são fundidos em um núcleo de hélio, com a liberação de energia. O Sol tem reserva de hidrogênio suficiente para alimentar essas reações nucleares por mais 5 bilhões de anos.

As principais características do Sol estão descritas na Tabela 2.1:

Tabela 2.1: Principais características do Sol.

Massa	$m_{\odot} = 1,989 \times 10^{30} \text{ kg}$
Raio	$R_{\odot} = 696.000 \text{ km}$
Densidade média	$\rho_{\odot} = 1409 \text{ kg m}^{-3}$
Densidade central	$\rho_{c\odot} = 1,6 \times 10^5 \text{ kg m}^{-3}$
Distância	1 UA = $1,499 \times 10^8 \text{ km}$
Luminosidade	$L_{\odot} = 3,83 \times 10^{33} \text{ ergs/s}$
Temperatura efetiva	$T_{e\odot} = 5785 \text{ K}$
Temperatura central	$T_c = 1 \times 10^7 \text{ K}$
Magnitude absoluta bolométrica	$M_{bol} = 4,72$
Magnitude absoluta visual	$M_V = 4,79$
Tipo espectral e classe de luminosidade	G2 V
Composição química principal	Hidrogênio = 92% Hélio = 7,8% Oxigênio = 0,061% Carbono = 0,039% Nitrogênio = 0,0084%
Período rotacional no equador	25 dias
Período rotacional na latitude 60°	29 dias

2.2 Irradiância solar total e espectro solar extraterrestre

A intensidade e a variação da energia irradiada pelo Sol produzem efeitos diretos e indiretos sobre vários processos atmosféricos e biológicos no nosso planeta. Em todas as aplicações onde está envolvida a energia proveniente do Sol, o conhecimento sobre as características espectrais da radiação solar extraterrestre é de vital importância. Os primeiros detalhes sobre o espectro solar foram descritos por Joseph Von Fraunhofer em 1814. Fraunhofer identificou 574 linhas de absorção no espectro solar e é considerado o pioneiro na espectrometria estelar. Samuel Pierpont Langley também desempenhou um importante papel na identificação do espectro solar [Coulson, 1975]. Durante três décadas Langley dedicou-se ao estudo da radiação solar e no início do século XX publicou os primeiros dados precisos sobre a distribuição espectral da radiação solar entre 300 e 5300 nm, sendo capaz de determinar a posição espectral e a intensidade relativa de mais de 700 linhas do espectro solar. As medidas realizadas por Langley eram efetuadas em locais elevados, na tentativa de minimizar os efeitos causados pela atmosfera terrestre. Somente no início dos anos setenta foram obtidas as primeiras medidas com uso de foguetes, permitindo eliminar grande parte da imprecisão gerada pela interferência atmosférica. Em anos recentes, satélites equipados com instrumentos extremamente sensíveis e estáveis, posicionados em órbitas além da atmosfera terrestre, revelaram o comportamento da emissão solar em regiões do espectro que até então não haviam sido medidas na superfície do planeta em função da opacidade da atmosfera. Também foi constatado após poucas décadas de constante monitoramento a bordo de vários satélites que o termo “constante solar”, S_C (Wm^{-2}), deveria ser revisto, pois a emissão solar eletromagnética possuía variações ao longo do tempo. Este termo era adotado para a denominação da radiação solar incidente em um plano perpendicular ao feixe solar a uma distância de uma unidade astronômica ($1 \text{ UA} = 149 \times 10^6 \text{ km}$) do Sol. A determinação da “constante solar” e suas possíveis variações teve um interesse considerável no início do século vinte e motivaram o trabalho de pioneiros no campo da radiação solar como Langley e Abbott [Hoyt e Schatten, 1997]. Atualmente o termo “constante solar” é melhor definido por *irradiância solar extraterrestre total* (Wm^{-2}) abreviada na literatura por TSI (do inglês *Total Solar Irradiance*). A palavra “constante solar” deve referir-se apenas ao valor médio ao longo de vários anos da TSI. Na Figura 2.3 observa-se a variação da TSI durante um período de aproximadamente 2 meses observada pelo satélite SORCE (*Solar Radiation and Climate Experiment*) através do instrumento SIM (*Spectral Irradiance Monitor*) que é composto por um espectrorradiômetro com resposta entre 200-2700 nm e uma precisão de $\pm 0,1\%$ [Rottman et al., 2004]. Um levantamento mais detalhado sobre as medidas iniciais da constante solar e um histórico a respeito dos avanços científicos para a determinação dos valores da TSI podem ser vistos em Fröhlich, [2004].

O valor da TSI é influenciado diretamente pelo ciclo solar de 11 anos. Quando um novo ciclo solar é iniciado e a atividade solar aumenta, a TSI sofre grandes alterações. Manchas solares tendem a reduzir o valor da TSI, enquanto outros fenômenos na atmosfera solar como fulgurações e fáculas provocam um aumento no seu valor. A variação da TSI também acompanha o período de rotação solar médio de 27 dias. A Figura 2.4 mostra os valores da série temporal para a TSI, consistindo da média diária e média ao longo de 27 dias para minimizar os efeitos de curto prazo

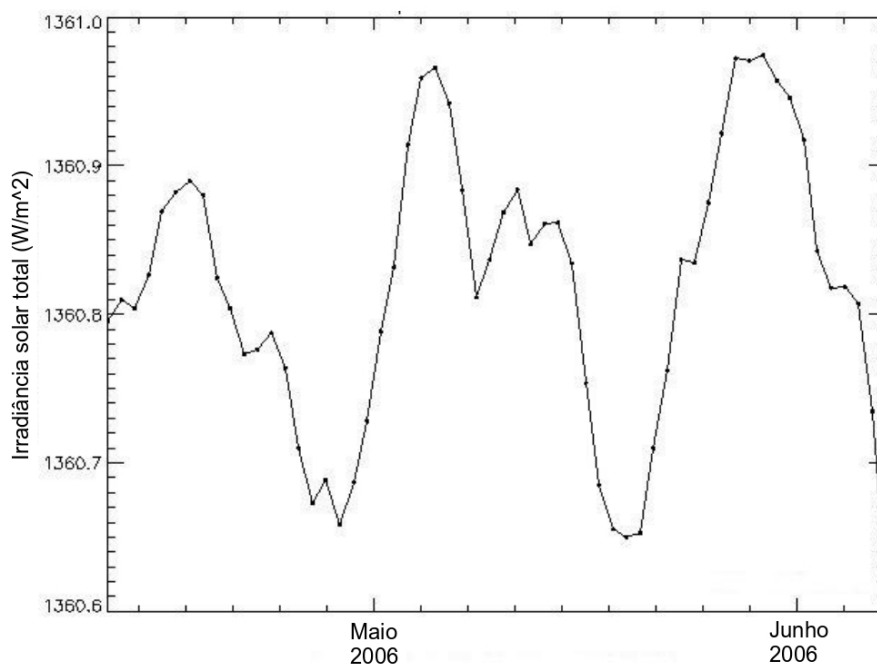


Figura 2.3: Irradiância solar extraterrestre total para o período de 11 de abril - 7 de junho de 2006 medida pelo satélite SORCE.

descritos anteriormente. Neste período apresentado, observa-se que os valores mínimos e máximos para a TSI foram 1363 e 1368 Wm^{-2} , respectivamente. Usando os valores suavizados pelo período de 27 dias, estes números passam a ser 1365 e $1367,2 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente, obtendo-se um valor médio de $1366,1 \text{ Wm}^{-2}$ e uma variação média de $1,1 \text{ Wm}^{-2}$, ou seja, $\pm 0,08\%$ em relação ao valor médio. Esta intensidade está de acordo com o valor da constante solar que foi padronizada pela ASTM (*American Society for Testing and Materials*) igual a $1366,1 \text{ Wm}^{-2}$ [ASTM, 2000] e apenas $0,9 \text{ Wm}^{-2}$ menor que o valor de 1367 Wm^{-2} recomendado pela Organização Meteorológica Mundial (WMO) em 1981.

Estudos teóricos e experimentais [Floyd et al., 1998; Lean, 1991, 1997; Rottman, 1999] revelam que a maior variação da radiação solar ocorre no segmento extremo do ultravioleta (abaixo de 200 nm). A variabilidade nesta parte do espectro eletromagnético aumenta consideravelmente com a redução do comprimento de onda, ao ponto onde a relação entre o máximo e mínimo da irradiância solar atinge um fator de 100 em $0,5 \text{ nm}$. Na região de maior interesse para estudos na área de energia que compreende o segmento do ultravioleta até o infravermelho próximo ($300\text{-}4000 \text{ nm}$), a variabilidade da irradiância solar total em condições de fraca atividade solar possui uma amplitude muito pequena ($\approx 0,1\%$). Esta variação é da ordem da precisão dos instrumentos utilizados para a sua medida e portanto não será considerada como variável neste trabalho. Um espectro de irradiância solar extraterrestre que corresponde às condições normais de atividade do Sol será adotado como base para o modelo. Deste modo, a irradiância espectral E_λ , pode ser equiparada com a constante solar pela relação apresentada na Equação 2.1.

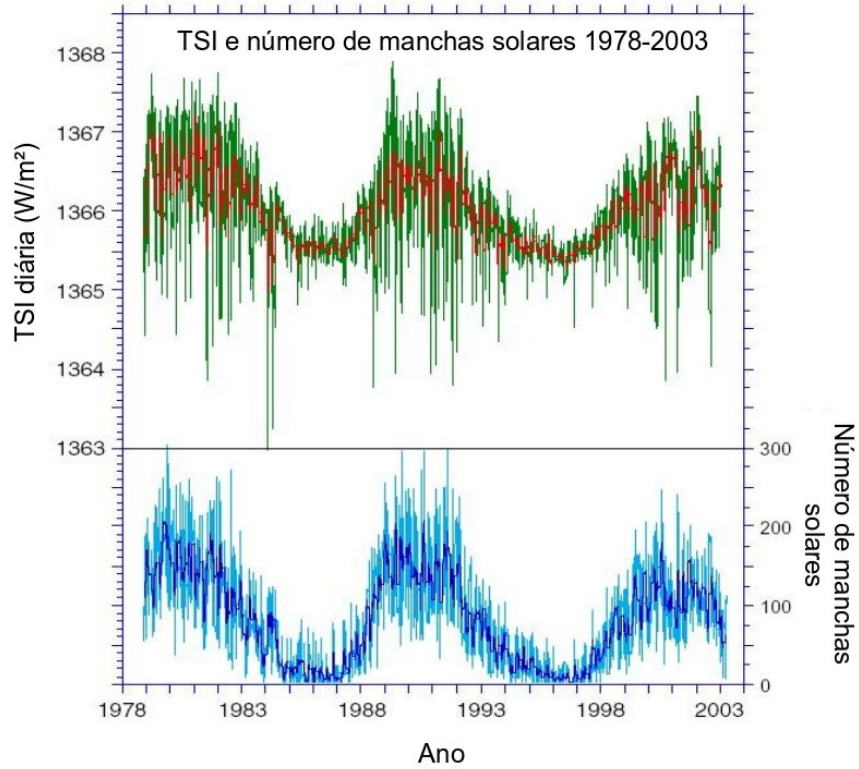


Figura 2.4: Variação da TSI para o período de 11/1978-1/2003 (acima) e número diário de manchas solares para o mesmo período (abaixo). As linhas mais grossas indicam o valor médio para o período de 27 dias. Fonte: adaptado de Gueymard [2004].

$$S_C = \int_0^{\infty} E_{\lambda} d\lambda \quad (2.1)$$

No entanto, deve ser salientado que a variabilidade do espectro solar extraterrestre não deve ser desprezada em certos comprimentos de onda específicos, principalmente no visível e no infravermelho próximo. Estes comprimentos de onda correspondem à linhas de absorção existentes na atmosfera solar, como a linha Ca K em 393,5 nm e a linha He em 1083 nm. Nesta última, a amplitude de variação ao longo do ciclo de atividade solar pode ser maior que 200% [Gueymard, 2004].

A maioria dos modelos espectrais de irradiância solar adotam os dados de radiação espectral extraterrestre fornecidos pelo WRC (*World Radiation Center*). O programa MODTRAN, por exemplo, adota o modelo WRC85 [Wehrli, 1985] e o código SPCTRAL2 utiliza o modelo WRC81. Gueymard [1995] propõe um espectro modificado para o uso no programa SMARTS2. Como nenhum conjunto de dados espectrais disponível é capaz de abranger todo o espectro de interesse (desde ultravioleta até infravermelho) com adequada resolução, segundo Gueymard [1995], faz-se necessário uma associação adequada de vários grupos de dados espectrais obtidos por diversas fontes. Além disto, alguns conjuntos de dados, como o WRC85, apresentam erros em algumas regiões do espectro

onde há grande absorção espectral por gases atmosféricos, como em 940, 1270 e 2300 nm.

Entre 280 e 412 nm, dados fornecidos pelo satélite UARS (*Upper Atmosphere Research Satellite*) através do experimento SUSIM (*Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Monitor*) servem como base para a referência do espectro solar extraterrestre nesta região espectral. A resolução original obtida pelo instrumento SUSIM é de 0,25 nm e foi reduzida para passos de 1 nm a partir da regra trapezoidal [Gueymard, 1995] para utilização no modelo SMARTS2. A irradiância total entre 280 e 412 nm é aproximadamente $123,34 \text{ W/m}^2$, valor próximo obtido no modelo WRC85 ($121,95 \text{ W/m}^2$). A Figura 2.5 ilustra a distribuição espectral adotada neste modelo e mostra como referência as existentes nos modelos WRC81 e WRC85.

O espectro solar extraterrestre entre 412 e 825 nm adotado no modelo utilizado nesta dissertação possui origem no trabalho de Nicolet [1989] e a região compreendida entre 825 e 2495 nm baseia-se nos dados fornecidos por Arvesen et al., [1969]. A TSI nestes segmentos espectrais possuem os valores de $666,88 \text{ W/m}^2$ e $526,81 \text{ W/m}^2$ respectivamente. Os dados do modelo WRC85 são utilizados entre 2495-4000 nm e neste segmento a TSI contabiliza $32,43 \text{ W/m}^2$. A TSI entre 280 e 4000 nm usada no modelo SMARTS2 é de $1349,46 \text{ W/m}^2$, valor muito próximo dos dados originais WRC85 ($1349,52 \text{ W/m}^2$). No entanto, a Figura 2.5 revela importantes diferenças entre estes dois modelos de espectro. O valor para a irradiância solar extraterrestre integrada na região de interesse (280-4000 nm) representa 98,72 % da constante solar de 1367 W/m^2 . O espectro solar extraterrestre adotado nesta dissertação possui 1881 valores discretos, distribuídos em intervalos de 1 nm entre 280 e 1700 nm e 5 nm entre 1705 e 4000 nm, com um valor de transição em 1702 nm. Esta resolução é bastante satisfatória para aplicações na área de energia solar e representa um equilíbrio entre resolução e complexidade. A título de comparação, o modelo SPCTRAL2 divide o espectro em apenas 122 intervalos e o programa SUNSPEC usa 545 valores.

A Figura 2.6 ilustra comparativamente o espectro solar extraterrestre, a irradiância solar em uma atmosfera padrão ao nível do mar e o espectro de emissão de um corpo negro com temperatura de 6000 K e identifica as regiões espectrais onde há forte absorção molecular.

2.3 Determinação do posicionamento solar

Há na literatura vários métodos destinados ao cálculo da posição solar. As incertezas associadas a estas metodologias podem apresentar erros abaixo de $\pm 0,0003\%$ na posição zenital e azimutal solar. No entanto, algumas metodologias são aplicáveis apenas para um restrito período temporal [Blanco-Muriel et al., 2001]. Como exemplo pode-se citar o modelo proposto por Michalsky [1988] que está limitado ao período 1950-2050 com incerteza maior que $\pm 0,01\%$. A determinação precisa do posicionamento solar é extremamente importante para a calibração de instrumentos destinados à medida da irradiância solar, principalmente a componente global (G), pois esta parcela da irradiação solar depende do valor do cosseno do ângulo zenital solar (Z). Como exemplo, a Figura 2.7 mostra a magnitude dos erros no valor de G para uma incerteza de 0,0003 e 0,01% no valor da posição zenital solar. Observa-se também na Figura 2.7 que a incerteza no valor de $\cos(Z)$ cresce fortemente quando Z aproxima-se de 90 graus.

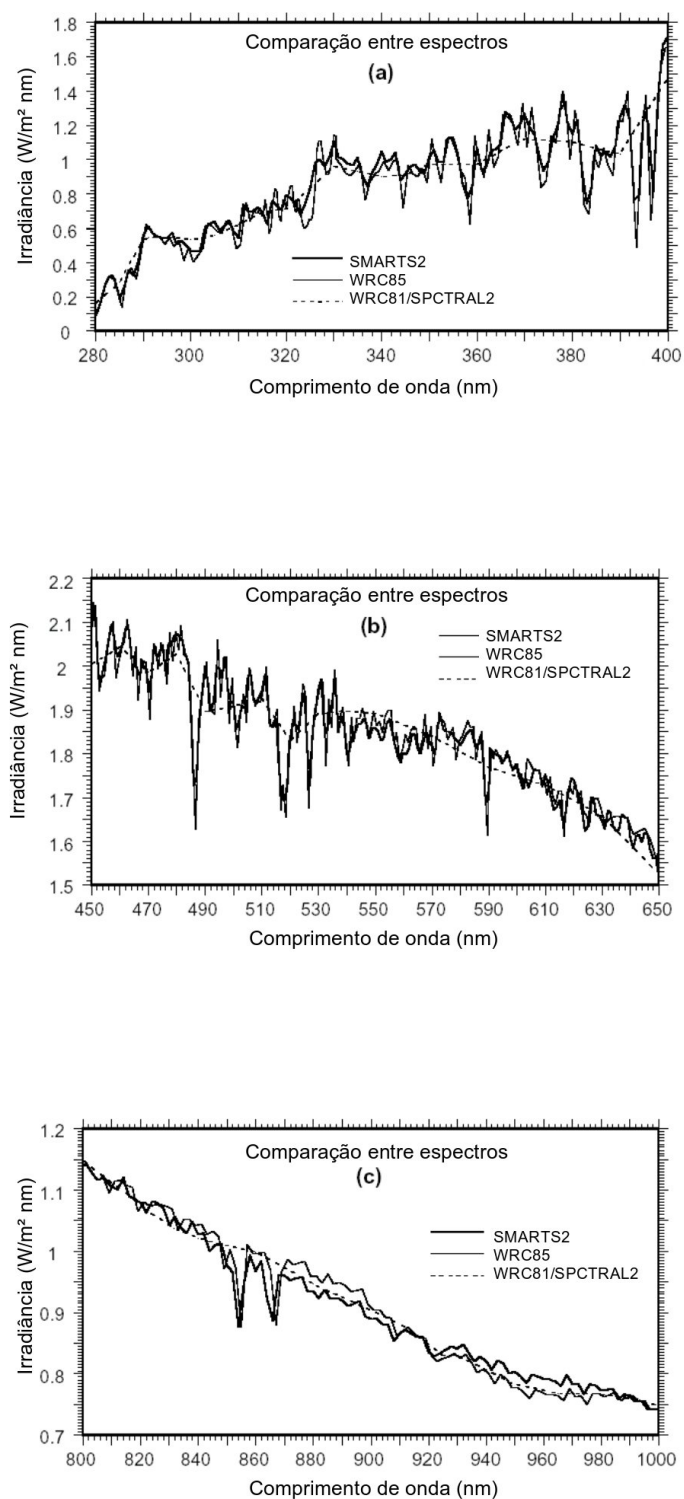


Figura 2.5: Comparação do espectro solar utilizado no modelo SMARTS2 e os modelos WRC81, ESPCTRAL2 e WRC85 para os segmentos entre 280-400 nm (a); 450-650 nm (b); 800-1000 nm (c).
Fonte: adaptado de Gueymard, [1995].

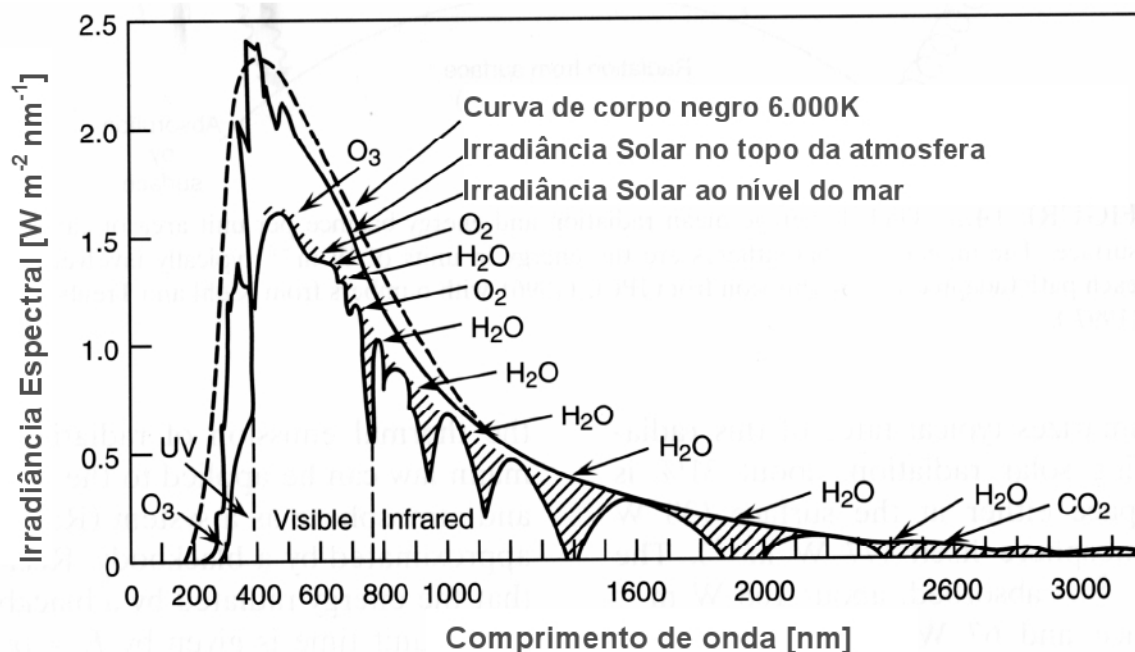


Figura 2.6: Comparação entre o espectro para a radiação solar extraterrestre, espectro para uma atmosfera padrão ao nível do mar e espectro de um corpo negro de 6000 K. As regiões hachuradas representam as absorções moleculares na atmosfera. Fonte: adaptado de Coulson, [1975].



Figura 2.7: Incerteza no valor de $\cos(Z)$ associada a incertezas de 0,01 e 0,0003 graus na posição zenital solar.

Os seguintes parâmetros locais e variáveis são necessários para a determinação precisa do posicionamento solar: data, hora, longitude, latitude, elevação, pressão e temperatura. Estes dois últimos parâmetros são importantes quando o efeito de refração atmosférica é considerado para a

correta determinação do posicionamento do disco solar. Para o cálculo da irradiância solar incidente sobre uma superfície com uma orientação qualquer, também é necessário o valor da inclinação e o posicionamento azimutal desta superfície.

2.3.1 Data juliana

A data juliana é utilizada amplamente na determinação de eventos astronômicos pois na data juliana não existem meses e anos; ela consta apenas do número de dias solares médios decorridos desde o início da era juliana, em 1 de janeiro de 4712 a.C.. O dia juliano muda sempre às 12h TU (Tempo Universal)[Meeus, 1998]. A determinação do dia juliano (JD) é feita da seguinte maneira:

$$JD = INT[365.25 \cdot (Y + 4716)] + INT[30,6001 \cdot (mes + 1)] + D - 1524,5 \quad (2.2)$$

onde, INT é o valor inteiro do termo calculado, Y é o ano, mes representa o número do mês. Deve ser observado que se $mes > 2$, então Y e mes não mudam, mas se $mes = 1$ ou 2 , $Y = Y - 1$ e $mes = mes + 12$. D é o dia do mês com representação decimal.

2.3.2 Distância Terra-Sol

A Terra movimenta-se ao redor Sol em uma órbita elíptica (muito próxima de um círculo) com o Sol em um dos focos desta elipse. O plano dessa órbita é chamado de plano da eclíptica e o raio vetor possui uma distância média de 149.597.890 km. Esta distância média é equivalente a 1 UA (Unidade Astronômica). A excentricidade da órbita terrestre é da ordem de 1,7% e a distância Terra-Sol pode ser calculada conforme Meeus, [1998] como:

$$R = \frac{1,000001018(1 - \epsilon^2)}{1 + \epsilon \cos V'} \quad (2.3)$$

onde R é o raio vetor Terra-Sol medido em UA, V' é a anomalia verdadeira do Sol dada em graus e ϵ representa a excentricidade da órbita terrestre e calculada da seguinte maneira:

$$\epsilon = 0,016708634 - 0,000042037t - 0,0000001267t^2 \quad (2.4)$$

A variável t representa o tempo como uma fração de 36525 dias julianos e calculado a partir do ano 2000 como:

$$t = \frac{JD - 2451545}{36525} \quad (2.5)$$

A anomalia verdadeira do Sol (V') é definida por:

$$V' = M + C \quad (2.6)$$

onde M é chamado de anomalia média do Sol e medida em graus:

$$M = 357,52911 + 35999,05029t - 0,0001537t^2 \quad (2.7)$$

C representa a equação do centro do Sol, também dada em graus por:

$$C = (1,914602 - 0,004817t - 0,000014t^2) \sin(M) + \\ + (0,019993 - 0,000101t) \sin(2M) + 0,000289 \sin(3M) \quad (2.8)$$

2.3.3 Declinação solar

O eixo de rotação da Terra apresenta uma inclinação de $23,45^\circ$ em relação ao plano da eclíptica. Durante o movimento de translação o ângulo entre o alinhamento Terra-Sol e o plano equatorial muda dinamicamente à medida que a Terra descreve a sua órbita. Denomina-se declinação solar ($\delta_\odot$) a variação deste ângulo. Meeus [1998] propõe a seguinte expressão para descrever a declinação solar ao longo do ano:

$$\delta_\odot = \arcsin[\sin(L) \cdot \sin(\Phi)] \quad (2.9)$$

A longitude aparente do sol L é medida em graus e expressa como:

$$L = L_0 + C - 0,00569 - 0,00478 \cdot \sin(\Omega) \quad (2.10)$$

onde L_0 é a longitude média do sol, calculada em graus:

$$L_0 = 280,46646 + 36000,76983 \cdot t + 0,0003032 \cdot t^2 \quad (2.11)$$

e Ω é o fator astronômico medido em graus é calculado como:

$$\Omega = 125,04 - 1934,13 \cdot t \quad (2.12)$$

e Φ define a obliquidade da eclíptica, medida em graus e definida pela expressão:

$$\Phi = 23 + \frac{1560 + (21,448 - 46,815 \cdot t - 0,00059 \cdot t^2 + 0,001813 \cdot t^3)}{3600} + 0,00256 \cdot \cos(\Omega) \quad (2.13)$$

2.3.4 Ângulo horário

O ângulo horário é o ângulo entre a posição do Sol e o meridiano local. Devido ao movimento de rotação da Terra, que completa uma volta em 24 horas, esse ângulo varia 15° a cada 60 minutos. Por convenção, é negativo no período da manhã e positivo no período da tarde, sendo numericamente igual a zero, ao meio dia solar. O ângulo horário (ω_t), medido em graus é dado por:

$$\omega_t = 15(h_{sv} - 12) \quad (2.14)$$

onde h_{sv} é a hora solar verdadeira e representada por:

$$h_{sv} = \frac{hms + Z_T + (4\varphi + E_T)}{60} \quad (2.15)$$

onde hms é a hora, φ é a longitude, em graus, e Z_T é o fuso horário local, calculado em horas como:

$$Z_T = 12 - INT\left[\frac{180 + \varphi}{15}\right] \quad (2.16)$$

e E_T é denominada de equação do tempo [Meeus, 1998], calculada em minutos como:

$$E_T = \frac{720}{\pi} \cdot [\sin(2L_0)\nu - 2\epsilon \cdot \sin(M) \cos(2L_0) - \frac{\nu^2}{2} \cdot \sin(4L_0) - \frac{5\epsilon^2}{4} \cdot \sin(2M)] \quad (2.17)$$

onde ν o fator astronômico da equação de tempo definido por:

$$\nu = \tan^2(0,5\Phi) \quad (2.18)$$

2.3.5 Ângulo zenital

O ângulo zenital (Z) é a distância angular, medida em graus, compreendida entre a posição do Sol e o zênite local, determinado conforme a seguinte expressão:

$$Z = \arccos[\sin(\phi) \sin(\delta_\odot) + \cos(\phi) \cos(\delta_\odot) \cos(\omega_t)] \quad (2.19)$$

onde ϕ representa a latitude local em graus.

Devido ao movimento de translação e rotação da Terra, esse ângulo pode variar entre 0° até 90° , alcançando o menor valor ao meio-dia solar. O valor de Z ao meio-dia solar é numericamente igual à declinação solar do dia em questão.

2.3.6 Elevação solar

A elevação solar ou altura solar é o ângulo compreendido entre a posição do Sol e o plano horizontal. É numericamente igual a $90 - Z$, variando ao longo do dia entre 0° até 90° .

2.3.7 Fatores geométricos

Há outras relações geométricas importantes que devem ser definidas para o cálculo da irradiância solar incidente sobre uma superfície com uma disposição arbitrária. Denomina-se inclinação (β') o ângulo compreendido entre a superfície horizontal local e o plano da superfície coletora. Esta inclinação pode variar entre 0° até 180° , sendo que valores de $\beta' > 90^\circ$ indicam que a superfície possui a face voltada para o solo.

O ângulo azimutal (γ) mede o desvio angular entre a projeção da normal ao plano na superfície horizontal e o meridiano local. Esse ângulo pode variar entre $-180^\circ < \gamma < 180^\circ$. No hemisfério sul, $\gamma = 0^\circ$ quando a projeção da normal ao plano coincide com o norte enquanto que no hemisfério norte, $\gamma = 0^\circ$ quando a projeção da normal ao plano coincide com o sul.

Chama-se ângulo de incidência (θ) o ângulo entre a posição do Sol relativa à reta normal à superfície analisada. Seu valor depende da declinação, da inclinação, do ângulo azimutal, da latitude e do ângulo horário, e pode ser calculado a partir da seguinte fórmula:

$$\theta = \sin(\delta) \sin(\phi) \cos(\beta') - \sin(\delta_{\odot}) \cos(\phi) \sin(\beta') \cos(\gamma) + \cos(\delta_{\odot}) \cos(\phi) \cos(\beta') + \\ + \cos(\omega) \cos(\delta_{\odot}) \sin(\phi) \sin(\beta') \cos(\gamma) \cos(\omega) + \cos(\delta_{\odot}) \sin(\beta') \sin(\gamma) \sin(\omega t) \quad (2.20)$$

Observa-se pela Equação 2.20 que quando a superfície está posicionada paralelamente ao solo, ou seja, $\beta' = 0^\circ$, o ângulo de incidência será igual ao ângulo solar zenital (Z). A Figura 2.8 exemplifica algumas das constantes descritas nesta seção, mostrando uma superfície coletora com uma inclinação β' .

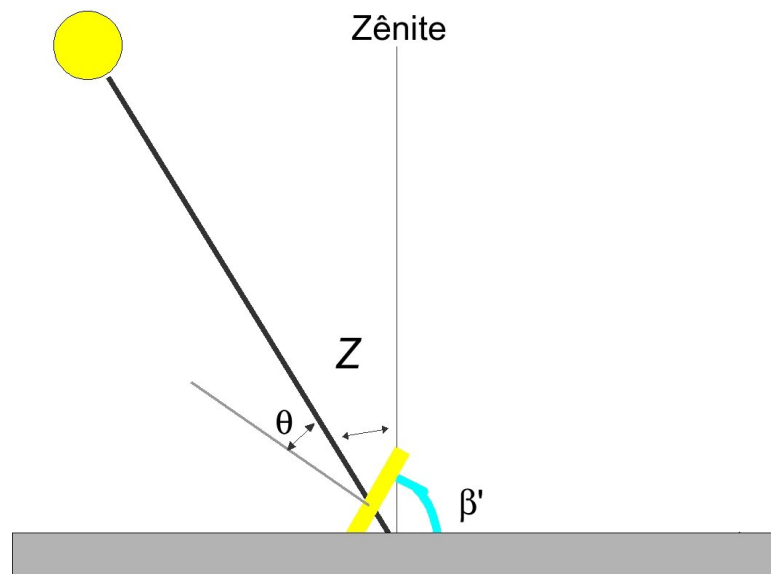


Figura 2.8: Observa-se uma superfície coletora com uma inclinação β' em relação ao solo, o ângulo zenital Z e o ângulo θ .

3. ATMOSFERA TERRESTRE

3.1 Introdução

Derivada das palavras gregas *ατμός*, vapor e *σφαίρα*, esfera, a palavra atmosfera é utilizada para descrever uma fina camada, composta basicamente por gases e poeira, que envolve a Terra. A atmosfera terrestre comporta-se como uma cortina protetora contra a ação da radiação extraterrestre nociva que atinge nosso planeta e também como um regulador térmico ao redor da Terra, protegendo-a e proporcionando condições necessárias para a vida animal e vegetal. Observada do espaço, a Terra aparece como uma esfera de coloração azul brilhante. Esse efeito cromático é provocado principalmente pela dispersão da luz solar sobre a atmosfera do nosso planeta.

3.2 Estrutura da atmosfera em função da temperatura

Para uma melhor compreensão a atmosfera terrestre é dividida em camadas distintas que são classificadas principalmente em função do perfil de temperatura. A atmosfera está estruturada em três camadas relativamente quentes, separadas por duas camadas relativamente frias. As zonas entre essas camadas são áreas de descontinuidade e recebem o sufixo *pausa*, após o nome da camada subjacente. Um esquema ilustrativo das camadas da atmosfera terrestre pode ser visto na Figura 3.1.

A troposfera é a primeira camada atmosférica e estende-se da superfície da Terra até a base da estratosfera, aproximadamente 20 km acima do solo no equador e 10 km nos pólos. Todos os fenômenos meteorológicos estão confinados a esta camada, que responde por cerca de oitenta por cento do peso atmosférico. Na troposfera a temperatura apresenta um declínio com a altitude de aproximadamente 6°C para cada 1000 metros. A troposfera termina quando ocorre uma inflexão do perfil da temperatura com a altitude, passando esta a aumentar com a altitude. Esta região é conhecida como tropopausa e está situada a uma altura média em torno de 17 km no equador. A distância da tropopausa em relação ao solo varia conforme as condições climáticas da troposfera, temperatura do ar, latitude, entre outros fatores. Na presença de agitação climática na troposfera, ou seja, com o surgimento de correntes de convecção, a altura da tropopausa em relação ao solo tende a subir.

A estratosfera inicia entre 10 e 20 km estendendo-se até cerca de 50 km de altitude. A temperatura nesta camada parte dos -50°C e aumenta gradativamente, principalmente devido à absorção da radiação ultravioleta. É na estratosfera onde verifica-se a maior concentração do gás ozônio e também ocorre grande parte da difusão da luz solar que origina a coloração azulada do firmamento. Além do gás ozônio, a estratosfera apresenta na sua composição diversos outros gases, entre eles, dióxido de enxofre (SO_2), dióxido de nitrogênio (NO_2). A estratosfera possui também uma pequena concentração de vapor d'água e um perfil de temperatura constante até a região limítrofe, denominada estratopausa. Nesta região a temperatura novamente decai com o aumento da altitude.

A próxima camada da atmosfera terrestre é chamada de mesosfera. A mesosfera apresenta temperaturas abaixo de 90°C negativos. Na mesosfera a temperatura diminui com a altitude e também ocorrem os fenômenos de aeroluminescência devido as emissões de gases, principalmente

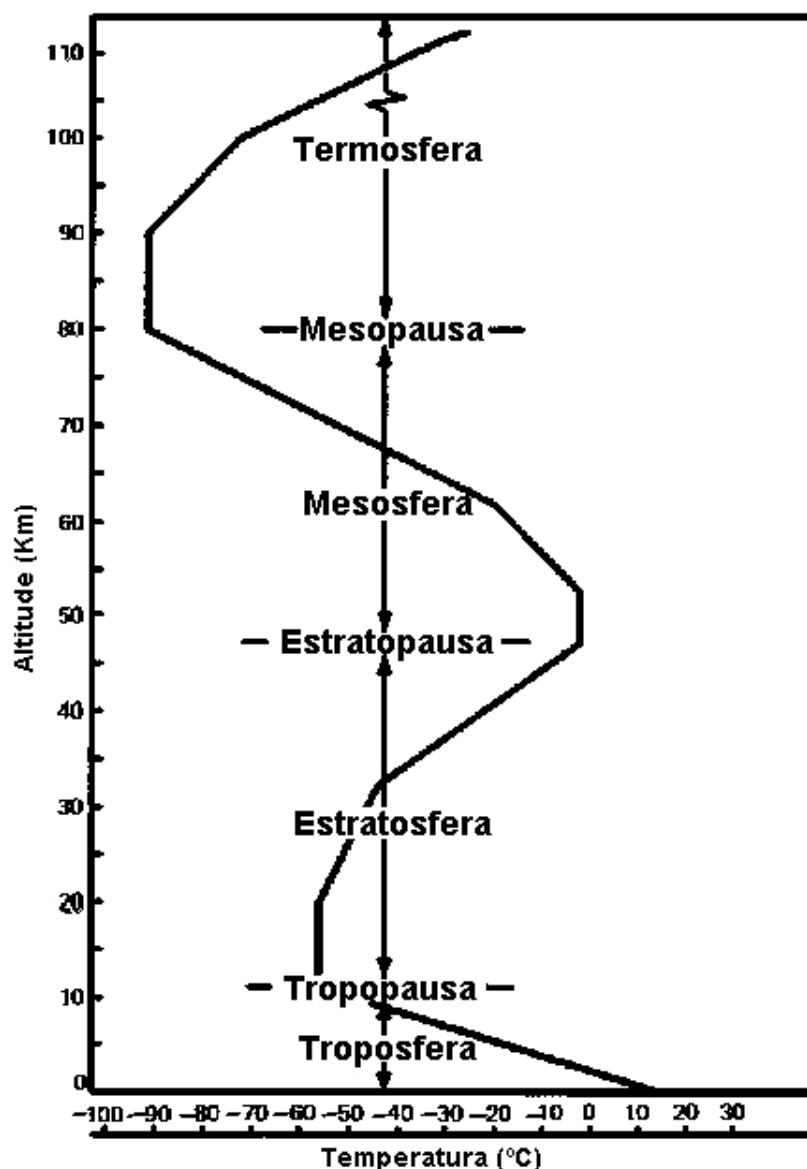


Figura 3.1: Perfil vertical de temperatura da atmosfera terrestre.

o oxigênio, sódio e hidroxila. É na mesosfera que ocorre a fragmentação dos meteoros e pequenos detritos espaciais colocados no espaço pelo homem. A mesopausa localiza-se entre a mesosfera e a termosfera, e é a região da atmosfera que determina o limite entre uma atmosfera com massa molecular constante de outra onde predomina a difusão molecular. A mesopausa apresenta temperaturas que atingem um valor máximo (aproximadamente -60°C) nas regiões polares durante o inverno local e temperaturas mínimas (-120°C) no verão local nas regiões polares. Este estranho comportamento é contraditório com as condições de insolação, mas é explicado pela existência de correntes de ventos meridionais que provocam um transporte de energia térmica entre os pólos na mesopausa.

A última região da atmosfera terrestre é denominada de termosfera e inicia a aproximadamente a 100 km de altitude. Na termosfera a temperatura novamente aumenta com a altitude, principalmente devido a absorção da radiação solar UV em comprimentos de onda menores que 175 nm. É a camada atmosférica mais quente, uma vez que as raras moléculas de ar que estão presentes

absorvem quase a totalidade da radiação solar incidente. É a região onde ocorrem as auroras e orbitam os satélites de baixa altitude e a estação espacial internacional.

3.3 Componentes atmosféricos

A atmosfera terrestre é composta principalmente por uma mistura de gases e representa apenas 0,0001% da massa total da Terra. Esta tênue e delicada camada é constituída por diversos componentes. O nitrogênio diatômico (N_2) representa 78% do volume total da atmosfera. Este gás atua como suporte aos demais componentes, e é de vital importância para os seres vivos sendo fixado no solo pela ação de bactérias e outros microorganismos e absorvido pelas plantas, na forma de proteínas vegetais. O oxigênio diatômico (O_2) participa com 21% da composição atmosférica e possui uma estrutura molecular que varia conforme a altitude, sendo responsável pelos processos respiratórios dos seres vivos e combustões. Os demais constituintes atmosféricos são; argônio (Ar) 0,93% da atmosfera terrestre; dióxido de carbono (CO_2) possui uma concentração variável de cerca de 0,035 %; hélio (He) 0,0018%; ozônio(O_3) 0,00006 %; hidrogênio (H_2) 0,00005 %; além de outros elementos com menor concentração como criptônio (Kr), metano (CH_4), xenônio (Xe) e radônio (Rn). A água encontra-se presente na atmosfera em três estados - sólido, líquido e gasoso -, atuando em uma grande variedade de fenômenos como chuva, formação de nuvens, neve entre outros.

Geralmente, a composição atmosférica é analisada considerando-se três grupos distintos de componentes, sendo eles: as moléculas do ar seco, o vapor de água e os aerossóis. Cada um destes grupos atenua a radiação solar de forma distinta e em comprimentos de onda característicos, justificando esta classificação.

Do mesmo modo que a atmosfera é descrita em regiões distintas a partir do seu perfil de temperatura, é possível - e desejável - classificá-la em camadas em função da sua composição e dinâmica química. Até uma altura de aproximadamente 100 km, a mistura dos gases é praticamente constante, isto é, a cada incremento de altitude, a proporção da mistura de um determinado gás em relação ao volume total se mantém. Esta porção inferior da atmosfera é chamada de *homosfera*. Nesta região predomina a difusão turbulenta dos gases. Na homosfera, a proporção volumétrica é de 78% de N_2 e 21% de O_2 , sendo o restante argônio (Ar), dióxido de carbono (CO_2), os gases nobres, e outros elementos, em proporções menores. Acima da *homosfera* encontra-se uma região de transição, a *turbopausa*, após esta região predomina a difusão molecular, e os gases a partir desta altura se distribuem de acordo com as suas próprias escalas de altura, até não haver mais a mistura proporcional. Esta camada superior é chamada de *heterosfera*. Acima de 200 km, o nitrogênio e o oxigênio moleculares deixam de ser os componentes majoritários, sendo substituídos pelo oxigênio atômico, hélio e hidrogênio [Kirchhoff, 1991]. A *exosfera* é a região mais externa da atmosfera, e onde há uma perda constante de partículas para o espaço. Nesta região as colisões entre moléculas ou átomos são poucos frequentes.

3.3.1 Moléculas do ar seco

As principais moléculas do ar seco (nitrogênio, oxigênio e argônio) apresentam uma vari-

abilidade relativamente baixa na sua concentração até uma altitude de aproximadamente 100 km. Outros gases, no entanto, não se distribuem de forma homogênea no tempo e no espaço. Estas variações são provocadas principalmente pela atividade industrial e rural local, do meio ambiente e pela dinâmica da atmosfera. A concentração típica do ar seco em uma atmosfera padrão, ao nível do mar, é apresentada na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Composição atmosférica normal e concentração molar dos principais constituintes do ar seco para uma atmosfera padrão. Fonte: adaptado de Iqbal, 1983.

Componentes	Fração molar
N_2	0,7808
O_2	0,2095
Ar	0,00934
CO_2	0,00314
N_e	$1,82 \times 10^{-5}$
H_e	$1,82 \times 10^{-5}$
SO_2	$1,0 \times 10^{-6}$
NH_3	$1,0 \times 10^{-8}$
CO	$1,0 \times 10^{-8}$
CH_4	$1,5 \times 10^{-6}$
K_r	$1,14 \times 10^{-6}$
H_2	$5,0 \times 10^{-7}$
NO	$3,0 \times 10^{-7}$
X_e	$8,7 \times 10^{-8}$
O_3	$1,5 \times 10^{-6}$

Alguns constituintes atmosféricos podem apresentar uma concentração maior que a indicada na Tabela 3.1, principalmente na base da troposfera e em ambientes urbanos onde a atividade humana pode acarretar uma maior emissão desses gases ou em áreas rurais principalmente na ocorrência de queimadas.

O dióxido de carbono (CO_2) é produzido a partir de diversos processos, como biológicos (respiração dos seres vivos), antropogênicos (queima de combustíveis fósseis), atividades vulcânicas, etc. Em regiões rurais onde há um aumento no desmatamento, observa-se uma maior concentração no níveis de CO_2 , pois este é assimilado pelos vegetais na reação de fotossíntese. A variabilidade na concentração do dióxido de carbono também está relacionada com a atividade humana, e possui níveis maiores nas cidades, principalmente em áreas industriais.

As principais fontes do dióxido de enxofre (SO_2) para a atmosfera são a emissão antropogênica proveniente da queima de combustível fóssil, a emissão natural resultante das erupções vulcânicas e a produção a partir da oxidação de sulfetos orgânicos [Warneck, 1988]. Em áreas rurais a quantidade total integrada em uma coluna vertical de área unitária nas CNTP de SO_2 pode ser menor

que 0,002 cm, enquanto que nas regiões urbanas poluídas os valores são em torno de 0,004 a 0,006 cm, podendo em casos extremos chegar a 0,02 cm. Nos casos de erupção vulcânica há registros de concentração de dióxido de enxofre de até 0,6 cm nas cercanias do vulcão [Fioletov et al., 1998]. Diferente do SO_2 de origem antropogênica que se situa na troposfera, o de origem vulcânica é lançado a grandes altitudes, se estabelecendo na estratosfera em torno dos 20 km.

O dióxido de nitrogênio (NO_2) é resultante da oxidação do monóxido de nitrogênio (NO) nas camadas superiores da estratosfera, mas também pode ser produzido na troposfera a partir da combustão em alta temperatura de combustível fóssil e da ocorrência de relâmpagos [Walker, 1977]. O solo e o oceano também são fontes importantes de monóxidos de nitrogênio oriundos da nitrificação realizada por microorganismos. O dióxido de nitrogênio apresenta o máximo de absorção em torno de 400 nm.

O ozônio (O_3), um gás triatômico de oxigênio descoberto em 1840 pelo químico suíço C. F. Schönbein, está intimamente relacionado com a radiação ultravioleta. Estima-se que este gás esteja presente na atmosfera do nosso planeta desde cerca de 1,5 bilhões de anos atrás [Walker, 1977], 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 [Chapman, 1930; Dobson, 1931]. 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. A Figura 3.2 revela o perfil vertical médio da distribuição de ozônio na cidade de Santa Maria, Rio Grande do Sul. Segundo Kirchhoff [1995], observa-se um pico de concentração entre 25 a 27 km de altitude nas regiões tropicais durante a 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 durante 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 durante o outono.

A descoberta do declínio global de ozônio e da influência do buraco de ozônio em baixas latitudes durante a primavera, período que deveria possuir o valor máximo [Kirchhoff, 1995], despertou um crescente interesse da comunidade científica sobre a variabilidade temporal do ozônio. Um dos primeiros trabalhos enfocando a variabilidade espacial e temporal do ozônio estratosférico foi feito através da análise dos dados obtidos pelo satélite TOMS (Total Ozone Mapping Experiment Spectrometer) durante o período entre 1979-1991. A Figura 3.3 mostra a redução na quantidade de ozônio sobre o continente antártico durante o mês de setembro de 2001 obtida pelo do satélite TOMS. 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:

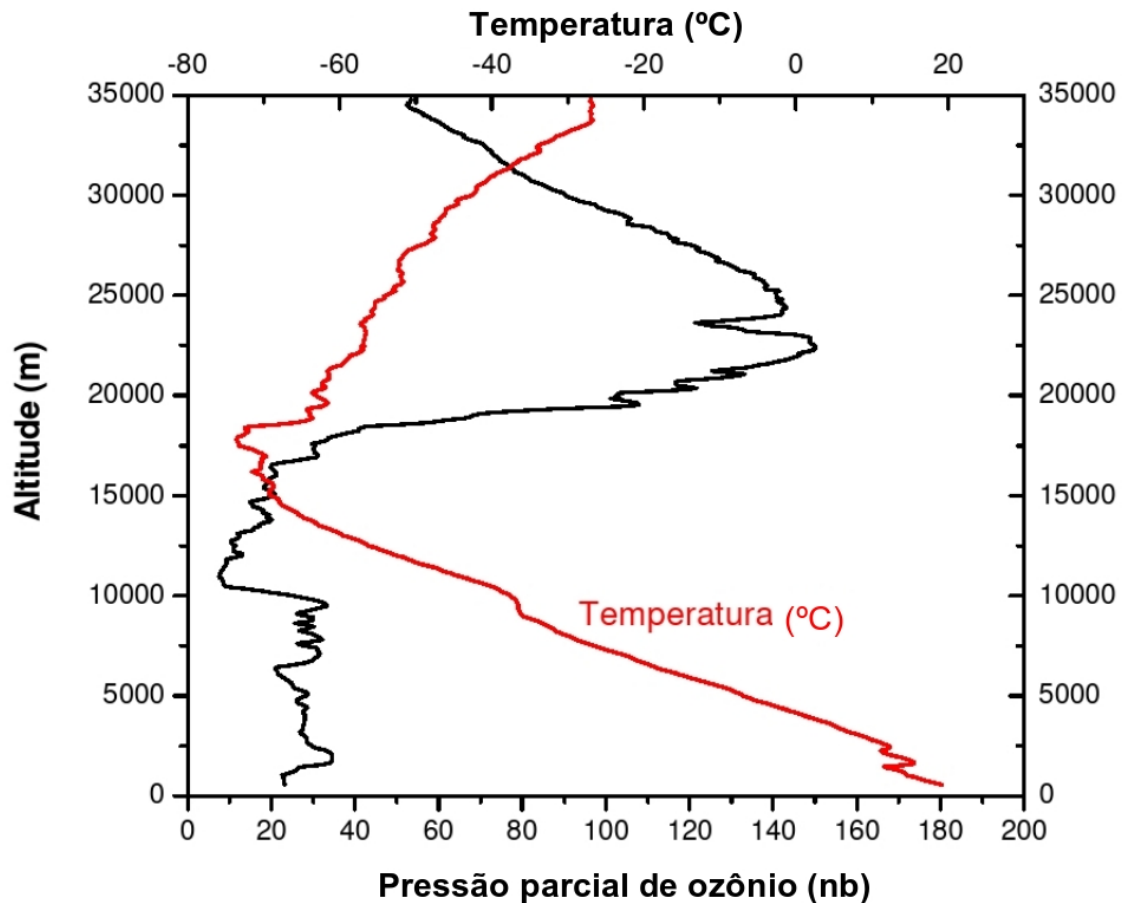


Figura 3.2: Perfil de ozônio obtido a partir de sondagem realizada em 10 de Novembro de 2000 na cidade de Santa Maria, RS. Fonte: CRSPE/INPE.

$$u_o = \int_0^{\infty} \rho_{O_3} dz \quad (3.1)$$

onde ρ_{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, $1 \text{ UD} = 10^{-3} \text{ atm} \cdot \text{cm}$. 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.

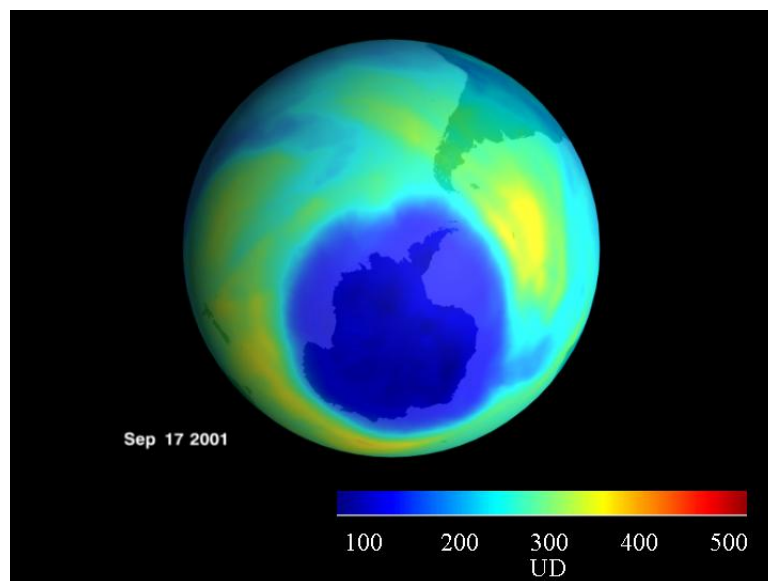


Figura 3.3: Medida realizada pelo satélite TOMS mostrando a redução na quantidade de ozônio no continente antártico. Fonte: adaptado de <http://toms.gsfc.nasa.gov>

3.3.2 Aerossóis

Aerossóis podem ser definidos como o conjunto de partículas sólidas ou líquidas em suspensão em um meio gasoso. O termo aerossol abrange tanto as partículas quanto o gás no qual elas encontram-se imersas, no caso da atmosfera este meio é o ar. Os aerossóis atmosféricos possuem uma enorme variedade de volumes, formas e dimensões, possuindo tamanhos que, em geral, variam de cerca de 0,01 a 10 μm de diâmetro. Podem ser de origem natural como da ação erosiva dos ventos sobre o solo e a superfície oceânica, ou da conversão gás- partícula ocorrida entre moléculas numa reação química. Podem ter também origem antropogênica como da emissão de particulados da combustão de combustível fóssil [Seinfeld, 1985]. As características dos aerossóis atmosféricos dependem de sua origem e idade. Em geral eles podem viajar por grandes distâncias transportados pelas correntes de ventos, podendo ser classificados a partir de sua origem. Os aerossóis podem ser classificados em troposféricos e estratosféricos. Os troposféricos são divididos entre continental e marinho. Os aerossóis marinhos representam o maior montante de aerossóis na atmosfera. Os aerossóis continentais podem ser subdivididos entre rural e urbano. Os aerossóis urbanos possuem características dadas pela atividade antropogênica nos grandes centros populacionais, já os aerossóis rurais têm partículas originadas a partir da atividade orgânica vegetal ou mesmo da queima de biomassa. O perfil atmosférico dos aerossóis pode ser representado por um modelo como mostra a Figura 3.4, onde um perfil básico estratosférico é superposto por um perfil marinho ou por um continental na baixa troposfera.

Na troposfera as partículas de aerossol apresentam vida média curta, normalmente da ordem de dias e semanas, e portanto sua distribuição espacial é altamente não-homogênea, sendo correlacionada com suas fontes de emissão. Os aerossóis têm grande influência no clima, uma vez que eles aumentam a quantidade de radiação refletida para o espaço (efeito albedo), ao mesmo tempo

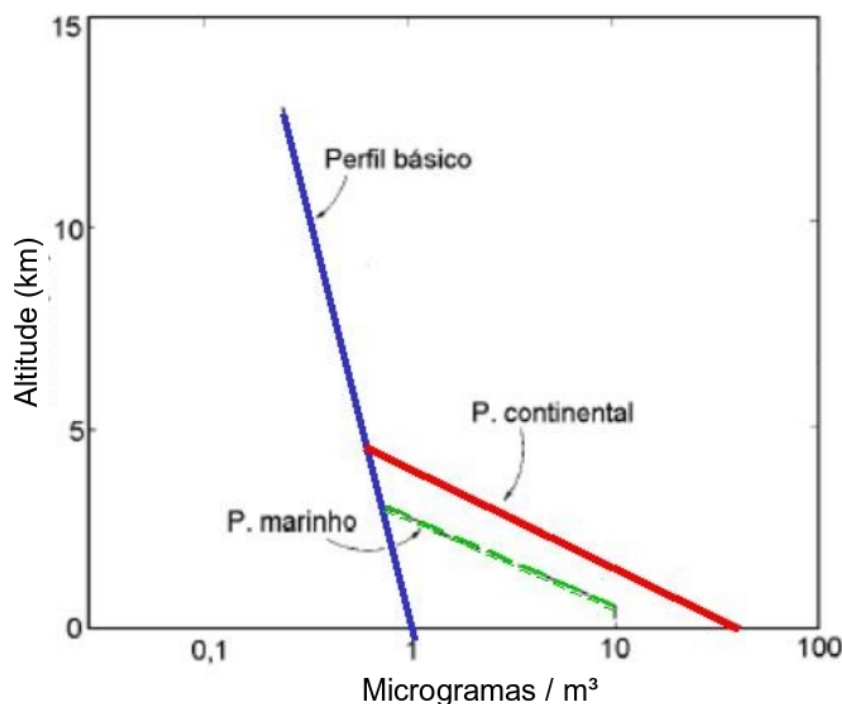


Figura 3.4: Modelo de perfil atmosférico para aerossóis. Fonte: Warneck [1988].

que, como núcleos formadores de gotículas de água, levam à formação de nuvens que ajudam a concentrar a radiação infravermelha na troposfera (efeito estufa). Também há interação entre aerossóis de pequeno diâmetro com a radiação solar na região espectral do visível e infravermelho próximo. O tamanho destas partículas menores apresenta a mesma ordem que o comprimento de onda da radiação incidente, provocando assim o espalhamento da radiação solar. As partículas maiores apresentam um tempo de residência muito baixo na atmosfera, isso faz com que partículas muito grandes (diâmetro $> 15\mu m$) apresentem baixas concentrações na atmosfera. Portanto, devido a esses motivos, a interação de partículas muito grandes com a radiação solar é menor quando comparada com as menores. Entretanto, existem alguns casos especiais em que os efeitos de espalhamento da radiação solar devido a estas partículas de aerossóis de grande diâmetro podem ser acentuados. Como exemplo, tem-se a ocorrência das tempestades de poeira e a queima de biomassa (bastante frequente no centro-oeste brasileiro e região amazônica). Em alguns casos a redução na irradiação solar pode ser maior que 50%. A Figura 3.5 revela a variação sazonal de fontes globais emissoras de aerossóis, entre elas, destacam-se: queima de biomassa ao sul da África e Amazônia (setembro a novembro); o transporte de poeira do deserto do Saara em direção à América Central (junho a agosto); e do continente asiático para a América do Norte (março a maio); as emissões urbanas e industriais na costa leste dos Estados Unidos, China, Índia, e oeste Europeu (junho a agosto) também podem ser visualizadas.

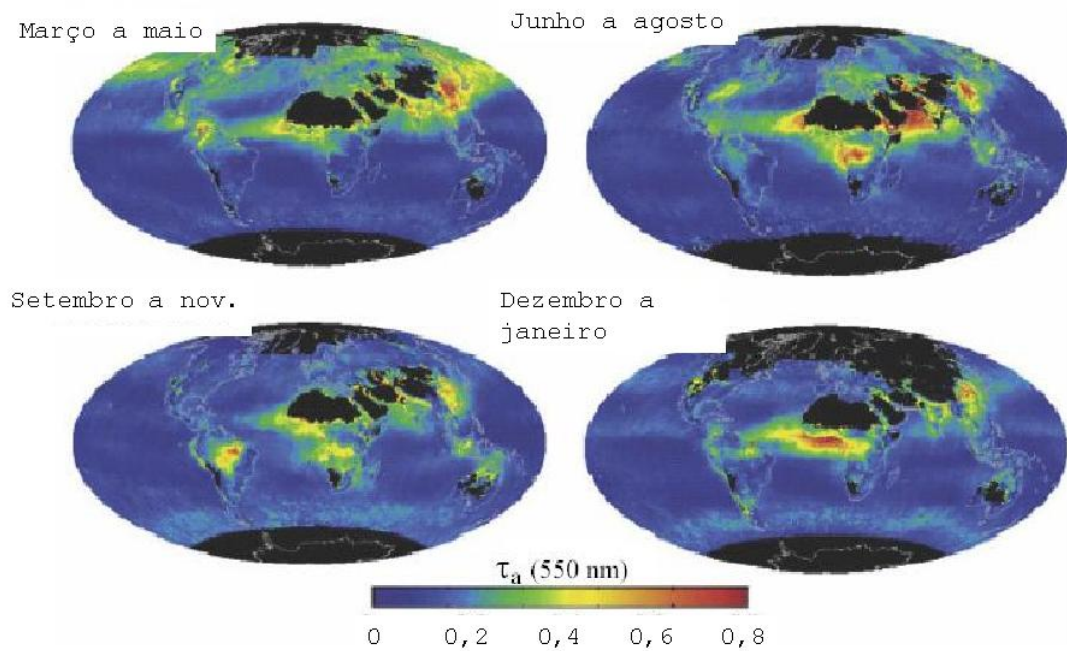


Figura 3.5: Valores médios sazonais de espessura óptica de aerossol no comprimento de onda de 550 nm, para cada trimestre do ano de 2001, obtidas pelo satélite TERRA e instrumento MODIS. Fonte: Adaptado de Chu et al. [2003].

3.3.3 Vapor de água

O vapor de água presente na atmosfera é o principal gás responsável pelo efeito estufa no nosso planeta. Sem a presença do vapor de água, nosso planeta apresentaria um enorme gradiente térmico entre a face iluminada pelo Sol e a imersa na escuridão noturna. Este gás 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 quantidade de vapor de água é calculada a partir da massa de vapor de água total presente em uma coluna de área unitária desde a superfície até o topo da atmosfera terrestre, pela seguinte expressão:

$$w = \int_0^{\infty} \rho_w dz \quad (3.2)$$

onde ρ_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 3.2 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. Em virtude da sua grande variabilidade temporal e espacial, a determinação do conteúdo de vapor de água existente na atmosfera torna-se uma tarefa extremamente complicada. Há várias técnicas que buscam mensurar o conteúdo do vapor de água. No início do século 20, Fowle [Coulson, 1975], obteve medidas precisas através de um espectrorradiômetro que analisava a radiação solar em linhas discretas na região do infravermelho onde há grande absorção pelo vapor de água. Nos dias atuais, há vários instrumentos e técnicas dedicadas à medida da quantidade de vapor de água. Sondas a bordo de balões fornecem valiosas informações sobre a distribuição vertical de vapor de água, mas estas informações estão restritas às regiões onde é realizado o lançamento destes artefatos. Além disto, a periodicidade destes lançamentos é baixa, em média uma ou duas vezes ao dia. Vários satélites também dispõem de instrumentos destinados à medida da quantidade de vapor de água na atmosfera. O equipamento MODIS (Moderate Resolution Imaging Radiometer) instalado nos satélites AQUA e TERRA, é capaz de fornecer dados precisos sobre a distribuição do vapor de água em praticamente todas as regiões do planeta. No entanto, os dados fornecidos por estes satélites de órbita baixa estão vinculados às suas passagens sobre a região de interesse e isto ocorre no máximo 4 vezes por dia. Além de absorver a radiação solar na região do infravermelho, o vapor de água também altera a propagação de sinais na faixa de microondas. Esta característica é utilizada para analisar a amplitude e fase dos sinais emitidos pelos satélites do sistema de posicionamento global (GPS) e estimar a quantidade de vapor de água presente na atmosfera. Radiômetros na região de microondas e operando em frequências onde há forte absorção por moléculas de água também são utilizados para medidas de vapor de água. A concentração de vapor de água e conseqüentemente a quantidade de água precipitável também pode ser estimada através de fórmulas empíricas. Leckner [1978], apresentou a seguinte equação para estimativa da quantidade de água precipitável:

$$w = 0,493 \cdot U_r \cdot \left(\frac{P_s}{T} \right) \quad (3.3)$$

onde U_r é a umidade relativa entre 0 e 1, T representa a temperatura ambiente em Kelvin, P_s é a pressão parcial do vapor de água no ar saturado dada em mbars e expressa por:

$$P_s = \exp \left(26,23 - \frac{5416}{T} \right) \quad (3.4)$$

Gueymard [1993a], derivou a partir de um grande número de dados uma equação para correlacionar a quantidade de água precipitável em função dos valores médios de umidade relativa e temperatura ambiente:

$$w = 0,1 \left(0,4976 + \frac{1,5265 \cdot T}{273,15} + \exp \left\{ \frac{13,6897 \cdot T}{273,15} - 14,9188 \left(\frac{T}{273,15} \right)^3 \right\} \right) \cdot \left(\frac{216,7 \cdot RH}{100T} \exp \left\{ 22,330 - \frac{4914}{T} - 10,922 \left(\frac{100}{T} \right)^2 - \frac{0,39015 \cdot T}{100} \right\} \right) \quad (3.5)$$

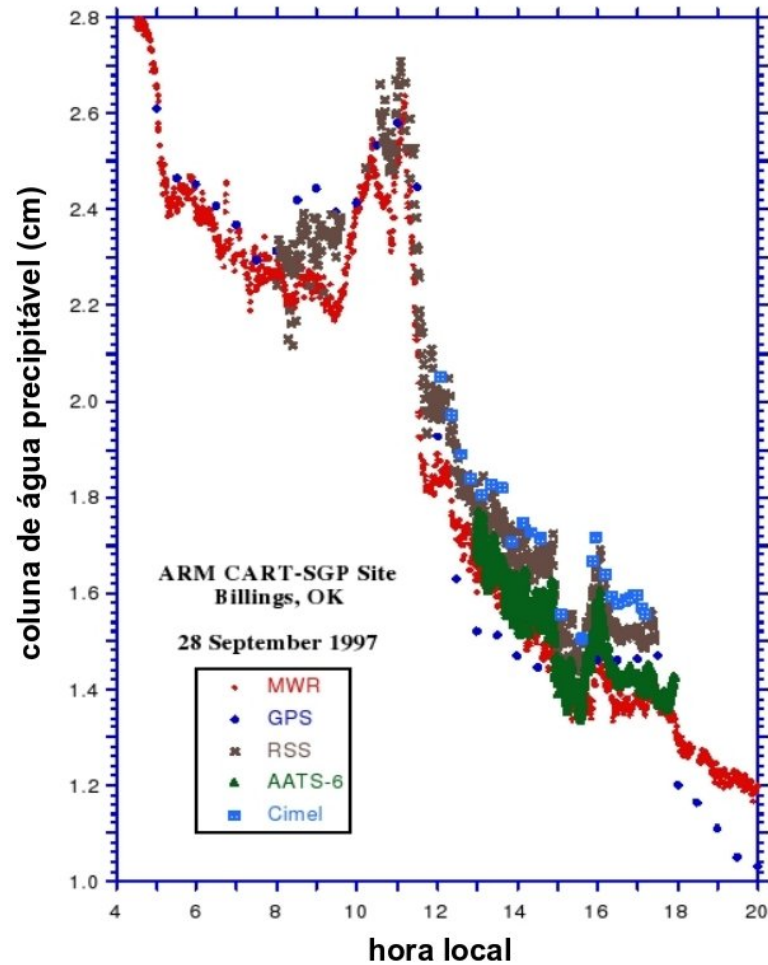


Figura 3.6: Variabilidade da quantidade de água precipitável analisada por vários instrumentos de referência ao longo de um dia. Fonte: adaptado de Gueymard, [1995].

onde RH é a umidade relativa porcentual. Estas formulações empíricas geralmente apresentam uma baixa confiabilidade para medidas instantâneas da água precipitável, principalmente em virtude do comportamento bastante dinâmico da concentração e distribuição vertical do vapor de água na atmosfera. As variáveis (umidade relativa, pressão parcial do vapor de água no ar saturado e temperatura) adotadas nestes modelos nem sempre possuem um comportamento que permita uma correlação direta com a quantidade de vapor de água. Estas equações, no entanto, apresentam uma boa estimativa para uma distribuição média do conteúdo de vapor de água quando o período de análise é longo (ordem de dias ou meses). A Figura 3.6 mostra a grande variabilidade da quantidade de água precipitável ao longo de um dia medida através de vários instrumentos, entre eles o espectrorradiômetro (RSS), radiômetro de microondas (MWR), radiômetros espectrais em solo e a bordo de avião e análise de sinais de satélites GPS.

4. MODELOS PARA CARACTERIZAÇÃO DA IRRADIÂNCIA SOLAR

4.1 Introdução

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] 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]. Estes 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] desenvolveu 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. 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, 1993a; Justus e Paris, 1985; Nann e Riordan, 1991]. Todos estes trabalhos estão fundamentados no conjunto de equações desenvolvido por Leckner [1978]. Nesta mesma época, surgem 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 [1993a] 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 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. Os modelos SPCTRAL2 e ESPECTRO, trabalham com resoluções entre 5 nm no segmento visível e 10 nm no infravermelho. O trabalho desenvolvido nesta dissertação está fundamentado principalmente no modelo SMARTS2 que será descrito com mais detalhes neste capítulo. Foi utilizado um programa escrito em linguagem FORTRAN 77 com cerca de 6000 linhas no seu código em uma plataforma LINUX. Durante uma execução do código, tipicamente o programa faz uso de 27 bancos de dados.

4.2 Atmosferas de referência

Do mesmo modo que os modelos rigorosos de transferência radiativa (LOWTRAN e MODTRAN), o modelo SMARTS2 faz uso de distintas atmosferas padrões com específicos dados 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 principais características destas atmosferas de referência estão descritas na Tabela 4.1. Observa-se na Tabela 4.1 que as concentrações de ozônio e dióxido de nitrogênio estão listadas apenas para o nível do mar. 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:

$$C_t = 1 - 0,00898 \cdot z \quad (4.1)$$

A temperatura nominal ou efetiva¹ 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. Conforme é observado na Tabela 4.1, estes 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:

$$T_{eo} = a_0 + a_1 T^* \quad (4.2)$$

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 à 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 coluna atmosférica total² para O_2 , CO_2 , H_2O , O_3 e NO_2 para cada atmosfera de referência também é vista na Tabela 4.1. Estes valores são obtidos através de médias anuais observadas por satélites e medidas efetuadas em solo.

A quantidade de água precipitável, Δw , presente em uma determinada variação de altura, Δz (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:

$$\Delta w = \rho_v \Delta z \quad (4.3)$$

onde ρ_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]:

$$u_g = \int_z^\infty \left(\frac{p(h)}{p_0} \right)^r \left(\frac{T_1}{T(h)} \right)^s \left(\frac{\rho_a(h)}{\rho_{a0}} \right) dh \quad (4.4)$$

onde $p(h)$, $T(h)$ e $\rho_a(h)$ são respectivamente a pressão, temperatura e densidade do ar na altura h , $p_0=1013,25$ mb, $T_1 = 288,15$ K, $\rho_{a0} = 1,225$ kg/m³, 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.

¹O 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.

²Quantidade obtida no nível do mar (em condições padrão de temperatura e pressão) se toda a quantidade do gás fosse condensada em uma coluna de base unitária.

Tabela 4.1: Perfil vertical para dez atmosferas de referência. Sendo USSA (U.S. Standard Atmosphere), MLS (Mid-Latitude Summer), MLW (Mid-Latitude Winter), SAS (Sub-Arctic Summer), SAW (Sub-Arctic Winter), TRL (Tropical), STS (Sub-Tropical Summer), STW (Sub-Tropical Winter), AS (Arctic Summer), AW (Arctic Winter); z (altitude); T_a (temperatura do ar); T_{eo} (temperatura efetiva para o ozônio); p (pressão); RH (umidade relativa).

Latitude	z (km)	T_a (K)	T_{eo} (K)	p (mb)	RH (%)	O_2 (km)	CO_2 (km)	H_2O (cm)	O_3 (atm-cm)	NO_2 (atm-cm)
USSA 45	0	288,2	225,4	1013,3	45,5	4,9635	4,6854	1,419	0,3434	2,04E-4
	1	281,7	223,4	898,8	48,7	3,9637	3,6853	0,899		
	2	275,2	221,3	795,0	51,8	3,1483	2,8836	0,566		
	3	268,7	219,4	701,2	50,6	2,4872	2,2449	0,326		
	4	262,2	217,7	616,6	50,0	1,9538	1,7389	0,193		
MLS 45	0	294,2	232,1	1013,3	75,7	4,9383	4,8866	2,927	0,3316	2,18E-4
	1	289,7	229,7	902,0	65,6	3,9622	3,8792	1,727		
	2	285,2	227,3	802,0	54,8	3,1682	3,0651	1,024		
	3	279,2	224,9	710,0	45,0	2,5239	2,4089	0,561		
	4	273,2	222,4	628,0	38,8	2,0019	1,8849	0,325		
MLW 45	0	272,2	220,6	1018,0	77,0	5,0762	4,5566	0,855	0,3768	1,99E-4
	1	268,7	218,7	897,3	70,4	3,9953	3,5658	0,549		
	2	265,2	217,0	789,7	65,4	3,1356	2,7789	0,346		
	3	261,7	215,4	693,8	56,7	2,4537	2,1555	0,188		
	4	255,7	213,9	608,1	49,8	1,9142	1,6630	0,104		
SAS 60	0	287,2	233,6	1010,0	74,9	4,9309	4,7057	2,079	0,3448	2,16E-4
	1	281,7	231,7	896,0	69,8	3,9325	3,7118	1,316		
	2	276,3	229,6	792,9	69,7	3,1223	2,9148	0,836		
	3	270,9	227,5	700,0	65,0	2,4677	2,2784	0,483		
	4	265,5	225,4	616,0	60,3	1,9411	1,7724	0,280		
SAW 60	0	257,2	217,4	1013,0	80,4	5,0968	4,3277	0,424	0,3757	1,87E-4
	1	259,1	216,1	887,8	69,3	3,9512	3,3635	0,295		
	2	255,9	214,8	777,5	69,9	3,0714	2,6003	0,193		
	3	252,7	213,5	679,8	65,6	2,3808	2,0009	0,107		
	4	247,7	212,1	593,2	60,4	1,8401	1,5315	0,057		
TRL 15	0	299,7	229,7	1013,0	74,9	4,9313	4,9539	4,117	0,2773	2,11E-4
	1	293,7	226,9	904,0	72,3	3,9769	3,9407	2,494		
	2	287,7	224,3	805,0	74,2	3,1925	3,1198	1,441		
	3	283,7	221,8	715,0	47,8	2,5502	2,4572	0,735		
	4	277,0	219,6	633,0	34,7	2,0309	1,9237	0,432		

Latitude	z (km)	T_a (K)	T_{eo} (K)	p (mb)	RH (%)	O_2 (km)	CO_2 (km)	H_2O (cm)	O_3 (atm-cm)	NO_2 (atm-cm)
STS 30	0	301,2	224,5	1013,5	80,0	4,9006	4,9444	4,219	0,300	2,00E-4
	1	293,7	221,5	904,6	65,0	3,9623	3,9412	2,593		
	2	288,2	218,8	805,1	60,0	3,1826	3,1254	1,695		
	3	282,7	216,4	714,8	60,0	2,5449	2,4660	0,998		
	4	277,2	214,1	633,1	50,0	2,0260	1,9359	0,604		
STW 30	0	287,2	221,2	1021,0	80,0	5,0198	4,8180	2,101	0,280	1,00E-4
	1	284,2	218,3	906,4	70,0	4,0054	3,8100	1,218		
	2	281,2	215,7	803,5	50,0	3,1890	2,9977	0,709		
	3	274,7	213,4	710,7	45,0	2,5333	2,3443	0,369		
	4	268,2	211,2	626,8	35,0	2,0011	1,8234	0,209		
AS 75	0	278,2	235,7	1012,5	85,0	4,9733	4,6342	1,479	0,330	2,00E-4
	1	275,6	232,9	895,0	75,0	3,9343	3,6494	0,965		
	2	273,0	230,3	790,2	65,0	3,1065	2,8618	0,615		
	3	268,4	228,0	696,7	60,0	2,4482	2,2332	0,343		
	4	261,9	225,9	612,5	55,0	1,9217	1,7341	0,195		
AW 75	0	249,2	213,0	1013,5	80,0	5,1357	4,1996	0,217	0,380	1,00E-4
	1	252,2	210,4	884,1	65,0	3,9457	3,2454	0,150		
	2	250,9	208,1	772,1	60,0	3,0453	2,4954	0,093		
	3	245,4	206,0	672,7	55,0	2,3482	1,9077	0,051		
	4	239,9	204,1	584,3	50,0	1,8000	1,4517	0,029		

4.3 Atenuação da irradiância espectral solar direta

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. Além disto, a medida da componente direta da radiação solar é utilizada para obter informações sobre determinados parâmetros atmosféricos como turbidez e abundância de certos gases na atmosfera. A atenuação da radiação monocromática, E_λ devido aos processos de espalhamento e absorção na sua direção de propagação é definida por Liou [1980] como:

$$dE_\lambda = (-E_\lambda + J_\lambda)k_\lambda \rho dl \quad (4.5)$$

onde o termo J_λ define a radiação resultante dos processos de espalhamento e reemissão, k_λ é uma

constante de proporcionalidade conhecida como coeficiente de extinção (absorção ou espalhamento) monocromática, ρ representa a densidade do meio e dl o caminho óptico de integração.

Considerando a hipótese de uma atmosfera plano-paralela, o termo dl pode ser escrito como $dl = \sec(Z)dz$, e se obtém a seguinte equação:

$$\cos(Z) \frac{dE_\lambda}{k_\lambda \rho dz} = -E_\lambda + J_\lambda \quad (4.6)$$

A resolução detalhada da Equação 4.5 para uma atmosfera homogênea e finita composta por apenas uma camada (adotada em modelos paramétricos simples) pode ser vista em Liou [1980]. A solução para uma atmosfera constituída por diversas camadas somente é possível recorrendo-se a técnicas de soluções numéricas, processo que é empregado nos modelos de transferência radiativa. Para a determinação da radiação direta, é possível considerar nula a contribuição dos processos de espalhamento na direção de incidência do feixe solar, assim, pode-se simplificar a Equação 4.6 e escrevê-la como:

$$dE_\lambda = -E_\lambda k_\lambda \rho \sec(Z) dz \quad (4.7)$$

onde o fator $\sec(Z)$ coincide com a primeira aproximação para a massa óptica relativa de ar, m , que é definida como a razão entre a massa de certa substância no caminho óptico da feixe incidente e a massa da mesma substância no caminho óptico vertical:

$$m = \frac{\int_0^\infty \rho dl}{\int_0^\infty \rho dz} \simeq \sec(Z) \quad (4.8)$$

A densidade multiplicada pelo elemento de distância representa a massa da substância em uma coluna de área unitária, ou seja, a massa óptica. O limite inferior de integração corresponde a superfície terrestre e o superior ao topo da atmosfera. É importante observar que a Equação 4.8 aplica-se apenas para um feixe monocromático de radiação, pois a refração depende do comprimento de onda. Efetuando a substituição do termo que define a massa óptica relativa de ar na Equação 4.8, encontra-se a expressão que é conhecida como lei de Beer (também denominada lei de Bouguer-Lambert):

$$E_\lambda = -E_{\lambda 0} \exp(-m\tau_\lambda) \quad (4.9)$$

onde τ_λ é o coeficiente monocromático de transmissão ou transmitância, uma grandeza adimensional, calculada pela razão entre as radiações emergentes e incidentes e também é denominado de espessura óptica ou profundidade óptica:

$$\tau_\lambda = \int_0^\infty \rho k_\lambda dz \quad (4.10)$$

A espessura óptica total é determinada através do cálculo independente para os diversos processos de extinção que atuam de maneira isolada, deste modo, obtém-se:

$$\tau_\lambda = \tau_{R\lambda} + \tau_{O\lambda} + \tau_{n\lambda} + \tau_{g\lambda} + \tau_{w\lambda} + \tau_{a\lambda} \quad (4.11)$$

onde $\tau_{R\lambda}$, refere-se a espessura óptica causada pela dispersão de Rayleigh, $\tau_{O\lambda}$ representa a opacidade do ozônio, $\tau_{n\lambda}$ do nitrogênio, $\tau_{g\lambda}$ da mistura uniforme de gases, $\tau_{w\lambda}$ do vapor de água e por último $\tau_{a\lambda}$ a extinção provocada pelos aerossóis. A irradiância solar direta recebida no solo em uma superfície normal ao feixe de luz solar para um determinado comprimento de onda λ , $E_{bn\lambda}$, é dada por:

$$E_{bn\lambda} = E_{0n\lambda} T_{R\lambda} T_{O\lambda} T_{n\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} T_{a\lambda} \quad (4.12)$$

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

4.3.1 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:

$$m_{abs} = \rho_0 \int_0^\infty \frac{\rho}{\rho_0} \left\{ 1 - \left[1 + 2(n_0 - 1) \left(1 - \frac{\rho}{\rho_0} \right) \right] \left(\frac{\sin(Z)}{1 + h/rt} \right)^2 \right\}^{-1/2} dh \quad (4.13)$$

onde h é a altitude local; ρ é a densidade do ar na altitude local; ρ_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 4.13 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:

$$m_i = [\cos z + a_{i1} Z^{a_{i2}} (a_{i3} - Z)^{a_{i4}}]^{-1} \quad (4.14)$$

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} estão mostrados na Tabela 4.2, 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 elevados ângulos zenitais, 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. Do mesmo modo, a expressão mostrada na Equação 4.14 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.

4.3.2 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

Tabela 4.2: Coeficientes para massa óptica de ar aplicados na Equação 4.14.

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

Rayleigh é criticamente dependente de λ^{-4} , assim, os menores comprimentos de onda 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:

$$\tau_{R\lambda} = 24\pi^3 \frac{H_R}{N_0 \lambda^4} \left(\frac{n_0^2 - 1}{n_0^2 + 2} \right) \left(\frac{6 + 3\delta'}{6 - 7\delta'} \right) \quad (4.15)$$

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, δ' é o fator de despolarização, e λ o comprimento de onda em μm . Efetuando uma interpolação com os valores fornecidos pela Equação 4.15 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:

$$T_{R\lambda} = \exp(-m_R \tau_{R\lambda}) = \exp[-m_R P / (a_1 \lambda^4 + a_2 \lambda^2 + a_3 + a_4 \lambda^{-2})] \quad (4.16)$$

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 4.15 entre 250 e 4000 nm.

4.3.3 Absorção pelo ozônio

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

$$T_{O\lambda} = \exp(-m_O \tau_{O\lambda}) \quad (4.17)$$

onde

$$\tau_{O\lambda} = (u_O A_{O\lambda}) \quad (4.18)$$

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:

$$A_{O\lambda}(T_{eO}) = MAX\{0, A_{O\lambda}(T_{rO} + c_1(T_{eO} - T_{rO}) + c_2(T_{eO} - T_{rO})^2)\} \quad (4.19)$$

Observa-se o uso da função 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:

$$c_1 = (0,25326 - 1,7253\lambda + 2,9285\lambda^2)/(1 - 3,589\lambda) \quad (4.20)$$

$$c_2 = (9,6635 \times 10^{-3} - 6,3685 \times 10^{-2}\lambda + 0,10464\lambda^2)/(1 - 3,6879\lambda) \quad (4.21)$$

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

$$c_1 = 0,39626 - 2,3272\lambda + 3,4176\lambda^2 \quad (4.22)$$

$$c_2 = 1,8268 \times 10^{-2} - 0,10928\lambda + 0,16338\lambda^2 \quad (4.23)$$

O efeito provocado na transmitância do ozônio em função da variação de temperatura é visto na Figura 4.1, 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:

$$A_{O\lambda}(T_{eO}) = MAX\{0, A_{O\lambda}T_{rO}[1 + 0,0037083(T_{eO} - T_{rO}) \exp[28,04(0,4474 - \lambda)]]\} \quad (4.24)$$

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.

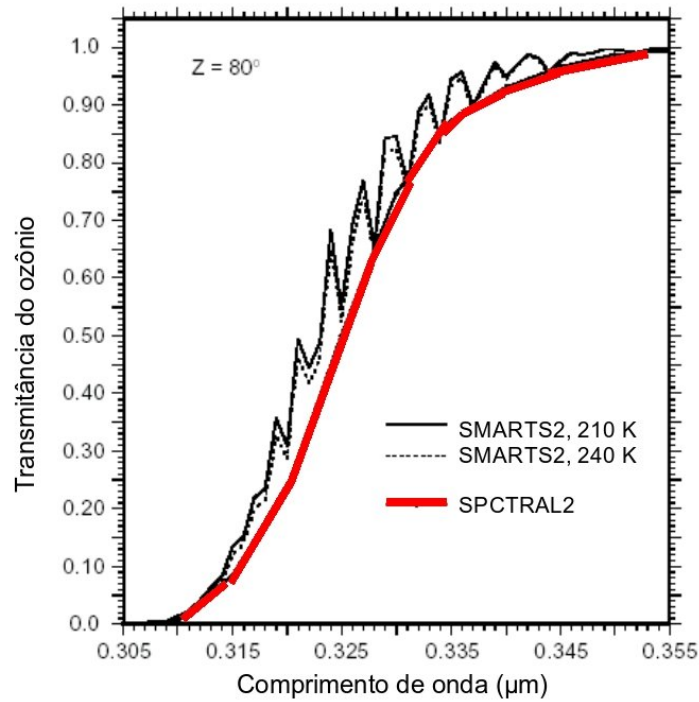


Figura 4.1: Transmitância do ozônio prevista pelo programa SMARTS2 para duas temperaturas (210 e 240 K) e mediante o programa SPCTRAL2. Fonte: adaptado de Gueymard, [1995].

4.3.4 Absorção pelo dióxido de nitrogênio

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

$$T_{n\lambda} = \exp(-m_n u_n A_{n\lambda}) \quad (4.25)$$

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 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:

$$A_{n\lambda}(T_{en}) = \text{MAX}\{0, A_{n\lambda}(T_{rn})[1 + (T_{en} - T_{rn}) \sum_{i=0}^5 f_i \lambda^i]\} \quad (4.26)$$

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.

4.3.5 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 significativa absorção na região do infravermelho, está definida como:

$$T_{g\lambda} = \exp[(-m_g u_g A_{g\lambda})^a] \quad (4.27)$$

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 4.2 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° , calculada pelos programas MODTRAN, SMARTS2 e SPCTRAL2.

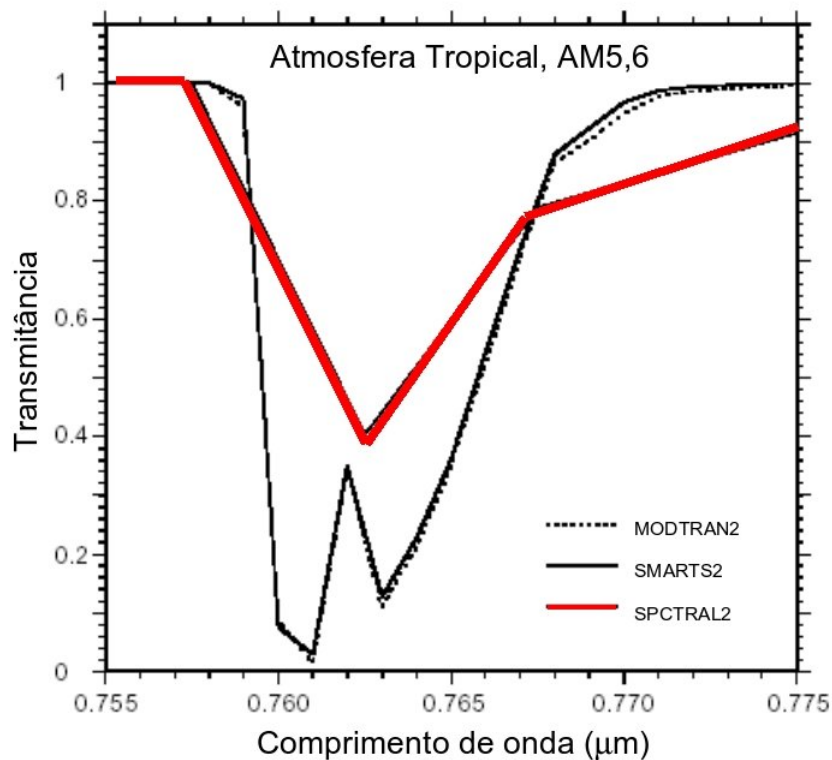


Figura 4.2: Transmitância da mistura uniforme de gases obtida pelos modelos MODTRAN2, SMARTS2 e SPCTRAL2 no segmento entre 755 e 775 nm para uma atmosfera tropical e massa óptica de ar 5,6. Fonte: adaptado de Gueymard, [1995].

4.3.6 Absorção pelo vapor de água

O vapor de água presente na atmosfera é um forte absorvedor da radiação solar na região do infravermelho. A precisa determinação da sua transmitância, portanto, é extremamente importante

para a correta caracterização do espectro solar. Gueymard [1995] define a sua transmitância através da seguinte equação:

$$T_{w\lambda} = \exp - [(m_w w)^{1,05} f_w^n B_w A_{w\lambda}]^c \quad (4.28)$$

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]:

$$f_w = k_w [0,394 - 0,26946\lambda + (0,46478 + 0,23757\lambda)P] \quad (4.29)$$

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 são definidos por:

$$n = 0,88631 + 0,025274\lambda - 3,5949 \exp(-4,5445\lambda) \quad (4.30)$$

$$c = 0,53851 + 0,003262\lambda + 1,5244 \exp(-4,2892\lambda) \quad (4.31)$$

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:

$$B_w = h(m_w w) \exp(0,1916 - 0,0785m_w + 4,706 \cdot 10^{-4}m_w^2) \quad (4.32)$$

onde

$$h(m_w w) = 0,624m_w w^{0,457} \quad (4.33)$$

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

$$h(m_w w) = (0,525 + 0,246m_w w)^{0,45} \quad (4.34)$$

É importante observar que os demais modelos paramétricos simples apenas 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 4.3 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.

4.3.7 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 de espectro solar na superfície terrestre através de modelos parametrizados. A determinação experimental de aerossóis é rara e a falta deste importante parâmetro tem justificado o uso de metodologias

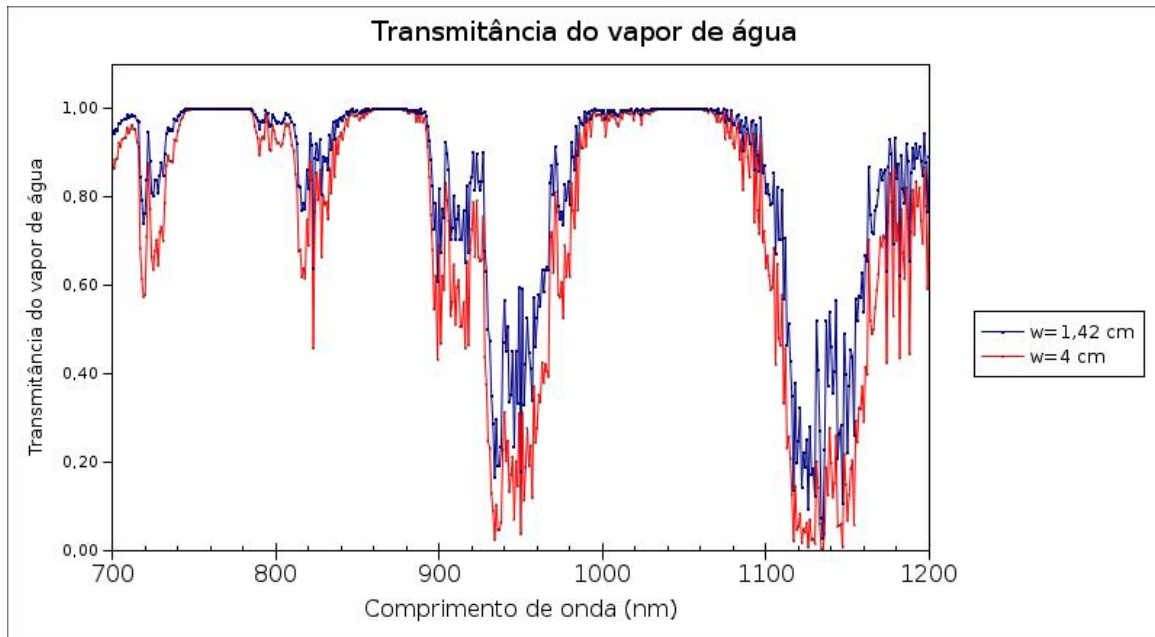


Figura 4.3: Transmitância do vapor de água obtida pelo modelo SMARTS2 no segmento entre 700 e 1200 nm para uma massa óptica de ar 1,5 e $w = 1,42$ e 4 cm.

simplificadas para a sua estimativa. Vários modelos simples estimam a turbidez atmosférica a partir de dados de visibilidade baseados na teoria proposta por Koschmieder em 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 α (expoente de turbidez) e β (coeficiente de turbidez) para representar a espessura óptica dos aerossóis como:

$$\tau_{a\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (4.35)$$

O coeficiente β está relacionado com a concentração média de aerossóis e varia entre 0,01 e 0,5. Quanto maior o valor de β , maior o número de aerossóis presentes na atmosfera, significando geralmente uma maior turbidez. O índice α representa a distribuição do diâmetro médio destas partículas, e apresenta valores entre 0 e 4. Um valor muito baixo para α , aponta para uma taxa elevada de partículas com grande diâmetro, enquanto valores baixos 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 desenvolveu 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:

$$T_{a\lambda} = \exp(-m_a \tau_{a\lambda}) \quad (4.36)$$

sendo que

$$\tau_{a\lambda} = \beta_i (\lambda/\lambda_1)^{-\alpha_i} \quad (4.37)$$

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 α em função da umidade relativa e das características dos aerossóis na seguinte forma:

$$\alpha = (C_1 + C_2 X_{RH}) / (1 + C_3 X_{RH}); \lambda < 500 \text{ nm} \quad (4.38)$$

ou

$$\alpha = (D_1 + D_2 X_{RH} + D_3 X_{RH}^2) / (1 + D_4 X_{RH}); \lambda > 500 \text{ nm} \quad (4.39)$$

onde

$$X_{RH} = \cos(0,9 \cdot RH) \quad (4.40)$$

sendo RH a umidade relativa e os parâmetros C e D dispostos na Tabela 4.3.

Tabela 4.3: Parâmetros das equações 4.38 e 4.39 para diferentes modelos de aerossóis. Gueymard [1995].

Coeficiente	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

4.4 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.

4.4.1 Componente devido ao espalhamento Rayleigh

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

$$E_{dR\lambda} = F_R E_{on\lambda} (1 - T_{R\lambda}^{0,9}) \Gamma_{O\lambda} T_{n\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} T_{aa\lambda} \cos(Z) \quad (4.41)$$

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]:

$$F_{R2} = 1 \text{ se } \tau_{R\lambda} < \tau_{Rm}, \text{ ou} \quad (4.42)$$

$$F_{R2} = \exp \left[- \left(\frac{\tau_{R\lambda} - \tau_{Rm}}{\sigma_R} \right)^{0,72 + \cos(Z)} \right] \quad (4.43)$$

sendo que

$$\sigma_R = 3,65 - 2,3 \exp(-1 \cos(Z)) \quad (4.44)$$

$$\tau_{Rm} = 0,17 [1 - \exp(-8 \cos(Z))] \quad (4.45)$$

Todas as transmitâncias descritas na Equação 4.41 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:

$$T_{aa\lambda} = \exp[-m_a(\tau_{a\lambda} - \tau_{as\lambda})] \quad (4.46)$$

onde $\tau_{as\lambda} = \varpi_0 \tau_{a\lambda}$ representa a espessura óptica do espalhamento por aerossóis, e ϖ_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 ϖ_0 e o comprimento de onda:

$$\varpi_0 = 0,9441 - 0,08817 \exp(1 - 3,3815\lambda), \text{ se } \lambda < 2000nm, \text{ ou,} \quad (4.47)$$

$$\varpi_0 = 0,8569 + 0,0436\lambda \quad (4.48)$$

A relação entre ϖ_0 e a umidade relativa para diferentes perfis de aerossóis e atmosferas de referência está descrita com detalhes em Gueymard, [1995]. A Figura 4.4 exemplifica o comportamento do fator de albedo simples (ϖ_0) para aerossóis urbanos em distintas condições de umidade relativa segundo o modelo proposto por Shettle e Fenn [1979].

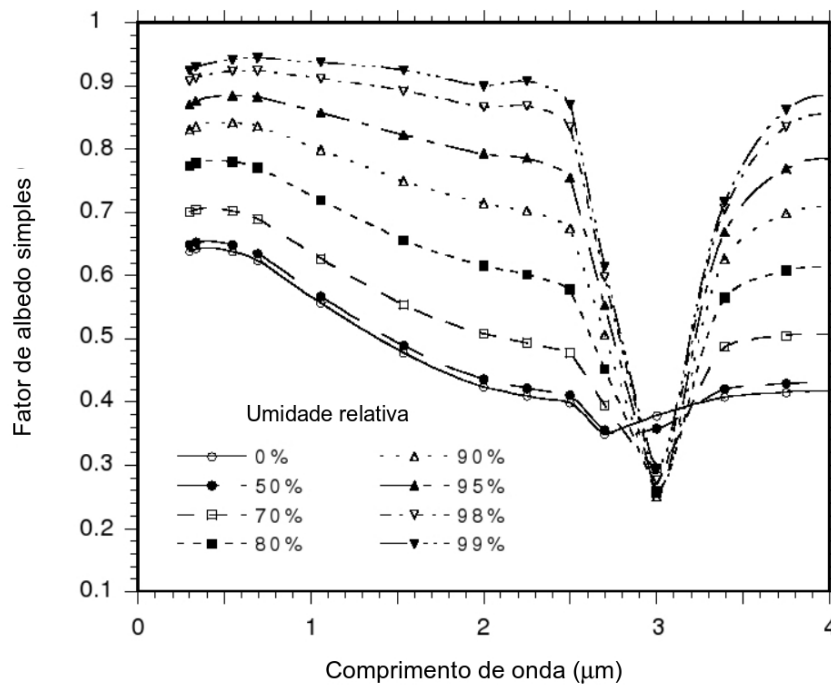


Figura 4.4: Relação entre o fator de albedo para o espalhamento por aerossóis e a umidade relativa para aerossóis urbanos.

4.4.2 Componente devido ao espalhamento por aerossóis

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

$$E_{da\lambda} = F_a E_{on\lambda} (1 - T_{as\lambda}) \Gamma_{O\lambda} T_{R\lambda} T_{n\lambda} T_{g'\lambda} T_{w\lambda} T_{aa\lambda} \cos(Z) \quad (4.49)$$

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

$$T_{as\lambda} = T_{a\lambda} / T_{aa\lambda} \quad (4.50)$$

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:

$$F_{a1} = 1 - 0,5 \exp[(a_{s0} + a_{s1} \cos(Z)) \cos(Z)] \quad (4.51)$$

onde

$$a_{s0} = [1,459 + (0,1595 + 0,4129 F_{g'}) F_{g'}] F_{g'} \quad (4.52)$$

$$a_{s1} = [0,0783 - (0,3824 + 0,5874F_{g'})F_{g'}]F_{g'} \quad (4.53)$$

$$F_{g'} = \ln(1 - g') \quad (4.54)$$

A função F_{a2} foi obtida por Gueymard [1995] através da comparação entre as irradiâncias $E_{da\lambda}$ e $E_{dR\lambda}$ 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:

$$F_{a2} = 1 \text{ se } \tau_{as\lambda} \leq 2, \text{ ou,} \quad (4.55)$$

$$F_{a2} = \exp \left[- \left(\frac{\tau_{as\lambda} - 2}{\sigma_a} \right)^\zeta \right] \quad (4.56)$$

onde

$$\sigma_a = \text{MAX}\{1, 3, 5 - (4,53 - 0,82\tau_{as\lambda}) \cos(Z) + (8,26 - 6,02\tau_{as\lambda}) \cos^2(Z)\} \quad (4.57)$$

$$\zeta = -0,5 + \exp[0,24(\cos(Z_0)^{-1,24})] \quad (4.58)$$

$$\cos(Z_0) = \text{MAX}\{0,05, \cos(Z)\} \quad (4.59)$$

4.4.3 Transmitância efetiva do ozônio para irradiância solar difusa

Na Equação 4.41 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 $E_{d0\lambda} = E_{dR\lambda} + E_{da\lambda}$ e a quantidade equivalente obtida para as equações convencionais fazendo $\Gamma_{O\lambda} = 1$. A seguinte parametrização foi obtida:

$$\Gamma_{O\lambda} = \exp(-\gamma_1 \tau_{O\lambda}^{0,95} - \gamma_2 \tau_{O\lambda}) \text{ para } \tau_{O\lambda} \leq 2 \quad (4.60)$$

ou

$$\Gamma_{O\lambda} = \exp[-\gamma_3 - \gamma_4(\tau_{O\lambda} - 2)] \quad (4.61)$$

onde

$$\gamma_1 = (-11,012 + 12,392m_O)/(1 + 0,23644m_O) \quad (4.62)$$

$$\gamma_2 = 3,2656[1 - \exp(-0,46464m_O^{1,25})] - 0,965936\gamma_1 \quad (4.63)$$

$$\gamma_3 = 1,93187\gamma_1 + 2\gamma_2 \quad (4.64)$$

$$\gamma_4 = \exp(0,31045 + 0,001684m_O - 0,28549m_O^{-4}) \quad (4.65)$$

sendo m_O a massa óptica relativa do ozônio, definida previamente e $\tau_{O\lambda}$ descrito anteriormente. A Figura 4.5 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 dramaticamente na região UV-B do espectro, onde há maior absorção do ozônio.

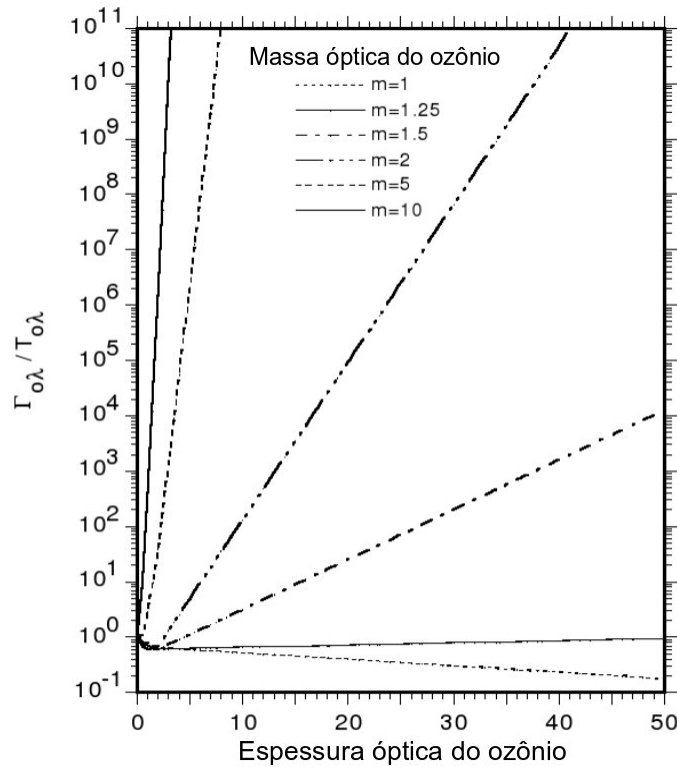


Figura 4.5: Relação entre a transmitância efetiva de ozônio $\Gamma_{O\lambda}$ e a transmitância calculada para a irradiância solar direta $T_{O\lambda}$ como função de $\tau_{O\lambda}$ e m_O .

4.4.4 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 4.6.

Este processo pode ser modelado utilizando a seguinte equação:

$$E_{db\lambda} = \rho_{s\lambda}(\rho_{b\lambda}E_{bn\lambda} \cos(Z) + \rho_{d\lambda}E_{d0\lambda}) / (1 - \rho_{d\lambda}\rho_{s\lambda}) \quad (4.66)$$

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, 1993b], $\rho_{d\lambda}$ 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-lambertiana³. 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

³Define-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.

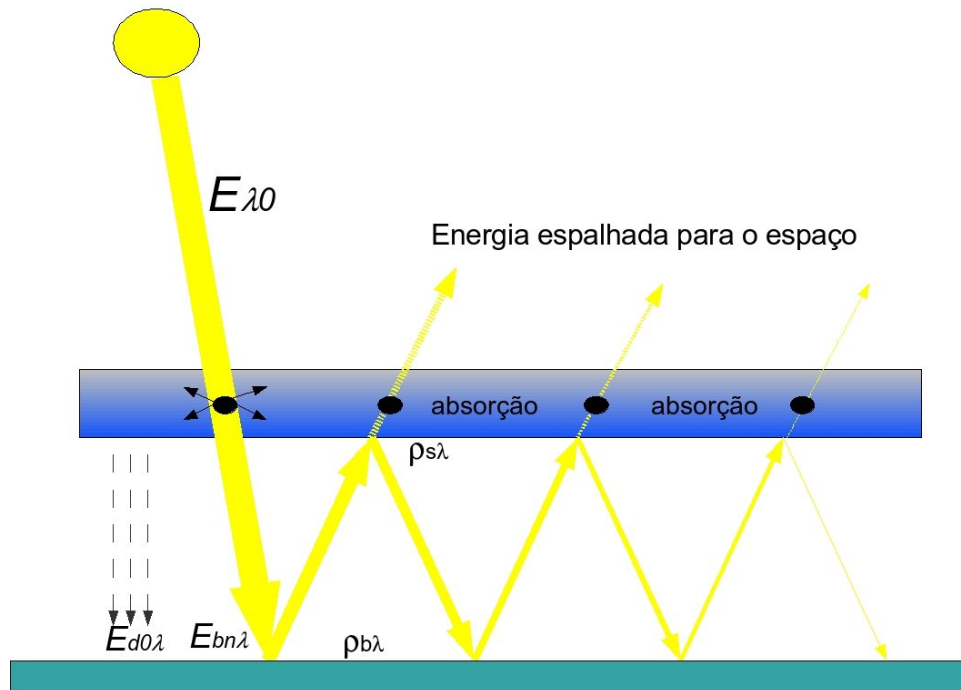


Figura 4.6: Diagrama simplificado mostrando os processos envolvidos nas reflexões múltiplas da radiação solar entre atmosfera e a superfície terrestre.

há várias interpretações para a refletância e o albedo de uma superfície. Geralmente considera-se que o albedo refere-se a 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]. 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 4.7 apresenta a refletância espectral para a neve, basalto, solo médio e grama verde.

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

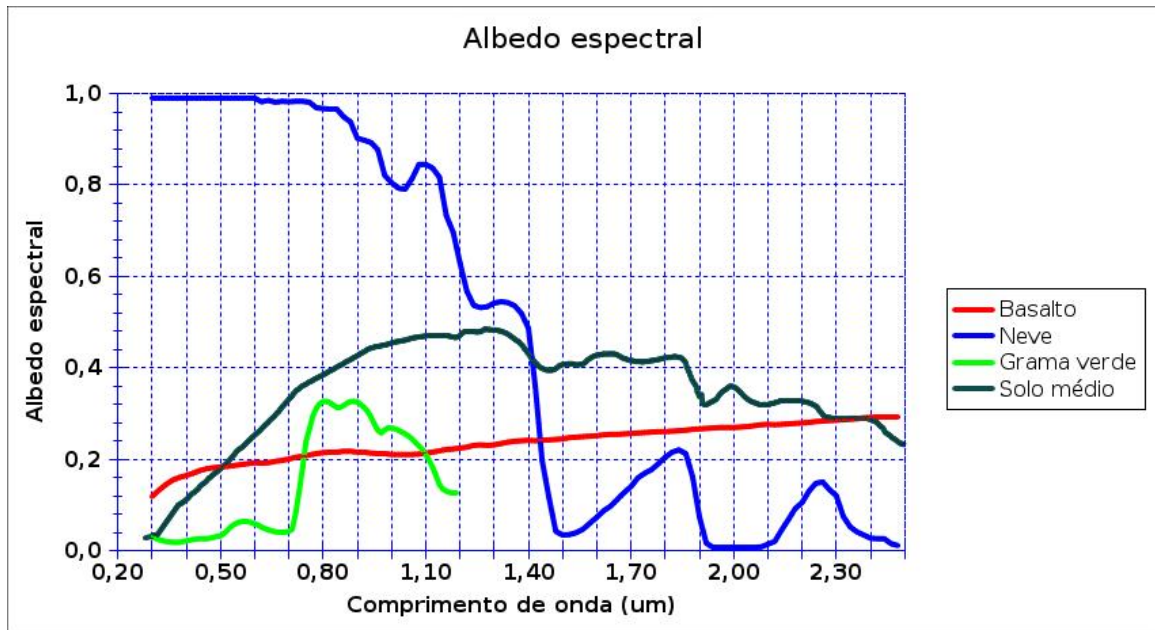


Figura 4.7: Albedo espectral para a neve, basalto, grama verde e solo médio.

a seguinte simplificação para aplicação na determinação da refletância em superfícies quase lambertiana:

$$\rho_{b\lambda} = R_z \rho_{b0\lambda} \quad (4.67)$$

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:

$$R_z = [1 - \cos(Z) \ln(1 + \cos(Z))]/0,307 \quad (4.68)$$

para terra, e:

$$R_z = (1 - 0,176 \cos(Z))/0,824 \quad (4.69)$$

para as demais superfícies.

A refletância devido a componente difusa é obtida integrando a Equação 4.67 sobre todo o hemisfério celeste

$$\frac{\rho_{d\lambda}}{\rho_{b0\lambda}} = \frac{\int_0^{\frac{\pi}{2}} R_z \sin(Z') \cos(Z') dZ'}{\int_0^{\frac{\pi}{2}} \sin(Z') \cos(Z') dZ'} \quad (4.70)$$

Substituindo as expressões de R_z na Equação 4.70, 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:

$$\frac{\rho_{d\lambda}}{\rho_{b0\lambda}} = 1 + (0,001209 - 0,00010748\lambda) \exp[(0,11087 + 0,0017729\lambda)Z] \quad (4.71)$$

$$\rho_{b0\lambda} = 0,039063 - 0,010104\lambda + 0,0077394\lambda^2 - 0,0021669\lambda^3 \quad (4.72)$$

Substituindo a Equação 4.72 em 4.71 é obtida a refletância difusa para a água:

$$\rho_{d\lambda} = 0,0803 - 0,00365\lambda \quad (4.73)$$

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:

$$\rho_{s\lambda} = T_{g\lambda}^{\Delta} T_{w\lambda}^{\Delta} T_{aa\lambda}^{\Delta} T_{n\lambda}^{\Delta} \left[(1 - F_R^{\Delta})(1 - T_{R\lambda}^{\Delta}) S_{O\lambda} (T_{as\lambda}^{\Delta})^{0,5} + (1 - F_a^{\Delta})^{0,9} (1 - T_{as\lambda}^{\Delta 2}) \right] \quad (4.74)$$

onde as quantidades indicadas pelo expoente Δ 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

$$S_{o\lambda} = \exp[-(4,8344 \cdot 10^5 + 2,3088 \times 10^6 u_o)(\lambda 0,38)^{5,8}] \quad (4.75)$$

para $\lambda \leq 0,38\mu m$, e $S_{o\lambda} = 1$ para qualquer outro valor de λ . Constata-se que a expressão descrita pela Equação 4.74, 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 4.74 apresenta resultados que estão de acordo com os obtidos através de modelos de transferência radiativa. A partir das três irradiancias difusas obtidas, pode-se obter a irradiancia difusa total:

$$E_{d\lambda} = E_{dR\lambda} + E_{da\lambda} + E_{db\lambda} \quad (4.76)$$

A irradiancia global sobre uma superfície horizontal é obtida por:

$$E_{\lambda} = E_{bn\lambda} \cos(Z) + E_{d\lambda} \quad (4.77)$$

5. DESENVOLVIMENTO DO RADIÔMETRO ESPECTRAL

5.1 Instrumentos para medida da radiação solar

Este capítulo aborda os principais instrumentos destinados à medida da radiação solar que atinge a superfície terrestre. Estes instrumentos, para uma melhor compreensão, podem ser classificados quanto a sua largura de resposta espectral e em função da orientação do instrumento com respeito ao feixe de radiação solar. A primeira classificação tem relação com o tipo de sensor e filtro adotado, enquanto a última possui uma associação com as componentes da irradiância solar, ou seja o fluxo de radiação direta, global e difusa.

5.1.1 Sensores de radiação

O principal componente de um radiômetro (instrumento destinado à medida da energia radiante do Sol ou outra fonte qualquer) é o sensor, também denominado de detector. Os detectores utilizados em radiômetros solares são classificados [segundo Iqbal, 1983] como calorimétrico, termomecânico, termoeletrico e fotoeletrico.

Os sensores calorimétricos são compostos basicamente por uma superfície metálica com excelente condutividade térmica que é revestida por uma pintura preta não-seletiva com alta absorção. Toda a energia radiante incidente na superfície é praticamente convertida em calor que é medido para a determinação da quantidade de energia incidente.

Os sensores termomecânicos se baseiam na deformação sofrida por uma lâmina metálica quando exposta à radiação solar. Geralmente emprega-se duas lâminas, uma revestida por uma pintura preta com alta absorção e outra com pintura refletora. A lâmina preta é exposta ao Sol enquanto a outra é mantida isolada dos raios solares. A diferença de temperatura e coeficiente de dilatação térmica provocam uma deformação nas lâminas. Esta distorção é transmitida ópticamente ou mecanicamente para um indicador calibrado e informa a quantidade de radiação incidente no sensor.

Os sensores termoeletricos são constituídos por um par metálico de materiais distintos com os seus extremos conectados. Quando há uma diferença de temperatura entre as duas junções, surge uma força eletromotriz, que é proporcional à diferença de temperatura e depende das características dos metais utilizados. Instrumentos destinados à medida da radiação solar que adotam estes tipos de sensores geralmente empregam uma combinação de cobre-constantan, sendo que apenas uma das junções é exposta ao feixe solar. A tensão presente nos terminais de um sensor termoeletrico é muito baixa, por isso, costuma-se associar vários sensores em série para obtenção de uma tensão mais elevada. Este arranjo de vários sensores termoeletricos é denominado de termopilha.

Os sensores fotovoltaicos estão dentre os sensores fotoeletricos mais empregados para medida da energia solar. Um dispositivo fotovoltaico é composto por um material semicondutor, geralmente silício. Um átomo de silício possui quatro elétrons de valência formando uma estrutura cristalina contendo outros quatro átomos na sua vizinhança. Quando uma impureza é adicionada nesta estrutura, como por exemplo um átomo de fósforo, arsênio ou antimônio que possuem cinco elétrons

de valência, o elétron em excesso pode ser facilmente liberado tornando-se um elétron condutor. Um semiconductor com excesso de elétrons é denominado de semiconductor tipo N. Quando é adicionado à estrutura cristalina uma impureza como alumínio, boro ou índio, que possui três elétrons na banda de valência, cria-se uma lacuna nesta estrutura. Um semiconductor com estas características é chamado de tipo P. Quando há a união destas duas junções é formado um semiconductor do tipo P-N. A incidência de uma radiação luminosa com energia capaz de remover elétrons de ligação nas proximidades da junção P-N provoca um contínuo movimento dos elétrons e lacunas em excesso, ocasionando o surgimento de uma corrente elétrica. A utilização de sensores fotovoltaicos apresenta várias vantagens em relação aos demais tipos de sensores [Michalsky et al., 1987], entre elas destacam-se o baixo custo, tempo de resposta extremamente rápido (cerca de $10 \mu s$), elevada corrente de saída, proporcionalidade entre a corrente de saída e a radiação incidente e baixa degradação ao longo do tempo. Apesar destas características favoráveis, os sensores fotovoltaicos possuem algumas limitações. A principal é originada na resposta espectral seletiva deste tipo de sensor. Este fator está relacionado com o tipo de semiconductor utilizado. A Figura 5.1 apresenta a curva de resposta espectral de um sensor de silício. Observa-se na Figura 5.1 que a resposta do sensor fotovoltaico de silício é extremamente pequena para comprimentos de onda abaixo de 400 nm e maiores que 1100 nm possuindo uma resposta máxima em torno de 950 nm. Esta característica de resposta espectral seria insignificante caso a distribuição espectral da radiação solar fosse constante. No entanto, é conhecido que a distribuição espectral da radiação solar que atinge a superfície terrestre é variável e depende da elevação solar, turbidez atmosférica, quantidade de água precipitável, entre outros diversos fatores. Zanesco e Krenzinger [1993] apresentam com detalhes o efeito da variação destes parâmetros atmosféricos na resposta de uma célula de silício.

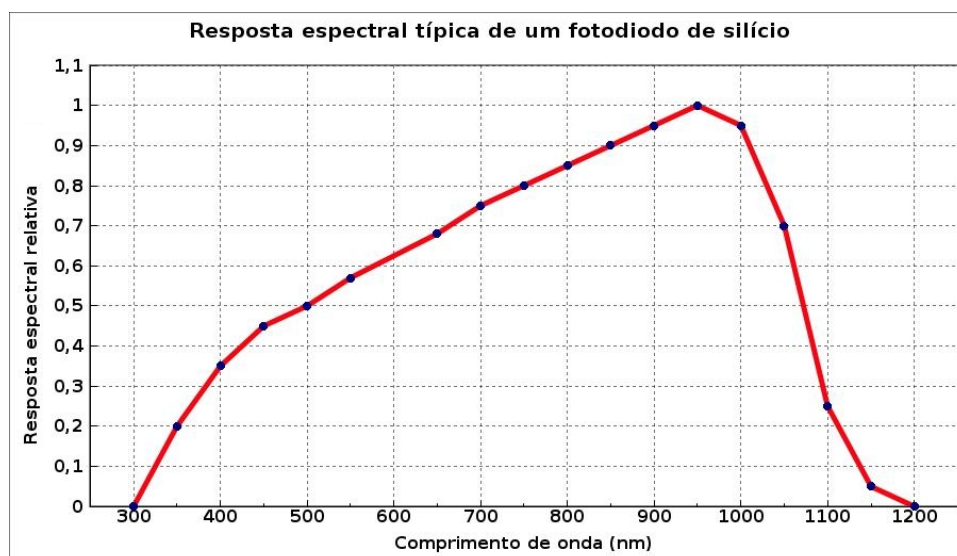


Figura 5.1: Resposta espectral típica de um fotodiodo de silício empregado em radiômetros solares.

Fonte: Adaptado de www.apogeinstruments.com

Zanesco [1991] mostra que a adoção de filtros e corantes para uniformizar a resposta espectral de um sensor de silício não provoca uma melhora significativa nos resultados obtidos. Segundo

Coulson [1975] o erro na determinação da irradiância solar em função da limitada resposta espectral do sensor de silício pode ser da ordem de 2 % para medidas realizadas em situações extremas, ou seja, entre o céu limpo e totalmente encoberto por nuvens. Por outro lado, a medida do albedo através de um instrumento com sensor seletivo pode acarretar um erro elevado. Isto se deve às características espectrais usualmente presentes nos diferentes tipos de superfícies.

5.1.2 Medida da componente direta: pireliômetros

A medida precisa da componente direta da radiação solar teve um considerável interesse no século 19. Esta motivação surge na busca da determinação da constante solar e sua variação ao longo do tempo. A medida da componente direta da irradiância solar geralmente é obtida através de um instrumento denominado pireliômetro. Este instrumento possui um campo de visão bastante estreito com intuito de receber apenas a radiação emitida pelo disco solar. O pireliômetro possui um mecanismo para acompanhamento do Sol que pode ser manual ou automático. Um grande número de instrumentos dedicados à medida da irradiância solar direta foram desenvolvidos nos dois últimos séculos.

Herschel desenvolveu em 1825 o primeiro instrumento usado para medir o aquecimento causado pela radiação solar. Este instrumento denominado de actinógrafo era composto por um termômetro com um extenso tubo preenchido por um líquido com coloração azul escuro para uma melhor absorção da radiação solar. Este medidor era exposto à luz solar por 1 minuto, após este período a radiação era bloqueada por um anteparo pelo mesmo tempo, ao final deste período, o anteparo era retirado e o medidor era novamente iluminado pelo Sol. A leitura obtida pelo termômetro durante estas etapas era relacionada com a energia recebida pelo Sol. Apesar de extremamente rudimentar este medidor serviu como base para os instrumentos mais precisos que o sucederam.

As primeiras medidas absolutas da constante solar foram realizadas na França em 1837, por Pouillet [Coulson, 1975], com auxílio de um pireliômetro por ele desenvolvido. Este instrumento é constituído por dois discos. Um destes discos contém água no seu interior e possui a face superior pintada de preto e pode ser orientado diretamente para o Sol. O outro disco possui as mesmas dimensões mas possui uma superfície prateada e polida, visando diminuir a absorção da radiação solar. Conhecendo a capacidade calorífica do disco com água é possível determinar a quantidade de energia solar absorvida pela face enegrecida por meio de um termômetro. Desta forma é calculada a potência média por unidade de área da radiação solar incidente.

No início do século 20, Charles Greeley Abbot construiu um pireliômetro absoluto que se tornou o primeiro radiômetro padrão de referência reconhecido internacionalmente. Este instrumento construído por Abbot, utiliza um fluxo de água destilada para remover o calor gerado pela absorção de energia solar em um absorvedor de forma cônica, cujo o seu interior é pintado com tinta preta de alta absorção. A superfície cônica é instalada dentro de um tubo colimador e mantida isolada térmicamente por meio de um recipiente evacuado. A variação da temperatura da água é medida através de um termômetro diferencial de platina. Dentro da superfície cônica absorvedora há uma resistência que é aquecida fazendo passar por esta uma corrente elétrica. A determinação da

intensidade de radiação solar é feita produzindo-se o seu bloqueio na entrada do tubo colimador e medindo-se a potência elétrica necessária para provocar a mesma elevação de temperatura da água. Este pireliômetro é denominado de absoluto, pois determina diretamente a quantidade de energia recebida do Sol.

Abbot também desenvolveu o pireliômetro de disco de prata. Neste instrumento o sensor é composto por um disco de prata onde é inserido o bulbo de um termômetro. Para assegurar um bom contato térmico entre o disco de prata e o termômetro, a região de contato entre estas duas superfícies é preenchida com mercúrio líquido. O disco de prata é pintado com tinta preta altamente absorvedora e alojado dentro de um tubo colimador com isolamento térmico. Após um determinado intervalo de tempo de incidência da radiação solar sobre o disco (cerca de um minuto), a entrada do tubo colimador é bloqueada e é realizada a medida da razão de crescimento e decréscimo da temperatura do disco. A partir de dados sobre o coeficiente térmico específico do instrumento empregado, determina-se a intensidade da radiação solar incidente.

Quase na mesma época em que Abbot desenvolvia seu pireliômetro, Knut Ångström¹, na Suécia, construiu o primeiro medidor verdadeiramente preciso para medida da radiação direta normal. Este pireliômetro utiliza duas pequenas lâminas de manganin cobertas por uma tinta escura e colocadas lado a lado no fundo de um tubo colimador. Um sistema de bloqueio da radiação solar incidente é instalado na parte superior do tubo colimador de tal forma que apenas uma das duas lâminas é atingida pela radiação solar, enquanto a outra lâmina é aquecida através da passagem de uma corrente elétrica contínua. Cada lâmina possui termopares que estão fixados na sua parte inferior e ligados a um galvanômetro. Uma chave permite inverter o papel desempenhado pelas lâminas, deste modo, pode-se determinar com bastante exatidão a corrente média necessária para que ambas as lâminas estejam em equilíbrio térmico. A potência elétrica fornecida à lâmina nesta situação terá o mesmo valor da intensidade da radiação solar incidente e haverá uma indicação nula de corrente no galvanômetro. Este pireliômetro de compensação elétrica mostrado na Figura 5.2 é um instrumento absoluto de medida da radiação solar, pois não exige outro pireliômetro como referência para a sua calibração.

Após a metade do século 20, surgiram os primeiros pireliômetros de cavidade ativa absolutos. Este tipo de instrumento foi desenvolvido para a medidas extremamente precisas da intensidade da radiação solar no solo e fora da atmosfera terrestre. A precisão deste tipo de pireliômetro situa-se entre 0,2 e 0,3 %, sendo adotado como referência para a calibração de outros pireliômetros dedicados às medidas sistemáticas, chamados de operacionais. O pireliômetro operacional mais conhecido é o *Eppley Normal Incidence Pyrheliometer*, abreviado por NIP. A Figura 5.3 apresenta o pireliômetro Eppley NIP. Este pireliômetro operacional é constituído por um tubo colimador de bronze pintado internamente de preto. Uma série de diafragmas alojados no interior do tubo colimador limitam o campo de visão deste instrumento em cerca de $5,7^\circ$. O sensor utilizado é composto por uma termo-

¹Knut Ångström (1857-1910) era filho do famoso astrônomo e físico sueco Anders Jonas Ångström (1814-1874) que leva seu nome na unidade usualmente empregada para medida de comprimento de onda. Anders Ångström (1888-1981), filho de Knut Ångström, desenvolveu as formulações para o cálculo de turbidez atmosférica e correlações de irradiância com dados de insolação solar.



Figura 5.2: Fotografia do pireliômetro absoluto desenvolvido por Knut Ångström. Fonte: Adaptado de www.angstrom.uu.se

pilha com 15 junções de bismuto-prata. Esta termopilha apresenta um tempo de resposta da ordem de 20 segundos. Um disco instalado na abertura superior do pireliômetro Eppley pode acomodar até três filtros, sendo que os mais utilizados para medida da irradiância solar são os Schott OG1, RG2 e RG8. Uma discussão mais detalhada sobre filtros de absorção e interferência e suas utilizações pode ser visto em Iqbal [1983].



Figura 5.3: Fotografia do pireliômetro NIP produzido pela empresa Eppley.

Cabe mencionar o trabalho de Rocha [1992], que desenvolveu no Laboratório de Energia

Solar da UFRGS um pireliômetro operacional cujo elemento detector é composto por um fotodiodo de silício. Este medidor também possui um sistema de acompanhamento automático do Sol. Os resultados obtidos por este instrumento de baixo custo são comparáveis aos fornecidos pelo pireliômetro NIP da Eppley utilizado com referência para calibração.

5.1.3 Medida da componente global e difusa: piranômetros

A irradiância solar global é medida através de radiômetros com campo de visão hemisférico. Este tipo de medidor é chamado de piranômetro. Geralmente são empregados sensores baseados no princípio termoeletrico, termomecânico e fotovoltaico. Diferentemente dos pireliômetros que utilizam tubos colimadores, os piranômetros possuem seus sensores instalados de tal modo que estes sejam capazes de receber a irradiância solar emitida por todo o hemisfério celeste.

O primeiro piranômetro foi desenvolvido pelo físico inglês H. S. Callendar, em 1898 [Coulson, 1975]. O sensor utilizado neste medidor é constituído por quatro redes de fios de platina, associadas em pares, sendo que duas pintadas de preto para uma melhor absorção da radiação solar enquanto as outras duas redes de fios apresentam uma superfície altamente refletora em virtude das características dos fios de platina. Estas redes situam-se no interior de um bulbo de vidro onde é feito vácuo para assegurar um bom isolamento térmico. A diferença de temperatura entre as duas redes de fios gera uma tensão elétrica que é proporcional à intensidade da radiação solar incidente. A medida da irradiância global é efetuada por meio de um medidor de corrente, e as quatro redes de fios são associadas em uma configuração de ponte de Wheatstone.

Atualmente existe uma grande quantidade de modelos de piranômetros. Os mais conhecidos são produzidos pela empresa Eppley e 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 termoeletricos. 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°. O modelo PSP da Eppley é mostrado na Figura 5.4. Este piranômetro é composto por uma termopilha multi-junção circular pintada de preto que apresenta uma resposta espectral bastante ampla. O sensor é coberto por duas cúpulas de vidro ambas do tipo Schott WG295. O trabalho de Basso [1980] descreve o desenvolvimento de piranômetros térmicos de baixo custo e precisão suficiente para aplicações na área de energia.

Há também um grande número de piranômetros que utilizam dispositivos fotovoltaicos como sensores. Apesar da resposta espectral limitada apresentada por estes tipos de piranômetros sua utilização é compensada pelo baixo custo, resposta virtualmente instantânea e alta corrente de saída. Este tipo de sensor exige o uso de um dispositivo difusor, pois geralmente os detectores empregados (células fotovoltaicas, fotodiodos, etc.) possuem um campo de visão com resposta reduzida em relação às termopilhas. Zanesco [1991] aborda com detalhes a construção e metodologia de calibração

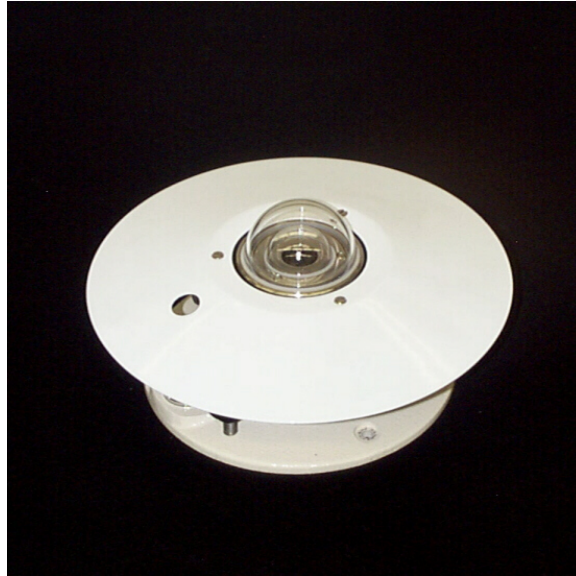


Figura 5.4: Imagem do piranômetro Eppley PSP.

de um piranômetro que utiliza sensor fotovoltaico.

A medida da componente difusa da irradiância solar pode ser efetuada utilizando dois instrumentos; um piranômetro para determinação da componente global e um pireliômetro que mede a componente direta. A parcela difusa da irradiância pode ser encontrada pela relação:

$$E_{difusa} = E_{global} - E_{direta} \quad (5.1)$$

Esta técnica envolve o uso simultâneo de dois instrumentos e também devido ao alto custo de um pireliômetro a componente difusa da irradiância solar é determinada através de um piranômetro equipado com um sistema capaz de bloquear o feixe luminoso emitido diretamente pelo disco solar. Normalmente emprega-se um anel de sombra que está posicionado paralelo ao plano equatorial e possui uma inclinação com respeito ao zênite igual à latitude local. Para acompanhar a variação da declinação solar é necessário um ajuste diário da posição do anel de sombra. O anel de sombra deve ser pintado de preto fosco para minimizar os efeitos de reflexões múltiplas. Pelo fato de bloquear uma parcela da componente difusa presente no campo de visão obscurecido pelo anel de sombra é necessário aplicar um fator de correção para compensar este efeito. Devido a anisotropia da irradiância difusa, esta correção torna-se bastante complexa.

5.1.4 Instrumentos para medida espectral da irradiância solar

Há inúmeras aplicações nas áreas de engenharia, meteorologia, entre outras, onde o conhecimento sobre a distribuição espectral da irradiância solar é requerida. Isto pode ser alcançado empregando-se espectrorradiômetros de elevado custo ou com auxílio de instrumentos simples e comparativamente baratos dotados de filtros seletivos, por exemplo pireliômetros e piranômetros.

Alguns pireliômetros utilizam sensores com estreita resposta espectral que geralmente coincide com bandas onde há forte absorção por constituintes atmosféricos, como ozônio e vapor

de água. Ressalta-se o trabalho pioneiro de Volz [1974] que desenvolveu os primeiros pireliômetros espectrais portáteis dispondo de vários canais seletivos para medida de constituintes atmosféricos. A constante de calibração destes instrumentos é realizada empregando-se o método de Langley que consiste em realizar a medida da irradiância solar direta para diversos valores de massa óptica de ar em períodos onde não haja turbulência atmosférica, ou seja, em dias de grande transparência do céu. Este método será descrito com mais detalhes no capítulo 6. A Figura 5.5 mostra o pireliômetro SPUV-10 da empresa Yanke Environmental Systems, YES, [YES, 2007]. Este instrumento possui dez canais seletivos (300, 311, 317, 368, 500, 615, 673, 778, 870 and 940 nm) com largura de banda entre 2 e 10 nm. Este pireliômetro também possui sistema de rastreamento automático.

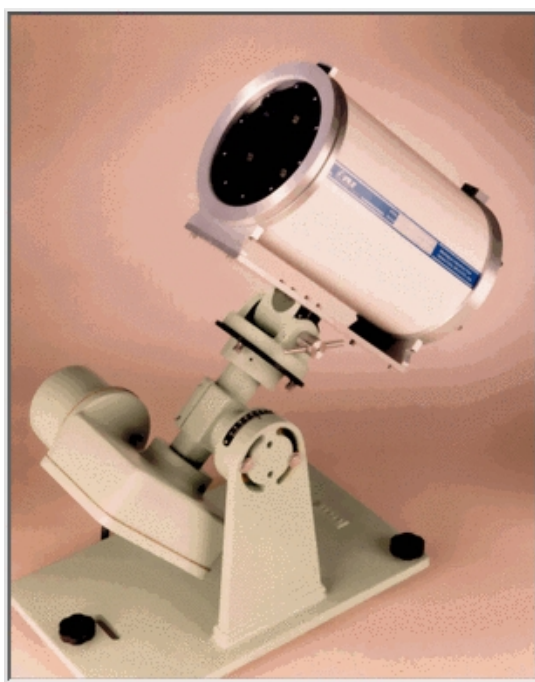


Figura 5.5: Fotografia do pireliômetro solar SPUV-10. Este instrumento possui dez canais seletivos e mecanismo de seguimento solar automático. Fonte: YES [2007].

Os espectrorradiômetros se destinam à medida espectral da irradiância solar em uma ampla faixa do espectro. Alguns modelos são capazes de mensurar isoladamente as componentes global, difusa e direta, sobre uma superfície horizontal ou perpendicular ao feixe solar, como o modelo RSS produzido pela empresa Yanke Environmental Systems. Este dispendioso instrumento (preço estimado em US \$ 100.000,00) é apresentado na Figura 5.6.

Os espectrorradiômetros são 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 fotomultiplicadoras como sensor da radiação solar, apesar da vantagem da sua elevada sensibilidade (cerca



Figura 5.6: Fotografia do espectrorradiômetro modelo RSS produzido pela empresa YES. Este espectrorradiômetro possui um anel de sombra rotativo para medida espectral das componentes global, direta e difusa da irradiância solar. Fonte: YES [2007].

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 5.7 mostra a imagem do espectrorradiômetro portátil SPEC-PAR/NIR da empresa APOGEE [APOGEE, 2007]. Este espectrorradiômetro é capaz de caracterizar a irradiância solar entre 350 - 1000 nm com resolução de 0,5 nm usando um arranjo de 2048 pixel. Observa-se a unidade detectora com o difusor de teflon que é conectada ao instrumento através de uma fibra óptica.

Devido ao elevado preço e dificuldades apresentadas na sua operação, principalmente em função do delicado sistema óptico, alguns pesquisadores [por exemplo, Hirata e Tani, 1995] buscam caracterizar o espectro solar a partir de dados obtidos por piranômetros que empregam um baixo número de filtros seletivos. A resolução espectral neste caso é dependente do número de filtros utilizados. A Figura 5.8 mostra um exemplo de medida realizada por um piranômetro que emprega seis filtros.

Rossini [1997], utilizando um modelo paramétrico de transmitância atmosférica, analisou a distribuição espectral da irradiância solar em função da variação de parâmetros atmosféricos. Este autor concluiu que é possível caracterizar a irradiância solar através dos dados obtidos por um radiômetro espectral com apenas três canais seletivos. As respostas destes canais devem estar associadas às regiões espectrais onde há forte absorção dos seguintes parâmetros atmosféricos: quantidade de água precipitável, coeficiente beta e expoente alfa de Ångström.



Figura 5.7: Fotografia do espectrorradiômetro portátil modelo SPEC-PAR/NIR produzido pela empresa APOGEE. Este espectrorradiômetro realiza medidas radiométricas entre 350 e 1000 nm com resolução de 0,5 nm. Fonte: APOGEE [2007].

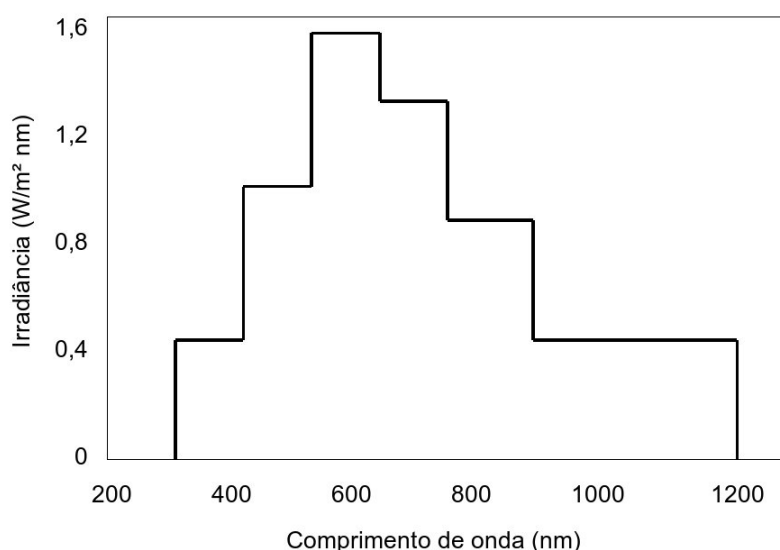


Figura 5.8: Distribuição espectral da irradiância solar obtida através de um piranômetro que emprega seis filtros seletivos. Fonte: adaptado de Hirata e Tani [1995].

5.2 Desenvolvimento do radiômetro espectral com anel de sombra rotativo

A etapa experimental desta dissertação está baseada em grande parte no desenvolvimento de um radiômetro espectral que possui um anel de sombra rotativo. Este instrumento é destinado à obtenção de parâmetros sobre os principais constituintes atmosféricos que servem como dados de entrada ao programa de transmitância parametrizado. Além da obtenção de dados sobre os aerossóis e vapor de água, as informações disponibilizadas pelos vários canais seletivos do radiômetro espectral, possibilitam um conhecimento mais detalhado do comportamento da irradiância solar em regiões

específicas do espectro. A Figura 5.9 mostra a geometria básica do radiômetro espectral desenvolvido no Laboratório de Energia Solar da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

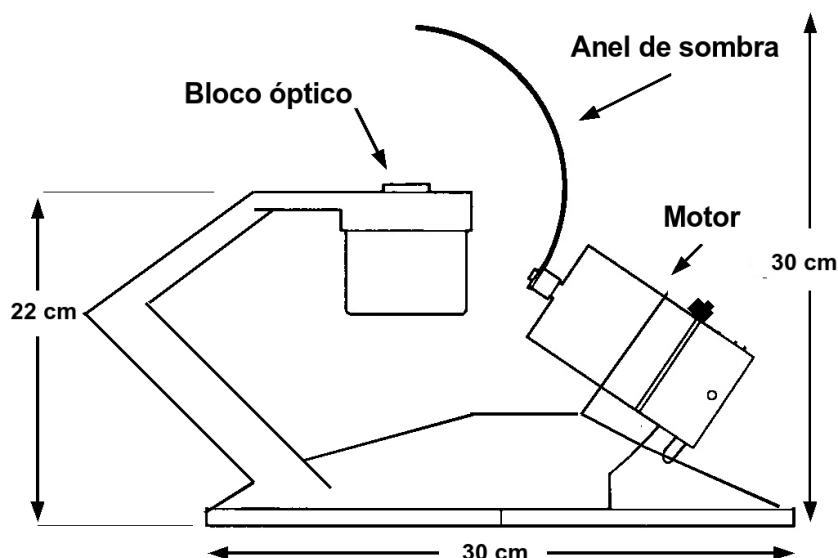


Figura 5.9: Vista do radiômetro espectral. Nota-se a unidade detectora com o difusor de *teflon* no centro e o anel de sombra rotativo comandado por uma motor e caixa de redução.

A Figura 5.10 apresenta o radiômetro espectral e mostra a placa onde estão instalados os sensores seletivos. Estes sensores estão localizados logo abaixo do difusor, dentro do bloco óptico. Observa-se a unidade detectora com o difusor de *teflon* no centro do instrumento, neste setor estão instalados os sensores seletivos. Radiômetros designados à medida da irradiância global devem apresentar uma resposta proporcional ao cosseno do ângulo de incidência do feixe luminoso para todo hemisfério celeste acima do sensor. A utilização de difusores planos de *teflon* possibilita a construção de um sistema com excelente resposta cosseno e adiciona uma maior imunidade a erros causados pelo acúmulo de poeira e água, pois o difusor garante um maior espalhamento dos fótons incidentes antes deste feixe atingir o conjunto de sensores.

O bloco óptico foi confeccionado a partir de um tubo maciço de latão, sendo a sua superfície superior (que abriga o difusor) selada. Esta providência foi adotada para evitar a entrada de umidade no conjunto de sensores. A parte inferior do bloco óptico possui um orifício por onde passa o cabo blindado que conecta os sensores até a etapa de aquisição de dados. Esta unidade é composta por um multímetro da marca AGILENT, modelo 34970A com uma placa de entrada multiplexadora, como mostra a Figura 5.11. A unidade de aquisição de dados pode enviar as informações fornecidas pelo radiômetro diretamente a um microcomputador ou armazenar estes dados em um banco de memória interna para uma análise posterior.

O anel de sombra rotativo é comandado por um pequeno motor de corrente alternada acoplado a um mecanismo redutor de velocidade, apresentando uma rotação de aproximadamente 0,5 RPM. Este anel de sombra é constituído por uma fita de alumínio com formato de uma seção de arco

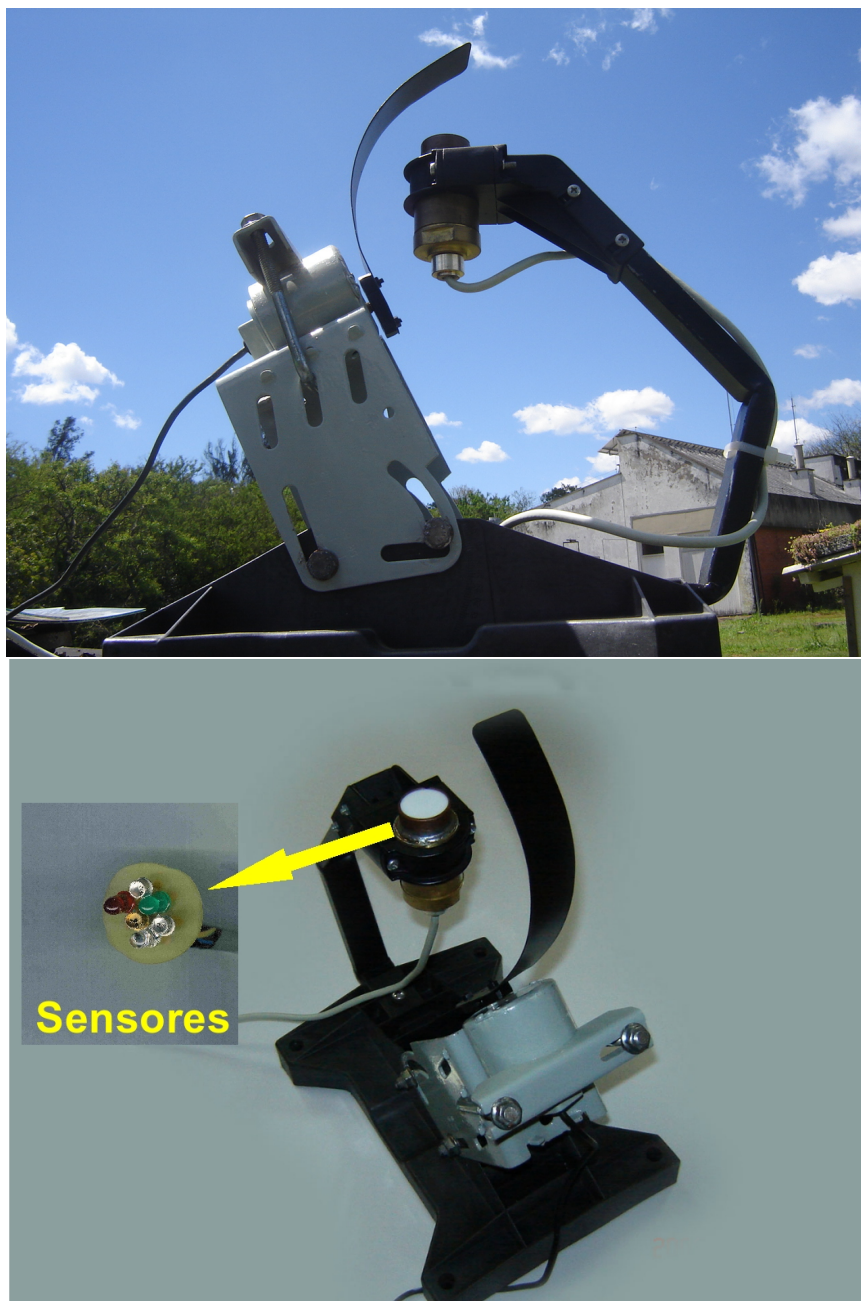


Figura 5.10: Fotografia que mostra o radiômetro espectral desenvolvido no Laboratório de Energia Solar da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e a placa onde estão alojados os sensores seletivos.

circular ao longo de um meridiano celeste (a face da unidade detectora situa-se no centro deste arco). O motor e o anel de sombra rotativo é visto na Figura 5.12.

A faixa de sombra rotativa bloqueia o campo de visão do detector em uma região do céu com um ângulo de aproximadamente 5° . A baixa velocidade de rotação do anel de sombra permite que seja efetuada uma amostragem de sinal em cada sensor com um tempo de integração da ordem de vários milissegundos. O conjunto composto pelo anel de sombra e o motor está preso na base do radiômetro em um trilho e pode ser ajustado para uma ampla faixa de latitudes e valores de declinação solar. A Figura 5.13 apresenta com detalhes este mecanismo de ajuste.

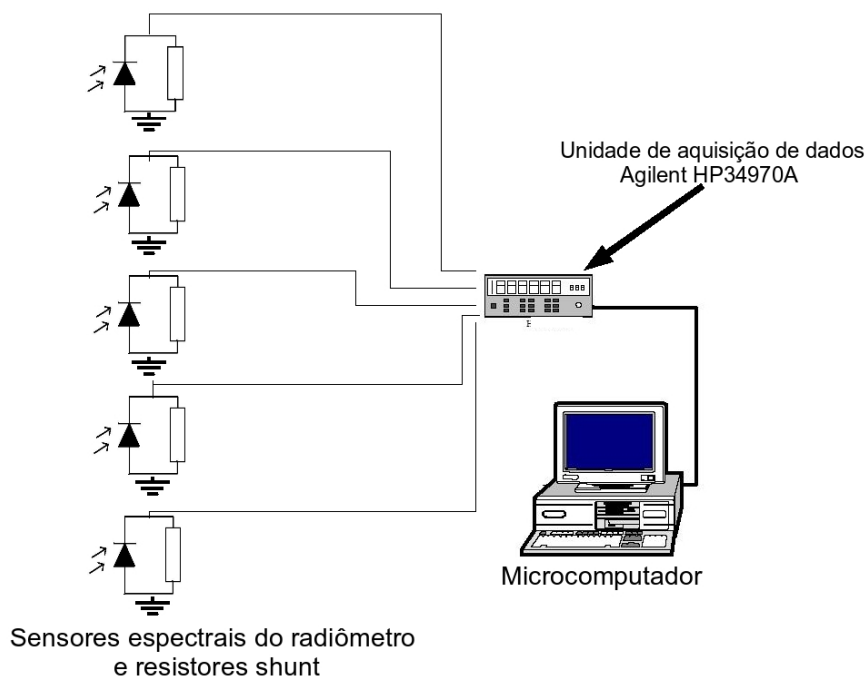


Figura 5.11: Diagrama simplificado mostrando a ligação entre os sensores do radiômetro, unidade de aquisição de dados AGILENT 34970A e microcomputador.



Figura 5.12: Foto onde é mostrado o motor que comanda o anel de sombra rotativo do radiômetro espectral.

O anel de sombra rotativo permite que seja realizada a medida da irradiância solar global-horizontal quando o anel de sombra estiver voltado para o nadir (abaixo do detector) e difusa-horizontal quando o detector é sombreado pelo anel rotativo. A componente direta-normal é calculada a partir da diferença dos valores das duas outras componentes e do valor da elevação solar. A Figura 5.14 apresenta simplificadamente o comportamento da irradiância solar medida pelo radiômetro quando o



Figura 5.13: Sistema de ajuste angular do conjunto formado pelo motor e anela de sombra rotativo. Este ajuste permite operar o radiômetro em qualquer latitude e declinação solar.

anel de sombra encontra-se abaixo do bloco óptico (sem bloqueio da componente direta) e na posição onde há a obstrução da componente direta da irradiância solar.

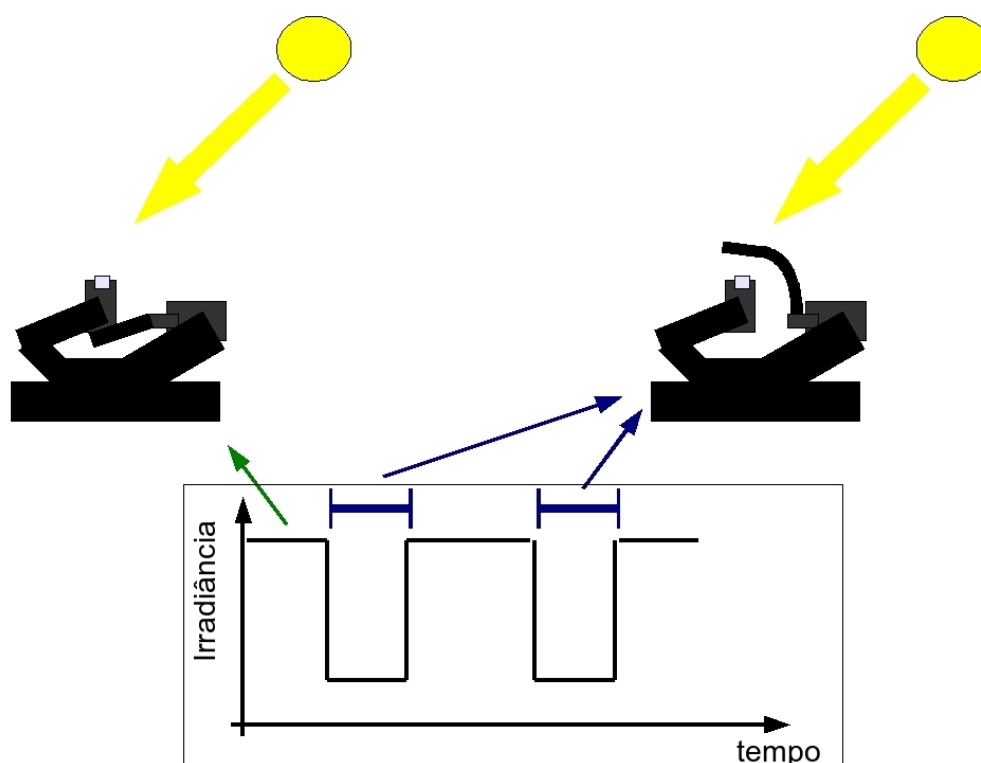


Figura 5.14: Comportamento da irradiância solar medida pelo radiômetro quando o anel de sombra encontra-se abaixo do bloco óptico (sem bloqueio da componente direta) e na posição onde há a obstrução da componente direta da irradiância solar.

A medida obtida um pouco antes do bloqueio do disco solar pelo anel de sombra permite que seja estimada uma correção para o céu bloqueado pela faixa de sombra na realização da medida da componente difusa da irradiância solar. Wesely [1982] demonstra que um desvio próximo de 10° em relação ao disco solar para o anel de sombra, possibilita aferir com maior precisão o erro causado pelo céu bloqueado. O método de anel de sombra rotativo para análise das componentes da irradiância solar apresenta várias vantagens em relação aos métodos que adotam dois detectores (um fixo para medida da irradiância global-horizontal e outro móvel com pequeno campo de visão para medida da componente direta). Além de ser mais simples, possui um custo menor e geralmente são mais robustos. Também a calibração é facilitada pela medida das três componentes da irradiância por um mesmo sistema detector.

Este radiômetro espectral diferencia-se dos demais pelo fato de adotar LEDs (diodo emissor de luz) como sensores espectrais seletivos. Estes componentes são uma excelente alternativa ao uso de fotodiodos de silício acoplados a filtros de interferência. LEDs podem ser adquiridos com facilidade e baixo custo para vários segmentos do espectro visível, infravermelho e ultravioleta, além disto, possuem propriedades ópticas e eletrônicas extremamente estáveis. Há instrumentos destinados ao monitoramento da radiação solar que utilizam LEDs como sensores de radiação que apresentaram um erro no valor medido da radiação solar extraterrestre (através do método de extrapolação de Langley) na faixa de sensibilidade do LED da ordem de 1% após uma década de funcionamento [Morys et al., 2001]. Estas características oferecidas pelos LEDs são fundamentais, principalmente para construção de instrumentos destinados ao monitoramento da radiação solar durante um longo período de tempo e/ou em locais onde uma rotina freqüente de calibração torna-se inviável.

Além dos sensores seletivos, o radiômetro desenvolvido no Laboratório de Energia Solar da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, possui um sensor com resposta espectral ampla (300 - 1100 nm) composto por um fotodiodo de silício. Este sensor permite que seja efetuada a medida da irradiância solar em uma larga região do espectro, possibilitando deste modo uma avaliação de energia solar total incidente. Junto ao arranjo de detectores, encontra-se instalado um sensor térmico (LM35DZ) que fornece dados sobre a temperatura dos sensores.

5.2.1 Características do LED como sensor seletivo de radiação

Os sensores utilizados para detecção da radiação solar podem ser classificados basicamente em dois grandes grupos que diferem pelo tipo de mecanismo físico envolvido no processo de detecção. O primeiro grupo é constituído pelos sensores térmicos, que são empregados em instrumentos projetados para medições não seletivas. No segundo grupo, encontram-se os detectores quânticos ou fotovoltaicos, cujo princípio de funcionamento baseia-se na interação de fótons incidentes com os elétrons do material que constitui o sensor. Estes sensores possuem uma resposta espectral seletiva que está correlacionada com o tipo de material que forma o sensor. Um detector baseado no efeito fotovoltaico é basicamente um diodo (fotodiodo) semiconductor capaz de interagir com os fótons incidentes na sua junção P-N. O LED é um dispositivo semiconductor com a capacidade de emitir radiação desde o segmento infravermelho até ultravioleta do espectro eletromagnético, quando é aplicada sobre

seus terminais uma diferença de potencial elétrico adequada. Essencialmente, o LED é composto por uma junção P-N, onde estas regiões P e N podem ser compostas por materiais iguais ou diferentes. A Figura 5.15 apresenta um diagrama simplificado da estrutura física de um LED vermelho que é montado sobre um substrato de GaAs.

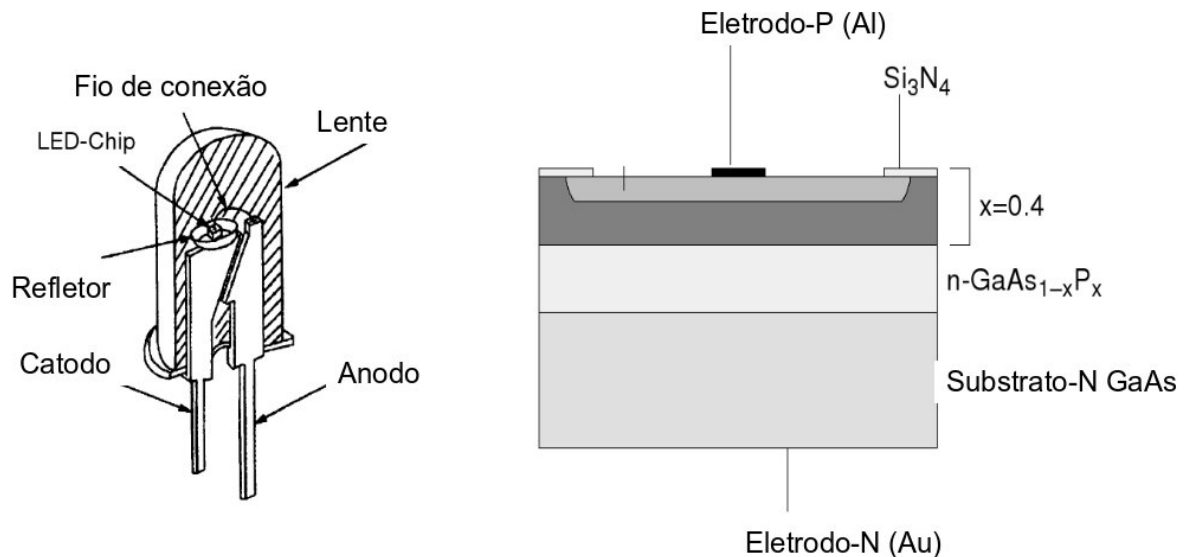


Figura 5.15: Estrutura física de um LED vermelho montado sobre um substrato de GaAs. Fonte: adaptado de VISHAY [2007].

A cor emitida pelo LED é determinada pela energia dos fótons emitidos na junção P-N, e esta energia está relacionada com a diferença de energia entre as bandas de valência e de condução do material semiconductor. Semicondutores do tipo GaAs, GaP, AlGaAs, InGaP, SiC são exemplos de materiais utilizados na construção de LEDs. Tipicamente a região semicondutora do LED possui uma área de $250 \times 250 \mu\text{m}$, e está montada sobre um dos terminais do dispositivo. O encapsulamento do LED normalmente é composto por uma resina *epoxi* transparente ou colorida. Esta resina atua como lente para colimar a radiação emitida e também pode desempenhar o papel de filtro espectral quando for colorida. Existem também LEDs cujo encapsulamento é metálico e composto apenas por uma janela transparente de vidro. Embora o LED tenha sido projetado para funcionar como uma fonte de radiação quase monocromática, ele também pode servir como detector, apresentando uma resposta espectral muito próxima da sua faixa de emissão [Mims, 1992]. A Figura 5.16 exhibe a curva espectral de emissão e detecção do LED HLMP-D101, observando-se que o pico de detecção é deslocado para uma frequência mais alta em comparação ao máximo de emissão. O LED também possui uma resposta muito rápida às variações de intensidade luminosa [Reid, 1997].

Pode-se demonstrar o funcionamento do LED como detector fotovoltaico, comparando-o a um diodo sob iluminação. Um detector fotovoltaico irá produzir uma tensão ou corrente quando houver incidência de fótons com energia igual ou maior que a existente na faixa de energia proibida ou *gap* de energia. A Figura 5.17 mostra a representação esquemática de uma junção P-N exposta à radiação luminosa.

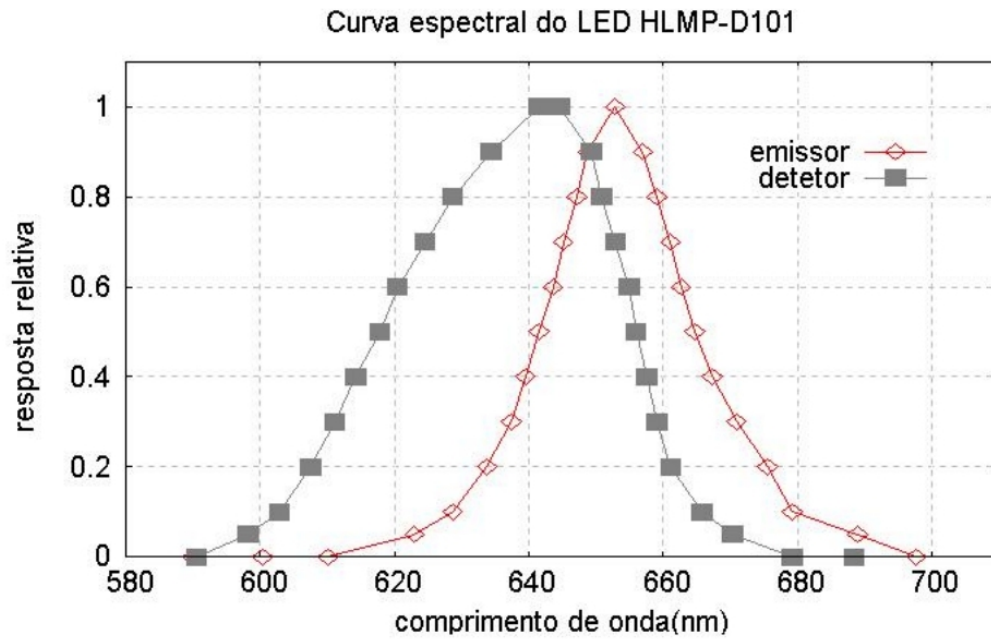


Figura 5.16: Espectro de emissão e detecção do LED HLMP-D101.

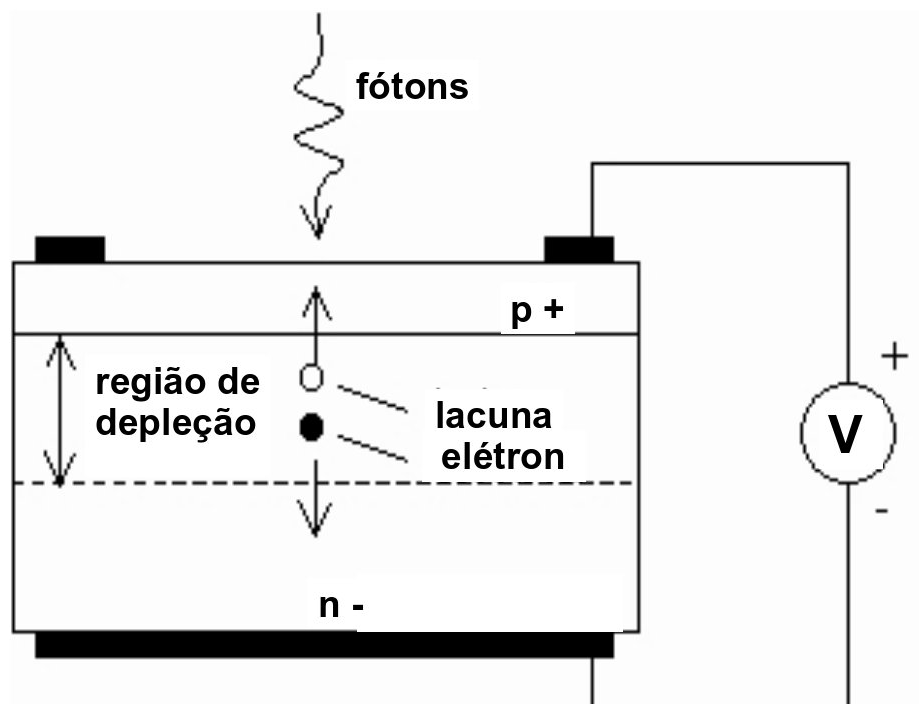


Figura 5.17: Representação simplificada de uma Junção P-N sob iluminação.

A corrente gerada pelo fluxo de fótons incidentes pode ser descrita pela seguinte equação [Dereniak e Boreman, 1996]

$$i_g = \eta \phi' q \quad (5.2)$$

onde η é uma grandeza adimensional e representa a eficiência quântica do dispositivo, ou seja, a capacidade de converter fótons da luz incidente em elétrons livres, ϕ' é o fluxo de fótons incidentes na superfície do material (fótons/s) e q a carga do elétron, $1,6 \times 10^{-19}$ Coulombs. É importante realçar que a eficiência do LED na conversão de energia luminosa em energia elétrica é muito baixa ($\eta \ll 1$), isto deve-se principalmente às perdas devido às reflexões na superfície do LED, pela absorção incompleta dos fótons disponíveis da radiação incidente, entre outras causas. A curva característica de um diodo sob iluminação é dada pela Equação 5.3, como segue:

$$i = i_0(e^{qV/jkT} - 1) - i_g \quad (5.3)$$

onde, i_0 é a corrente de saturação reversa, V representa a tensão sobre o diodo, T é a temperatura (K), k é constante de *Stefan-Boltzmann* igual a $1,38 \times 10^{-23} JK^{-1}$ e j é uma constante com valor entre 1 e 2 e depende das características do semicondutor. A curva característica I-V de um LED exposto à iluminação assemelha-se à curva de uma célula fotovoltaica de silício, ou seja, observa-se que há um aumento na corrente de curto circuito proporcional à intensidade de radiação incidente. A tensão de circuito aberto praticamente permanece constante, exceto quando os valores de irradiância são muito pequenos, pois sua variação é logarítmica com a radiação. Como quase sempre se deseja que a resposta do sensor utilizado seja linear em função da variação da radiação incidente, é aconselhável que o LED opere na região próxima do curto circuito. Há duas maneiras de se obter isto. A primeira é colocar uma resistência em paralelo com o LED. Esta resistência funcionará como uma resistência *shunt*. O valor desta resistência pode ser obtido de modo experimental, fazendo com que o valor da tensão gerada pelo LED na presença de radiação luminosa seja menor que 10% da obtida sem a associação desta resistência. Este procedimento garante que a corrente corresponderá a um ponto próximo da região de curto circuito. Outra maneira de operar o LED na região de curto circuito (muito adotada em instrumentos que usam fotodiodos como sensores), consiste em utilizar um circuito eletrônico composto por um amplificador operacional na configuração de conversor corrente-tensão. Ambos circuitos estão mostrados na Figura 5.18. Optou-se por empregar apenas uma resistência *shunt* para cada sensor do radiômetro. Esta alternativa além de mais simples, proporcionou resultados satisfatórios.

5.2.2 Resposta espectral dos sensores

A curva de emissão de LEDs encontrados no mercado pode ser facilmente consultada através dos catálogos que os fabricantes disponibilizam, mas a informação sobre a resposta espectral do LED atuando como sensor é escassa, e disponível para uns poucos modelos de LEDs. A análise da resposta espectral de LEDs pode ser aferida experimentalmente, mas envolve o uso de espectrógrafos de boa resolução e uma fonte de calibração luminosa com alta estabilidade. Estes instrumentos possuem um alto custo e nem sempre estão disponíveis com facilidade. Vários pesquisadores [Mims, 2002; Brooks e Mims, 2001; Mims, 1990; Rosete-Aguilar et al., 2003; Miyazaki et al., 1998] utilizam LEDs como sensores seletivos e publicaram a resposta espectral para alguns modelos. Os seguintes modelos de LEDs e suas respostas máximas são assim descritos: HLMP-CB30, 375 nm, HLMP-3507,

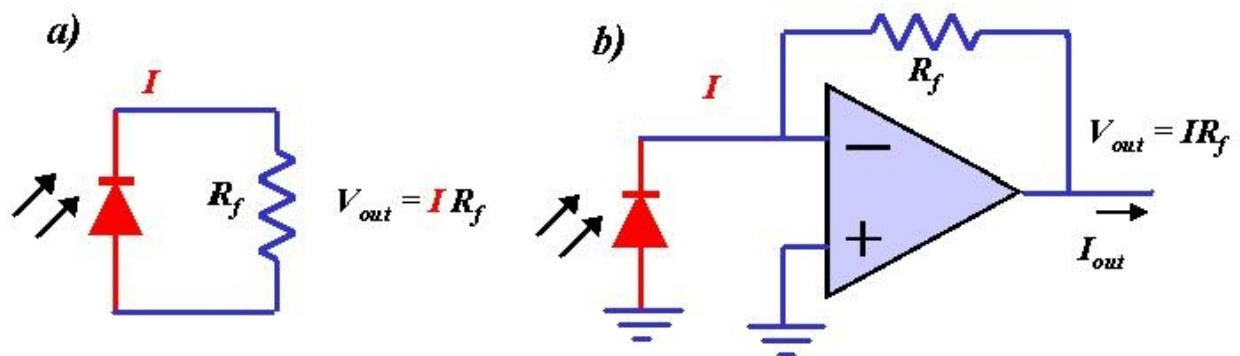


Figura 5.18: Dois circuitos que permitem operar o LED na região próxima de curto circuito: a) contém apenas uma resistência em paralelo com o LED, b) faz uso de um amplificador operacional e um resistor.

525 nm, HLMP-3762, 625 nm, F5E3, 815 nm e 1N6265, com resposta máxima em 920 nm. A Figura 5.19 descreve a resposta espectral dos LEDs utilizados no radiômetro. É extremamente importante observar que as curvas obtidas para estes LEDs não podem ser extrapoladas para outros modelos de LEDs, mesmo que possuam emissão máxima no mesmo comprimento de onda destes já analisados [Mims, comunicação pessoal].

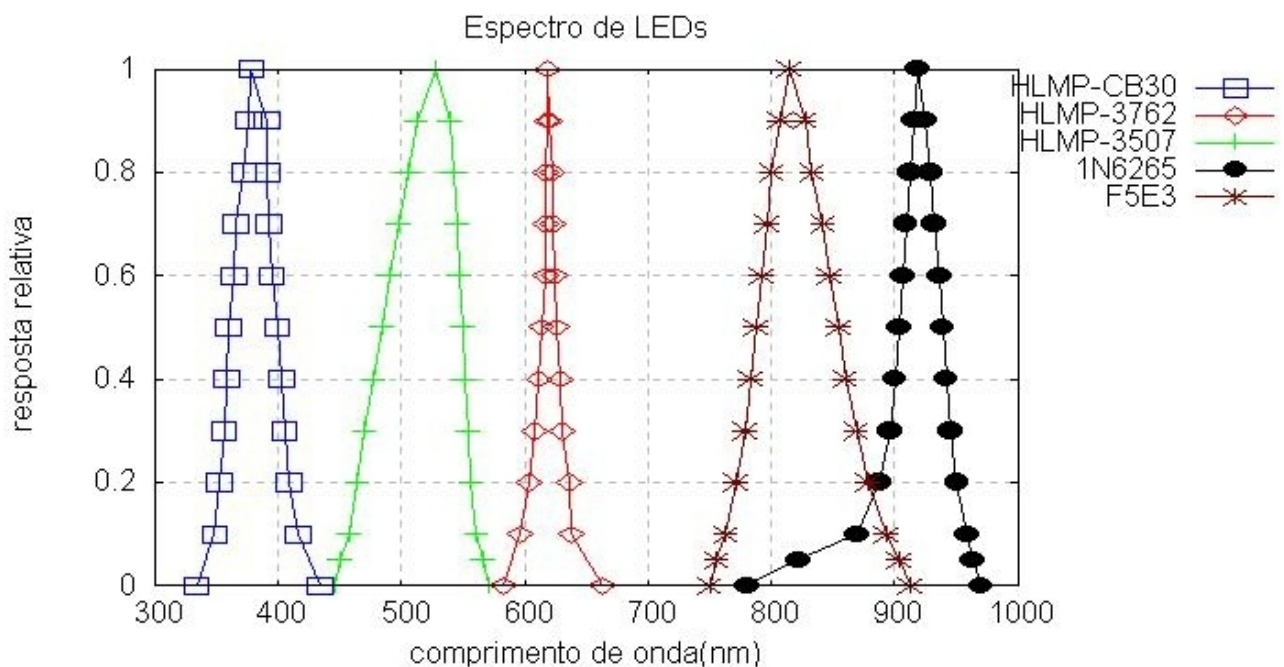


Figura 5.19: Curva de resposta espectral para os LEDs utilizados no radiômetro.

5.2.3 Efeito da temperatura

Da mesma forma que os sensores ópticos convencionais, o LED, quando operado como fotodiodo, apresenta uma variação no seu comportamento em função da temperatura. Diante de um aumento da temperatura, a sensibilidade do LED é suavemente aumentada e há um pequeno deslocamento do seu pico de sensibilidade. O valor médio do deslocamento espectral para LEDs é da ordem 7 nm para uma variação de 20 graus Célsius [Sromovsky, 2001]. Este efeito pode ser amenizado montando os sensores num alojamento estabilizado térmicamente. Alternativamente o efeito pode ser corrigido inserindo um sensor térmico junto aos LEDs para fornecer informação sobre a temperatura dos mesmos e posteriormente, realizando uma correção no valor medido para compensar o efeito da temperatura. Foi constatado experimentalmente e através de simulações que a temperatura possui insignificante influência na determinação dos parâmetros relacionados aos aerossóis e uma baixa influência na determinação da quantidade de água precipitável. A Figura 5.20 apresenta a curva de resposta espectral do LED HLMP-D101 para duas temperaturas distintas; 20 e 75°C [Rosete-Aguilar et al., 2003].

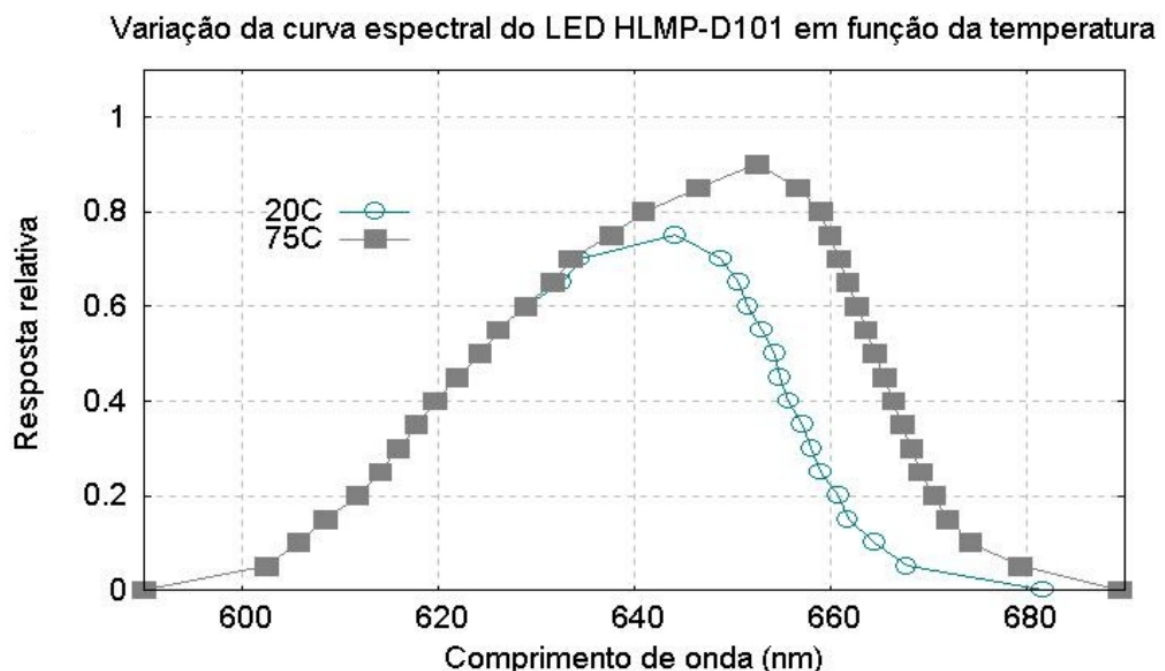


Figura 5.20: Variação da curva de resposta espectral do LED HLMP-D101 em função da temperatura.

5.2.4 Resposta cosseno

A resposta cosseno para cada canal do radiômetro foi determinada experimentalmente fazendo uso de uma bancada de testes como mostra a Figura 5.21. A fonte de luz é constituída por uma lâmpada halógena de 250 W encapsulada em um gabinete com superfície refletora. Esta luz é conduzida por um tubo corrugado preto com 10 cm de diâmetro e 50 cm de comprimento até uma mesa redonda e rotativa, graduada em passos de 1°. Todo o conjunto é coberto por um tecido preto

Resposta cosseno

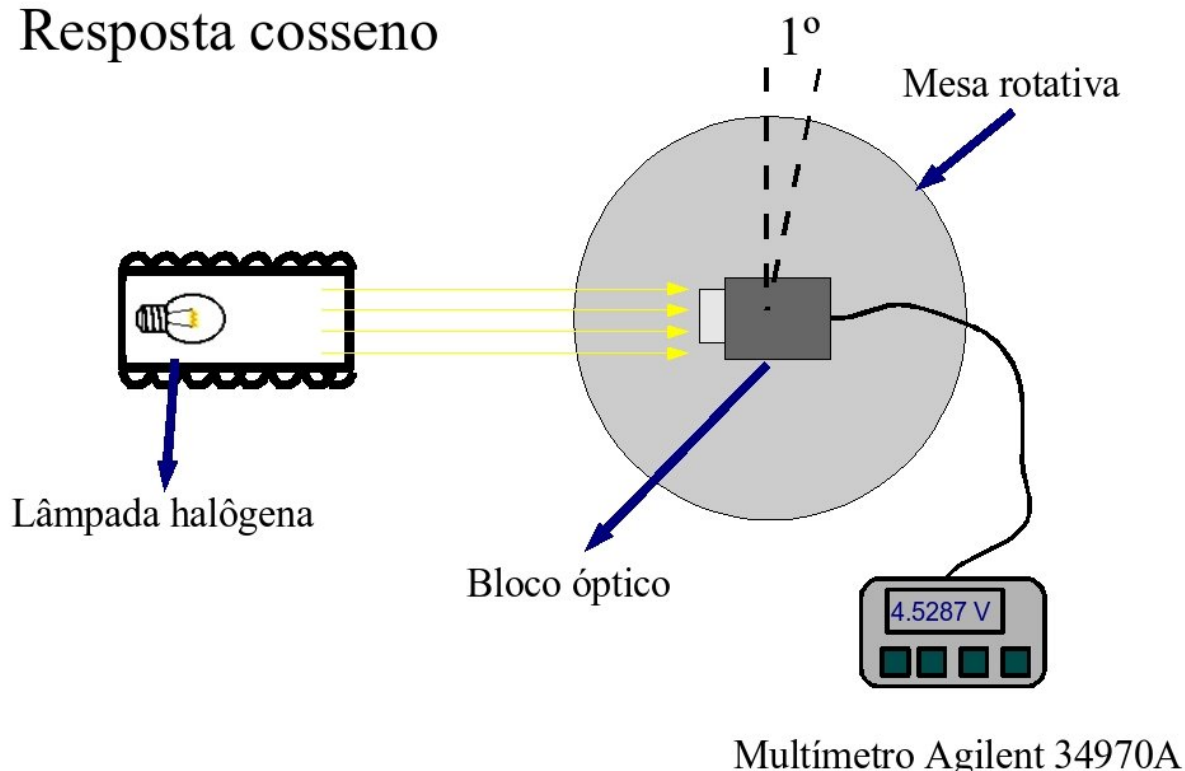


Figura 5.21: Diagrama mostrando os principais componentes da bancada desenvolvida para verificação da resposta cosseno do radiômetro espectral.

fosco para assegurar que não haja a interferência de fontes luminosas externas. A tensão sobre a lâmpada é monitorada e repete-se a leitura para cada canal várias vezes para evitar erros causados principalmente pela flutuação luminosa da lâmpada. Efetuaram-se para cada canal do radiômetro medidas entre -90° e $+90^\circ$ (com respeito ao eixo normal do detector) em passos de 1° , e ao longo de dois planos ortogonais correspondentes as orientações leste-oeste e norte-sul. Estas medidas em duas orientações azimutais independentes tornam aparente qualquer irregularidade azimutal presente no detector. O erro devido ao fator cosseno para todos os canais do radiômetro pode ser considerado desprezível para ângulos menores que 85° . Esta resposta angular obtida é competitiva com os melhores instrumentos de medida disponível no mercado. O pequeno desvio existente pode ser reduzido através de uma função de correção que é aplicada no programa computacional que analisa os dados coletados. A Figura 5.22 apresenta, como exemplo, a resposta cosseno para o sensor seletivo em 920 nm e para o fotodiodo.

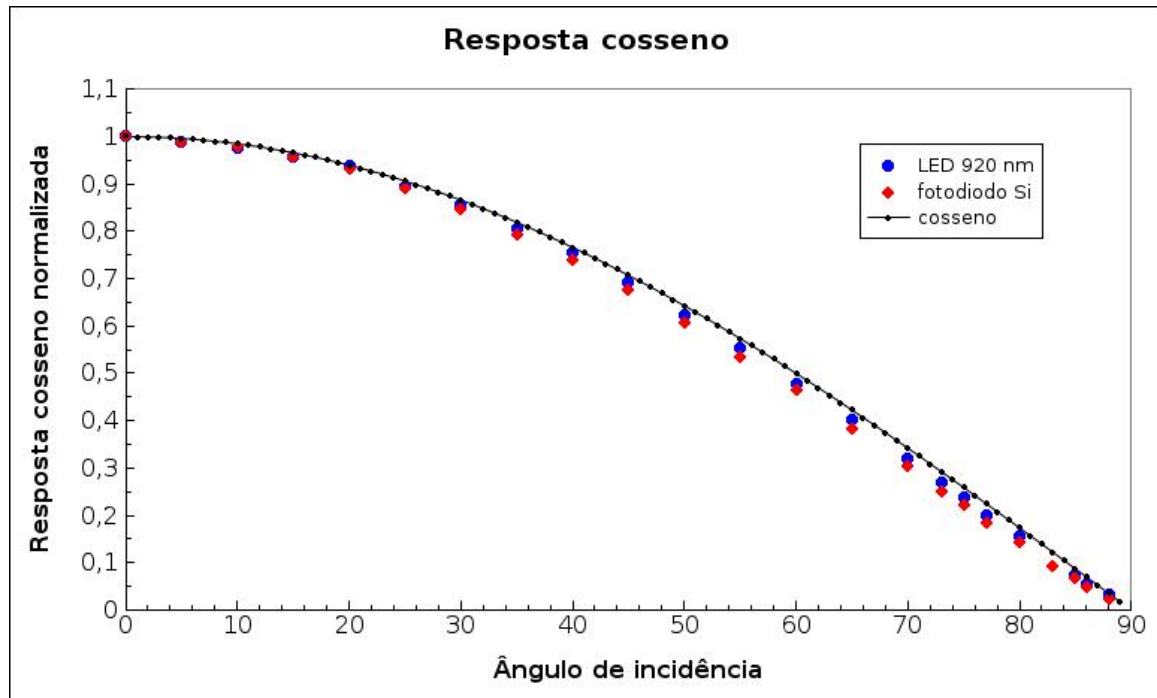


Figura 5.22: Resposta cosseno para o sensor em 920 nm e fotodiodo de silício.

5.2.5 Calibração dos canais do radiômetro

As Figuras 5.23-5.27 mostram as irradiâncias global-horizontal obtidas pelos canais seletivos do radiômetro espectral durante o dia 19 de abril de 2007 no Laboratório de Energia Solar da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. O tempo mostrado é dado em minutos. Este dia foi escolhido pois apresentou uma atmosfera bastante limpa e estável. A resposta de cada canal foi simulada em intervalos de 1 hora ao longo deste dia através do modelo SMARTS2. Foi obtida uma constante de calibração a partir da largura de banda de cada sensor, considerando uma resposta gaussiana para a curva espectral. Apesar desta constante de calibração não ser necessária para a obtenção dos parâmetros atmosféricos, ela torna-se útil quando se deseja conhecer o valor absoluto da irradiância solar em um determinado segmento do espectro onde os sensores possuem sensibilidade.

Foi realizada uma correlação entre a medida da irradiância solar obtida pelo fotodiodo de silício do radiômetro espectral e um piranômetro Eppley PSP com sensor de termopilha, com constante de calibração de $9,93 \times 10^{-6} V/W/m^2$. A Figura 5.28 mostra a correlação obtida para cerca de 500 pontos adquiridos com intervalo de um minuto ao longo de um dia que apresentou céu limpo. Nota-se uma excelente correlação entre os dados ($r^2 = 0,99$), apesar do pequeno erro apresentado durante o período de baixa radiação solar (abaixo de $50 W/m^2$). Isto pode ter origem na resposta cosseno dos instrumentos utilizados e na topografia local, que apresenta uma vegetação bastante densa na linha do horizonte e que poderia ter causado o sombreamento no piranômetro térmico antes do fotodiodo do radiômetro.

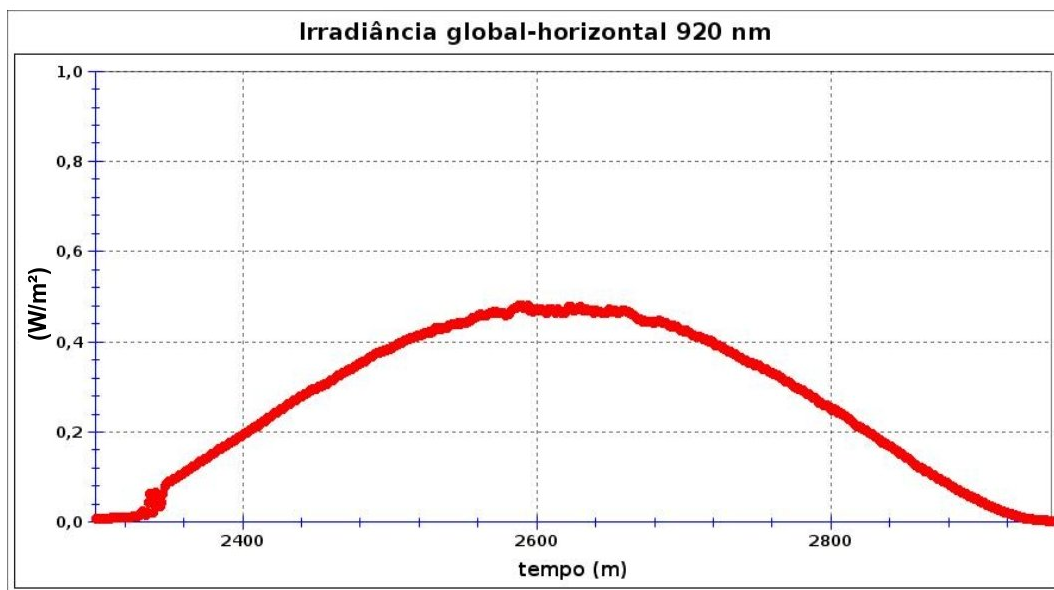


Figura 5.23: Irradiância global-horizantal durante o dia 19 de abril de 2007 em 920 nm obtida através do radiômetro espectral.

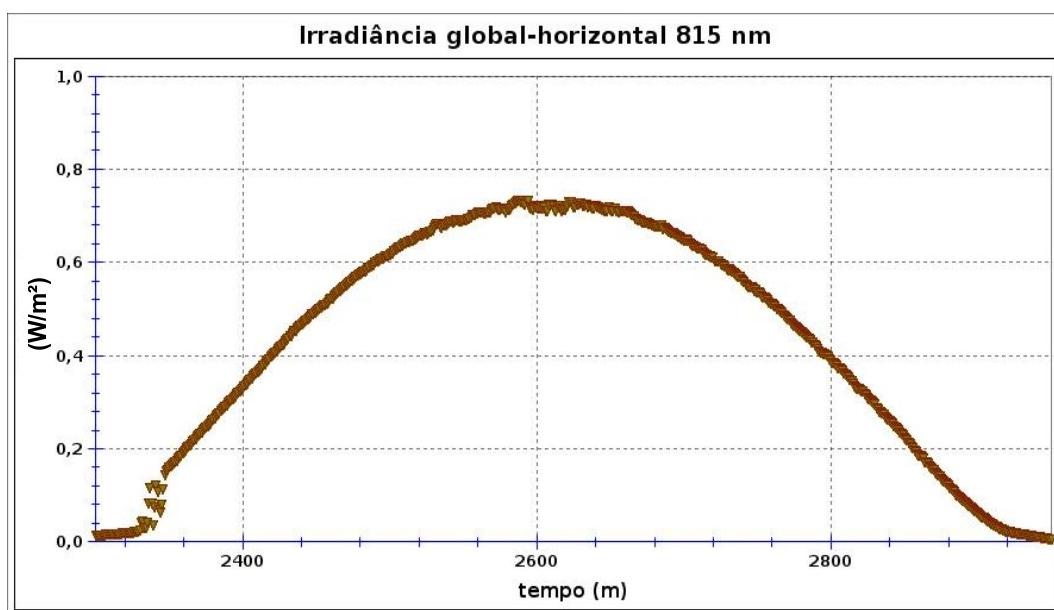


Figura 5.24: Irradiância global-horizantal durante o dia 19 de abril de 2007 em 815 nm obtida através do radiômetro espectral.

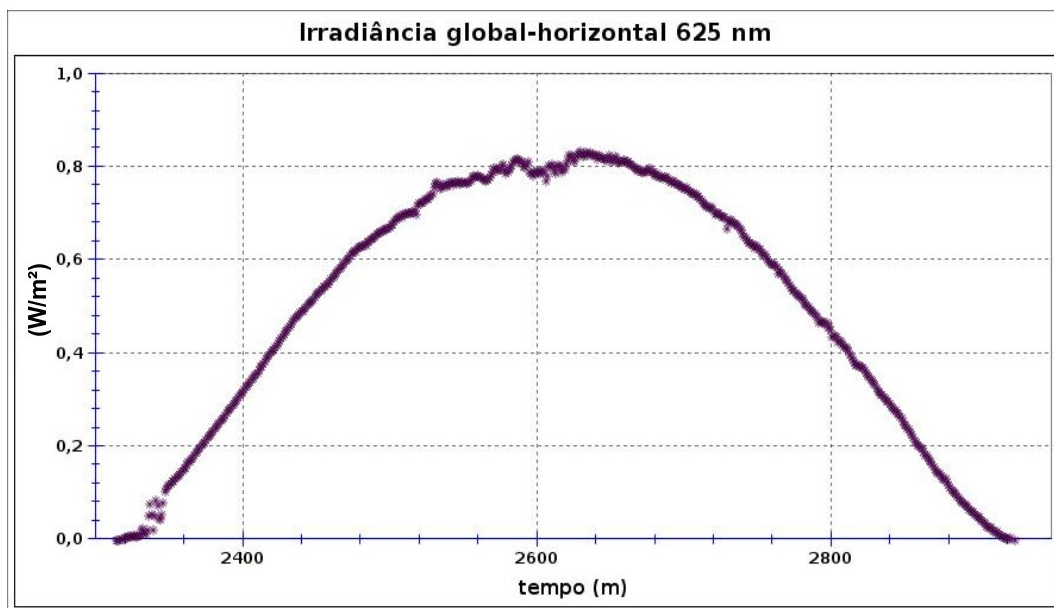


Figura 5.25: Irradiância global-horizantal durante o dia 19 de abril de 2007 em 625 nm obtida através do radiômetro espectral.

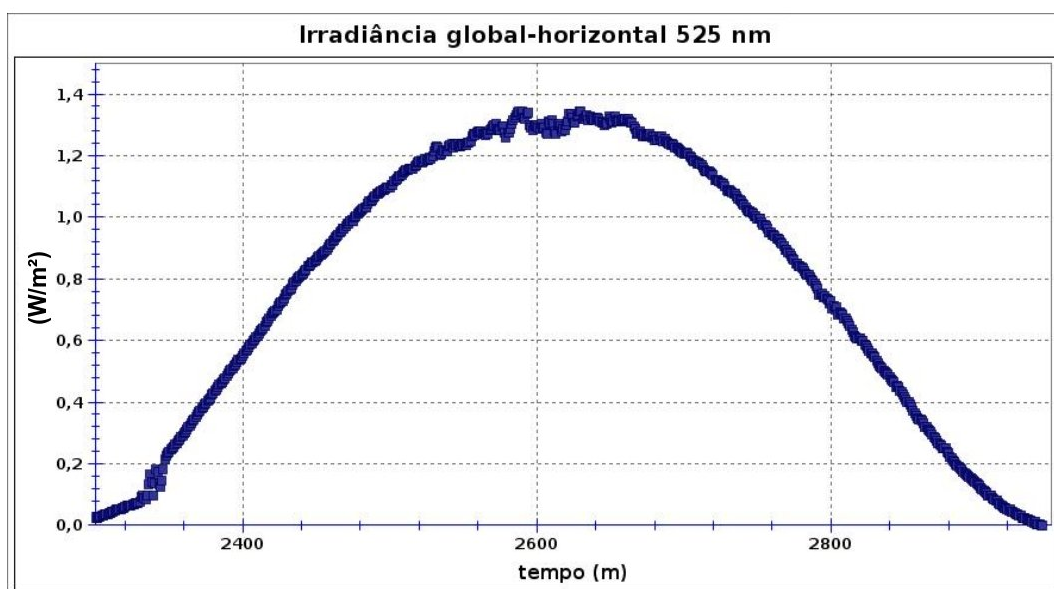


Figura 5.26: Irradiância global-horizantal durante o dia 19 de abril de 2007 em 525 nm obtida através do radiômetro espectral.

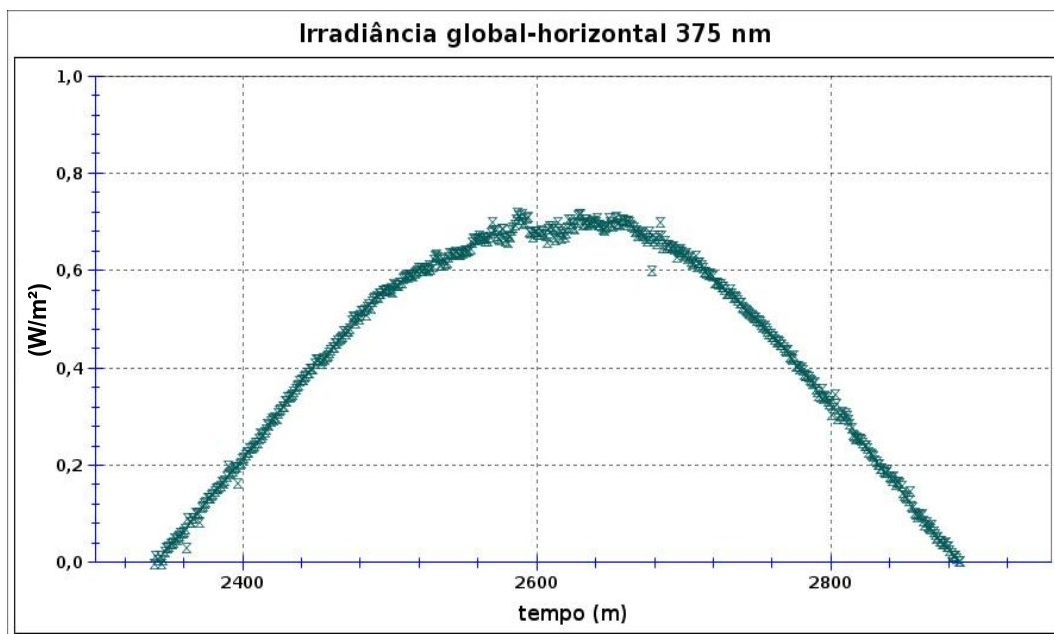


Figura 5.27: Irradiância global-horizantal durante o dia 19 de abril de 2007 em 375 nm obtida através do radiômetro espectral.

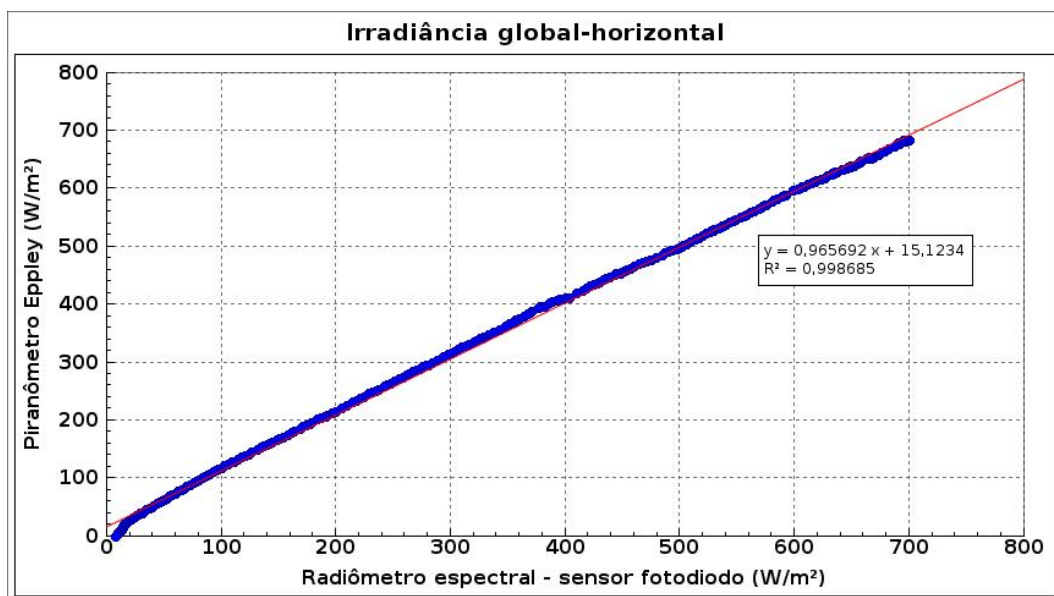


Figura 5.28: Gráfico mostrando a correlação entre a irradiância global-horizantal medida através do piranômetro Eppley e o fotodiodo de silício do radiômetro.

6. OBTENÇÃO DAS VARIÁVEIS DE ENTRADA E PARÂMETROS DO MODELO

A caracterização do espectro solar através de modelos paramétricos simples envolve a aplicação de determinados parâmetros atmosféricos como: coluna total de ozônio, quantidade de água precipitável, espessura de aerossóis, entre outras. A qualidade dos resultados fornecidos por estes modelos possui uma íntima relação com a precisão da obtenção destes parâmetros básicos que modelam os processos de extinção da radiação solar. A seguir é realizada uma descrição detalhada sobre a metodologia de obtenção destes parâmetros atmosféricos a partir das medidas efetuadas com auxílio do radiômetro espectral desenvolvido nesta dissertação.

6.1 Método para determinação da coluna de ozônio

Nos últimos anos a determinação da quantidade de ozônio presente na atmosfera e sua distribuição espacial tem despertado grande interesse pela comunidade científica em virtude da redução da quantidade deste gás na atmosfera devido principalmente a causas antropogênicas. Medidas executadas no solo, tipicamente empregam espectrorradiômetros do tipo Dobson ou Brewer e radiômetros espectrais. Utilizam-se também sondas instaladas em balões que medem a concentração deste gás *in situ* ao percorrerem verticalmente a atmosfera. Através das sondagens realizadas a bordo de satélites, é possível conhecer a distribuição espacial do ozônio em uma escala planetária com grande precisão.

Aplicando a lei de Beer, determina-se a coluna total de ozônio realizando a medida da espessura óptica atmosférica. A teoria assume que a intensidade da irradiância direta medida E_λ na superfície terrestre em um estreito intervalo de comprimento de onda λ , pode ser aproximada por :

$$E_\lambda = E_{\lambda 0} \exp(-A_o u_o m_o - \tau_R m_R - \tau_a m_a) \quad (6.1)$$

onde m_o , m_R e m_a representam as massas ópticas de ar para o ozônio, Rayleigh e aerossóis respectivamente. A_o é o coeficiente de absorção do ozônio, u_o é a coluna total de ozônio atmosférico expressa em unidades Dobson ($1 \text{ UD} = 1 \times 10^3 \text{ cm-atm}$). τ_R e τ_a são as espessuras Rayleigh e de aerossóis. A construção de equações matemáticas que fornecem valores da coluna total de ozônio a partir de observações da componente direta da radiação solar foram desenvolvidas por Dobson [1931]. A coluna total de ozônio expressa em unidades Dobson, normalmente é medida em dois distintos comprimentos de onda (λ, λ') é dada por:

$$u_o = \frac{N - (\tau_R - \tau'_R)m_R - (\tau_a - \tau'_a)m_a}{(A_o - A'_o)m_o} \times 10^3 \quad (6.2)$$

onde:

$$N = \ln \frac{E_{0\lambda}}{E'_{0\lambda}} - \ln \frac{E_\lambda}{E'_\lambda} \quad (6.3)$$

Geralmente utiliza-se dois canais seletivos na região do ultravioleta ($\lambda < 320 \text{ nm}$) para a determinação da coluna total de ozônio. Como o radiômetro desenvolvido neste trabalho possui apenas um canal na faixa do ultravioleta (375 nm) e localizado em uma região onde a absorção do

ozônio é nula, foi efetuada a comparação deste canal com o sensor cuja resposta espectral máxima encontra-se em 625 nm, região onde o ozônio participa discretamente no processo de extinção da radiação solar. É importante salientar que a determinação da coluna de ozônio através da absorção na região do visível (banda de Chappuis) é extremamente sensível, devido a fraca absorção do ozônio neste segmento do espectro. Os dados obtidos pelo radiômetro para a concentração de ozônio através dos sensores escolhidos mostraram uma grande dispersão quando comparados com os resultados fornecidos pelos satélites TERRA e AQUA. O sensor MODIS, que fornece dados sobre a concentração de ozônio na atmosfera, encontra-se a bordo dos satélites TERRA e AQUA, a uma altitude de aproximadamente 705 km e circula em torno do globo terrestre 16 vezes ao dia de pólo a pólo. Os dois sensores MODIS, a bordo do satélite TERRA, lançado em 18 de dezembro de 1999 e a bordo do satélite AQUA, lançado em 04 de maio de 2002, obtêm medidas em 36 bandas espectrais (410 - 1400 nm) em três diferentes resoluções espaciais (250 m, 500 m e 1 km), sendo capazes de produzir duas imagens globais diárias.

Há na literatura [King e Byrne, 1976] abordagens que adotam técnicas específicas para determinação da quantidade de ozônio a partir de dados obtidos por radiômetros espectrais na região do visível. Devido a pequena influência do ozônio (abaixo de 1%, conforme Gueymard, [2003a]) na irradiância solar na região de interesse para aplicações na área de energia solar, constata-se que a utilização de dados mensais médios ou estimativas a partir de equações semi-empíricas sobre a concentração deste gás não acarreta um erro apreciável na modelagem do espectro solar. Na Figura 6.1 observa-se a pequena influência do ozônio na irradiância global-horizontal. Esta figura mostra a simulação, através do modelo SMARTS2, para uma atmosfera padrão com massa óptica de ar 1,5 e duas quantidades de O_3 , 200 e 300 UD. A irradiância global-horizontal simulada possui valores de 694,38 W/m^2 e 690,53 W/m^2 para concentrações de 200 e 300 UD respectivamente, ou seja, uma variação menor que 1%.

Na ausência de dados experimentais em uma determinada localidade, a concentração total de ozônio também pode ser estimada tomando com referência a equação proposta por Van Heuklon [1979]:

$$u_o = 235 + \{a + \sin[0,9865(d + e)]c + 20 \sin[f(\delta + g)]\}[\sin^2(b\phi)] \quad (6.4)$$

os parâmetros da Equação 6.4 estão dispostos na Tabela 6.1.

A Figura 6.2 mostra a variação da quantidade de ozônio sobre a região sul do país obtida através de medidas efetuadas na superfície através do espectrorradiômetro Brewer e a concentração de ozônio esperada segundo o modelo de Van Heuklon. Nota-se nos valores medidos e nos simulados uma maior concentração de ozônio na primavera e uma menor quantidade durante o outono.

6.2 Método para determinação da espessura óptica de aerossóis

Aerossóis constituem uma das variáveis de entrada mais importante para cálculo da irradiância solar em modelos de transmitância atmosférica. As propriedades radiativas dos aerossóis,

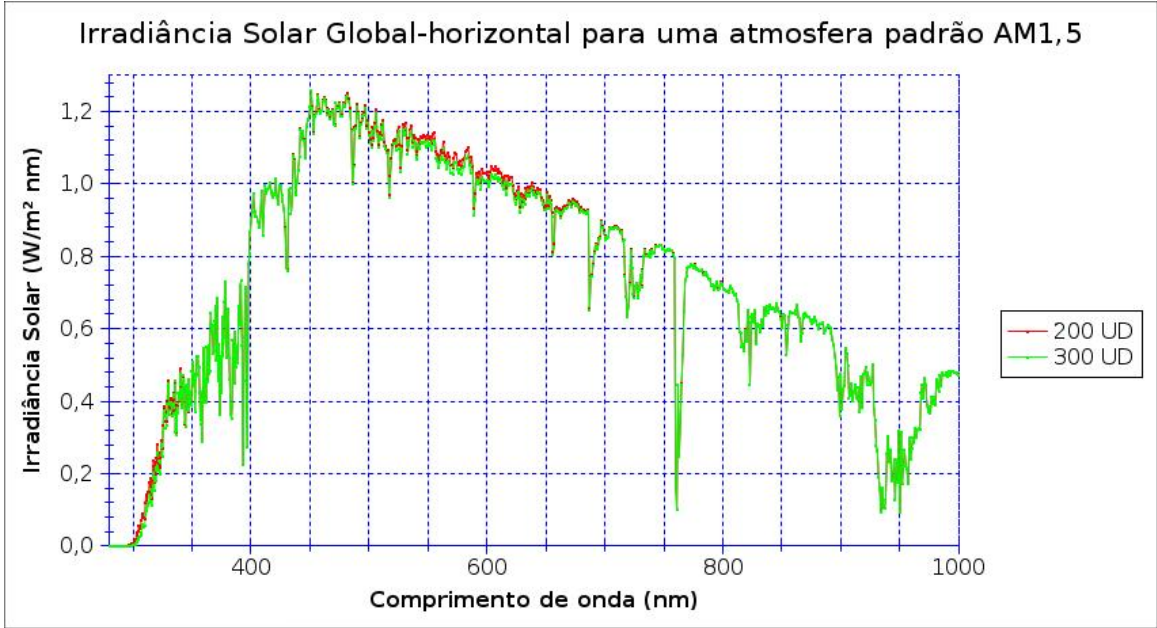


Figura 6.1: Irradiância global-horizontal simulada através do modelo SMARTS2 para uma atmosfera padrão com massa óptica de ar 1,5 e dois valores de concentração de ozônio: 200 e 300 UD.

Tabela 6.1: Parâmetros das Equação 7.4.

Parâmetro	Norte	Ambos	Sul
a	150	-	100
b	1,28	-	1,5
c	40	-	30
d	dia do ano(1 = 1 jan; 365 = 31 dez)		
e	-30	-	152,625
f	3		2
g	20 (E); 0 (W)	-	-75
ϕ	$N > 0$	0	$S < 0$
δ		$E > 0; W < 0$	

que incluem a absorção e dispersão, possuem uma forte dependência com o comprimento de onda. A obtenção precisa deste constituinte atmosférico é extremamente importante para a correta determinação das características espectrais da irradiância solar na superfície terrestre. A medida da espessura óptica de aerossóis, abreviada por AOT (do inglês *Aerosol Optical Thickness*), é realizada geralmente através de duas técnicas. A primeira utiliza um radiômetro espectral com um estrito campo de visão (normalmente 1 - 3°) dirigido diretamente para o Sol [Volz, 1974]. Esta metodologia é considerada mais precisa, mas possui a complexidade de um exato direcionamento para o disco solar. A segunda metodologia, consiste em utilizar um radiômetro com anel de sombra rotativo [Harrison et al., 1994] que mede as componentes global e difusa, e deriva a partir destas a irradiância direta. A espessura óptica

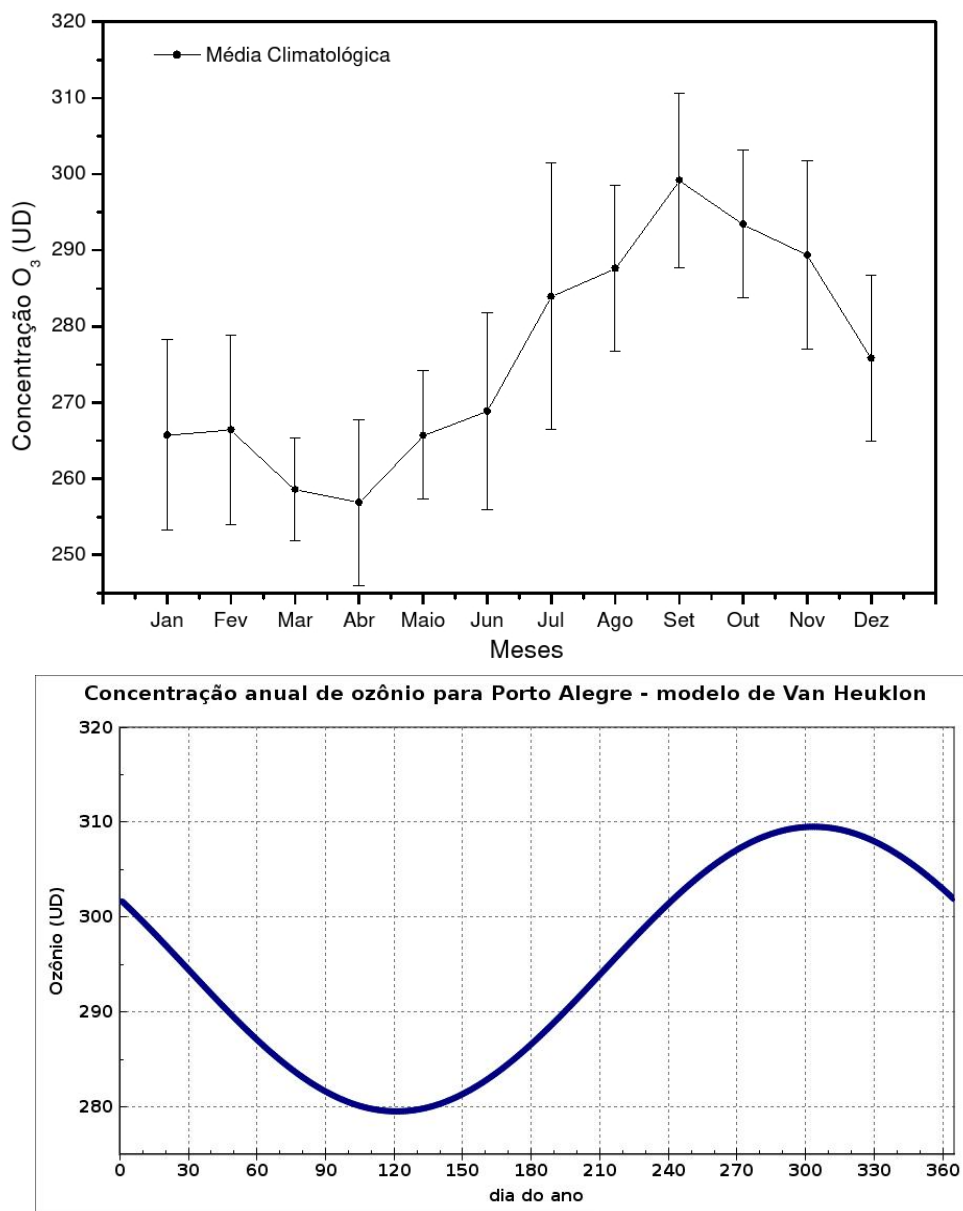


Figura 6.2: Média climatológica mensal de ozônio (em Unidades Dobson), representada com os respectivos desvios padrões, a partir de dados obtidos em 2001 por um espectrorradiômetro Brewer no Observatório Espacial do Sul na cidade de Santa Maria, RS, e à direita os valores diários estimados através da equação proposta por Van Heuklon para a concentração de ozônio no Estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais - CRSPE/INPE - MCT

de aerossóis pode apresentar valores da ordem de 0,01 para uma atmosfera extremamente limpa e maiores que 4 para uma atmosfera com acentuada turbidez, como é observada em regiões onde há focos de queimadas [Holben, 1998]. As incertezas associadas às medidas da espessura óptica de aerossóis obtidas por radiômetros espectrais, são da ordem de 0,005 e 0,02 [Shaw, 1976 e Harrison et al., 1984]. Estas incertezas estão correlacionadas com o processo de calibração do instrumento, erros na correção do espalhamento e absorção molecular, entre outras fontes. Assumindo uma resposta linear dos sensores em função da radiação incidente, a espessura óptica total é obtida utilizando a equação

de Beer-Lambert-Bouguer:

$$V_\lambda = V_{0\lambda} \exp[-\tau_\lambda m] \quad (6.5)$$

onde V_λ é a tensão obtida pelo radiômetro e $V_{0\lambda}$ é a tensão obtida para uma massa óptica de ar igual a zero (no topo da atmosfera), a qual deve ser calculada levando em consideração a variação da distância Terra-Sol. Isolando o termo que representa a espessura óptica total, obtém-se:

$$\tau_\lambda = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{V_{0\lambda}}{V_\lambda} \right) \quad (6.6)$$

A espessura óptica de aerossóis é calculada tomando como base o valor de τ_λ e isolando a contribuição devido a dispersão de Rayleigh e as absorções devido ao ozônio, dióxido de nitrogênio, mistura uniforme de gases e vapor de água:

$$\tau_{a\lambda} = \tau_\lambda - \tau_{R\lambda} - \tau_{O\lambda} - \tau_{n\lambda} - \tau_{g\lambda} - \tau_{w\lambda} \quad (6.7)$$

A Equação 6.6 pode ser reescrita de modo a ter a forma de uma reta definida por um polinômio de primeiro grau ($y = a \cdot x + b$), onde o eixo vertical é representado pelo logaritmo natural da tensão fornecida pelo sensor, o eixo horizontal descreve a massa óptica de ar para cada componente atmosférico e a inclinação da reta representa a espessura óptica. Esta representação é denominada de regressão de Langley e é amplamente utilizada no processo de calibração de radiômetros. Uma maior confiabilidade é obtida quando a regressão de Langley é realizada em locais onde há pouca variabilidade (temporal e espacial) das condições atmosféricas. Esta premissa é alcançada realizando a medida em locais de elevada altitude, onde a quantidade de água precipitável também é bastante reduzida. O valor obtido quando extrapola-se a massa óptica para $m = 0$, representa o valor da constante extraterrestre para a radiação solar no comprimento de onda medido. Este valor deve ser constante e serve como referência para a calibração do radiômetro. Após efetuada a determinação do valor para $V_{0\lambda}$, torna-se necessária apenas uma medida de V_λ para a obtenção da espessura óptica. Um exemplo de regressão de Langley obtida no Laboratório de Energia Solar da Universidade Federal do Rio Grande do Sul em um dia de céu limpo e período de atmosfera bastante estável está mostrado na Figura 6.3.

Para obter uma precisão de 0,01 na espessura óptica para massa de ar unitária, o erro no valor de V_0 deve ser menor que 1%. Considerando a propagação de erros nas medidas de $V_{0\lambda}$ e V_λ :

$$(\Delta\tau)^2 = (\Delta V_{0\lambda}/mV_{0\lambda})^2 + (\Delta V_\lambda/mV_\lambda)^2 \quad (6.8)$$

e que o erro na medida de V_λ é muito baixo, o segundo termo torna-se desprezível em relação ao primeiro, assim,

$$(\Delta\tau) = \Delta V_{0\lambda}/mV_{0\lambda} \quad (6.9)$$

Shaw [1976] aborda várias contribuições para erros nas medidas realizadas por radiômetros na determinação da espessura óptica. A incerteza devido ao espalhamento Rayleigh é originada em grande parte ao erro na determinação do valor da pressão atmosférica local. Assumindo que haja

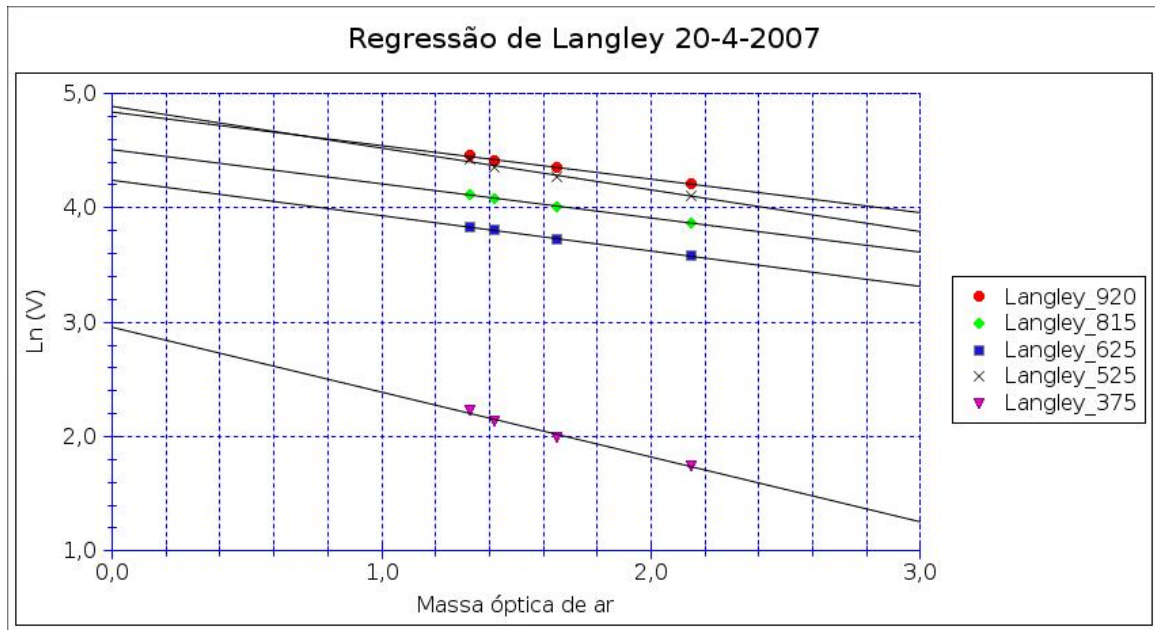


Figura 6.3: Regressão de Langley para os canais seletivos do radiômetro espectral.

uma incerteza de 10 mb no valor da pressão atmosférica, a incerteza na determinação da espessura óptica de aerossóis no canal de resposta em 375 nm (comprimento de onda mais sensível ao erro devido ao espalhamento Rayleigh) será próxima de 0,004. Os demais canais do radiômetro que operam em comprimentos de onda maiores, são muito menos afetados pela incerteza na determinação do espalhamento de Rayleigh. Da mesma forma, incertezas da magnitude de 10 Dobson na coluna total de ozônio adicionam uma incerteza abaixo de 0,002 na espessura óptica de aerossóis no canal de 625 nm. Nos demais sensores, esta incerteza é menor, pois a absorção do ozônio torna-se menos pronunciada. A absorção devido ao vapor de água somente é relevante no canal com máxima resposta em 815 nm e 920 nm. Nestes dois canais, a resposta dos sensores encontra-se próxima da região de absorção do vapor de água e a determinação da espessura óptica somente é possível em períodos onde a quantidade de água precipitável é extremamente baixa, ou através da formulação proposta por Reagan et al.,[1987] que será descrita na próxima seção. Mediante a obtenção da espessura óptica de aerossóis para dois comprimentos de onda (τ_a e τ'_a), é possível aplicar a equação proposta por Ångström (Equação 4.35) para obter informações sobre a distribuição do tamanho das partículas de aerossóis, definido pelo expoente α de Ångström, como segue:

$$\alpha = \frac{\ln(\tau_a/\tau'_a)}{\ln(\lambda/\lambda')} \quad (6.10)$$

O índice de turbidez, β , pode ser determinado por:

$$\beta = \tau_a \lambda^\alpha \quad (6.11)$$

O modelo parametrizado adotado utiliza como dado de entrada, para caracterizar os processos de absorção e espalhamento devido aos aerossóis, o valor da espessura óptica deste constituinte obtida pelo sensor com resposta máxima no comprimento de onda de 525 nm.

6.3 Método para determinação da quantidade de água precipitável

A metodologia empregada para a determinação da quantidade de água precipitável está baseada no trabalho de Reagan et al. [1987] e validada por Michalsky et al. [1995] e Mims [2002]. A medida da quantidade de água precipitável é realizada através de dois canais seletivos, sendo que um destes canais possui máxima sensibilidade em um comprimento de onda onde há forte absorção devido a presença de vapor de água. O segundo sensor é empregado para obtenção dos coeficientes de extinção devido aos aerossóis. Para o sensor cuja resposta é afetada pela quantidade de água precipitável, a lei de Beer-Bouguer-Lambert deve ser adaptada e possui a seguinte forma:

$$V_{H_2O} = \ln(V_{0H_2O}) - m_a\tau_a - m_R\tau_R - k(wm_w)^b \quad (6.12)$$

onde V_{H_2O} é a tensão obtida pelo sensor em 920 nm, região onde há forte absorção devido ao vapor de água, V_{0H_2O} representa a intensidade da irradiância solar no topo da atmosfera e é obtida através do método de regressão de Langley; m_a , m_R e m_w são as massas ópticas de ar para os aerossóis, espalhamento Rayleigh e vapor de água, respectivamente; w é a quantidade de água precipitável; k e b são constantes derivadas numericamente. A quantidade de água precipitável é definida a partir da Equação 6.12 e dada por:

$$w = \frac{1}{m_w} \left[\frac{1}{k} (\ln(V_{H_2O}) - \ln(V_{0H_2O}) - m_a\tau_a - m_R\tau_R) \right]^{1/b} \quad (6.13)$$

A espessura óptica de aerossóis é calculada a partir da medida realizada pelo sensor cuja resposta máxima encontra-se em 820 nm. Neste comprimento de onda a absorção devido ao vapor de água é muito reduzida, porém a atenuação causada pela ação dos aerossóis atmosféricos é similar à existente no canal com resposta em 920 nm.

Mims [2002], comparou os valores medidos para w por um radiômetro utilizando LEDs e um radiômetro de referência da marca CIMEL durante vários dias no mês de junho de 2001 no alto de uma montanha (Observatório de Mauna Loa) no Hawaii. Durante este período de calibração os valores de água precipitável oscilaram entre 0,70 e 2,73 cm. Os dados obtidos por Mims [2002] resultaram em uma expressão semi-empírica com índice de correlação (r^2) de 0,97 e dada por:

$$w = \frac{a + b \left(\frac{V_{920nm}}{V_{820nm}} \right)}{m_w} \quad (6.14)$$

onde a e b são variáveis que são dependentes das características do radiômetro e V_{920nm} , V_{820nm} representam as tensões obtidas pelos sensores em 920 e 820 nm respectivamente. Sendo que os LEDs na região do infravermelho utilizados no radiômetro desenvolvido são os mesmos empregados por Mims [2002], buscaram-se os valores de a e b através de simulações utilizando o modelo SMARTS2. Adotou-se uma resposta espectral com forma gaussiana e largura de banda igual a 20 nm para os sensores em 820 e 920 nm. Foram realizadas simulações numéricas para obter a resposta destes sensores para um grande número de combinações de massas ópticas de ar e valores de água precipitável. Posteriormente os valores determinados para $a = 1,1$ e $b = 0,73$ foram validados comparando-os

com os valores de água precipitável fornecidos pelos satélites TERRA e AQUA, através do sensor MODIS (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>), como mostra a Figura 6.4.

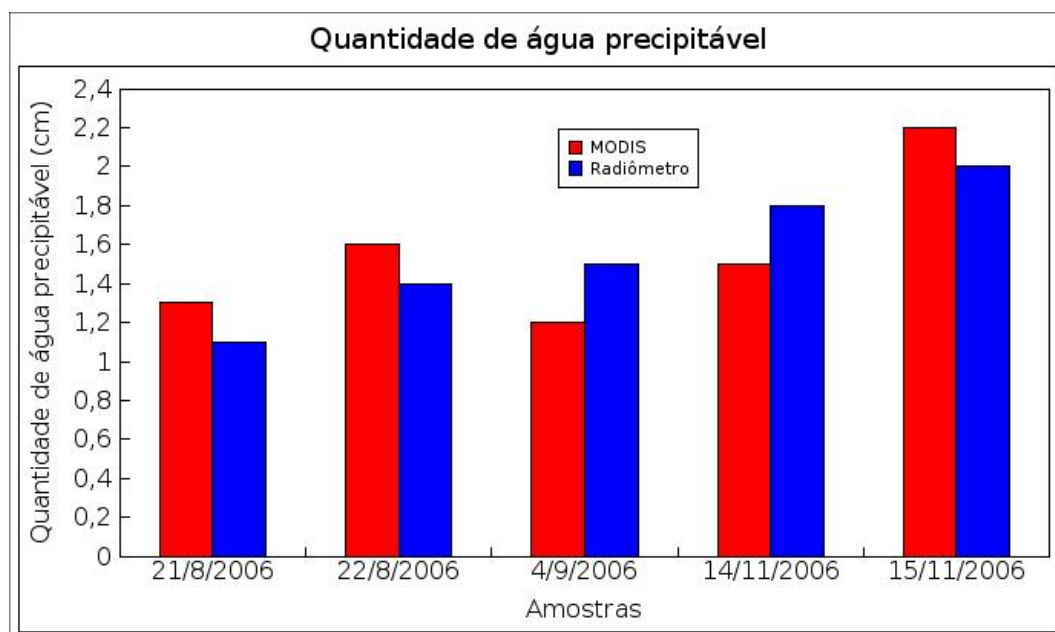


Figura 6.4: Quantidade de água precipitável estimada pelo sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA (vermelho) e através do radiômetro espectral (azul).

7. ANÁLISE DOS ESPECTROS OBTIDOS

Seguindo a metodologia empregada para a obtenção dos parâmetros atmosféricos necessários para a utilização no modelo espectral SMARTS2, conforme foi descrito no Capítulo 6, é possível determinar a irradiância solar e suas componentes, global, direta e difusa. A validação dos espectros obtidos pode ser realizada através da comparação direta com um espectrorradiômetro que abranja a região espectral simulada. Mesmo dispondo do espectrorradiômetro, este deve possuir uma resolução espectral superior ao modelo que será avaliado. Como o Laboratório de Energia Solar da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, não dispõe de um espectrorradiômetro, esta opção não pode ser adotada. Ainda é possível realizar a análise dos espectros obtidos comparando-os com os simulados através de modelos rigorosos de transferência radiativa, mas isto também envolve a utilização de variáveis que não são disponíveis com exatidão, como os perfis verticais de concentração de aerossóis, vapor de água, entre outras variáveis necessárias. Optou-se pela confrontação entre os resultados fornecidos para a irradiância global-horizontal através do modelo paramétrico e o medido por meio do sensor de banda larga (fotodiodo de silício) do próprio radiômetro, previamente calibrado com auxílio de um piranômetro da marca Eppley com sensor de termopilha. Esta metodologia é utilizada para a validação de inúmeros modelos paramétricos simples [conforme cita Rossini, 1997]. Foram selecionados datas (4 de setembro de 2006, 14 de novembro de 2006, 19 e 20 de abril de 2007) que apresentaram uma atmosfera totalmente isenta de nuvens durante a coleta dos dados. Alguns parâmetros atmosféricos necessários ao modelo paramétrico como temperatura média do dia, umidade relativa, pressão atmosférica e coluna total de ozônio foram obtidos através do sistema de coletas de dados disponível no Instituto Nacional de Meteorologia, INMET (<http://www.inmet.gov.br>) e no banco de dados do Centro de Previsão do Tempo e Clima, CPTEC (<http://www.inpe.gov.br>). Para a estimativa da irradiância espectral no modelo paramétrico, foi escolhido o modelo de concentração de aerossóis para regiões urbanas, segundo a proposta de Shettle and Fenn, [1979]. A concentração de gases poluentes presentes na baixa troposfera foi considerada fixa em todas as situações e está definida na Tabela 7.1, conforme Gueymard, [1995]. Adota-se nas estimativas dos espectros uma atmosfera com baixa concentração de poluentes. O modelo SMARTS2 considera a concentração destes gases poluentes restrita a uma altitude de 1 km e uma mistura uniforme destes constituintes nesta camada. A extinção devido ao CO_2 é calculada isoladamente dos gases previamente citados e foi considerado uma concentração de 370 ppm, valor que é adotado pelos modelos MODTRAN e LOWTRAN. O albedo utilizado em todas as estimativas é denominado de *solo médio* e o seu comportamento espectral é mostrado na Figura 4.7. A Tabela 7.2 apresenta os valores de água precipitável, coluna de ozônio e espessura óptica de aerossóis em 525 nm obtidos para cada espectro estimado.

A estratégia empregada para validação dos resultados fornecidos pelo modelo paramétrico pode ser assim resumida: primeiramente foi efetuada experimentalmente a medida da irradiância global-horizontal. Em seguida, este valor foi comparado com o obtido através da integração dos valores espectrais fornecidos pelo modelo. O erro quadrático médio (RMSE) e o erro médio (MBE) foram utilizados para estimar a confiabilidade dos resultados obtidos pelo modelo espectral. Eles são

Tabela 7.1: Concentração de alguns gases poluentes presentes na baixa troposfera adotada na estimativa da irradiância espectral solar. Os valores estão dados em ppm (partes por milhão).

Gás	Concentração (ppm)
CH_2O	0,001
CH_4	0,2
CO	0
HNO_2	0,0005
HNO_3	0,001
NO	0,075
NO_2	0,005
NO_3	0,00001
O_3	0,023
SO_2	0,01

Tabela 7.2: Dados instantâneos das variáveis obtidas pelo radiômetro e adotadas no modelo para cada espectro estimado.

Data	hora	w (cm)	$O_3(UD)$	AOT 525 nm
4 de setembro de 2006	08 h 05 min	0,64	310	0,22
4 de setembro de 2006	09 h 05 min	1,05	310	0,25
4 de setembro de 2006	10 h 05 min	0,78	310	0,3
14 de novembro de 2006	13 h 18 min	2	300	0,3
14 de novembro de 2006	14 h 23 min	1,78	300	0,385
19 de abril de 2007	13 h 30 min	1,55	290	0,23
19 de abril de 2007	15 h 30 min	1,04	290	0,258
20 de abril de 2007	12 h 39 min	1,59	290	0,22
20 de abril de 2007	13 h 39 min	1,49	290	0,25
20 de abril de 2007	14 h 38 min	1,29	290	0,26
20 de abril de 2007	15 h 35 min	1,01	290	0,31

definidos como:

$$RMSE = \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2 \right\}^{1/2} \quad (7.1)$$

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Y_i - X_i}{X_i} \right) \quad (7.2)$$

onde n é o número de dados e Y_i , X_i são os *iésimos* valores estimados e medidos respectivamente. A

estimativa do desvio percentual $|\epsilon\%|$, entre a irradiância global-horizontal estimada G_e e a medida G_m é calculada pela seguinte equação:

$$|\epsilon\%| = \frac{G_m - G_e}{G_m} \times 100\% \quad (7.3)$$

7.1 Resultados

A Tabela 7.3 apresenta a comparação entre os valores para a irradiância global-horizontal medida G_m e estimada G_e pela metodologia proposta, juntamente com o desvio percentual.

Tabela 7.3: Comparação entre a irradiância global-horizontal medida e estimada pelo modelo paramétrico.

Data	hora	G_m (W/m^2)	G_e (W/m^2)	$ \epsilon\% $
4 de setembro de 2006	08 h 05 min	222	252	13,5
4 de setembro de 2006	09 h 05 min	436	444	1,8
4 de setembro de 2006	10 h 05 min	640	611	4,5
14 de novembro de 2006	13 h 18 min	933	955	2,3
14 de novembro de 2006	14 h 23 min	732	813	9,9
19 de abril de 2007	13 h 30 min	667	693	3,9
19 de abril de 2007	15 h 30 min	398	438	10,0
20 de abril de 2007	12 h 39 min	702	732	4,2
20 de abril de 2007	13 h 39 min	636	678	6,6
20 de abril de 2007	14 h 38 min	519	567	9,2
20 de abril de 2007	15 h 35 min	364	396	8,8

As Figuras 7.1 - 7.11 mostram as irradiâncias extraterrestre, global-horizontal, difusa-horizontal e direta-horizontal para cada espectro determinado. O erro médio obtido para a componente global-horizontal foi de $30 W/m^2$, enquanto o RMSE calculado foi $39,4 W/m^2$. Os sinais positivos para o MBE, evidenciam que para a maioria dos casos, os valores estimados são superiores aos medidos. Uma das hipóteses para este fato pode ser uma atribuição muito grande para o albedo terrestre. Deve-se considerar também que existe a possibilidade dos valores obtidos experimentalmente para a componente global-horizontal terem sido subestimados. Isto certamente ocorre, pois o horizonte de visão onde foram instalados o radiômetro espectral e o piranômetro não é totalmente aberto. Devido a topografia do local e a presença de árvores elevadas, uma grande parte do horizonte encontra-se bloqueado até cerca de 10 graus de elevação em algumas direções. Por este motivo, há uma parcela da componente difusa que não é mensurada pelos instrumentos. Há evidências que corroboram para esta hipótese pois geralmente o MBE cresce com o aumento da massa de ar e conseqüentemente a parcela difusa da irradiância passa a ser mais significativa em comparação a componente direta. Na estimativa efetuada em 14 de novembro de 2006, houve um acréscimo muito

abrupto da espessura óptica de aerossóis (0,3 para 0,38) entre as medidas realizadas às 13 h 18 min e às 14 h 23 min, isto possivelmente deve-se à presença de particulados originados por um foco de incêndio local, que foi visível nesta data. Com o aumento da espessura óptica de aerossóis, a irradiância difusa da mesma forma cresce. Observa-se que o desvio porcentual passou de 2,3 para 9,9, mesmo com uma variação pequena da massa de ar (1,06 para 1,18).

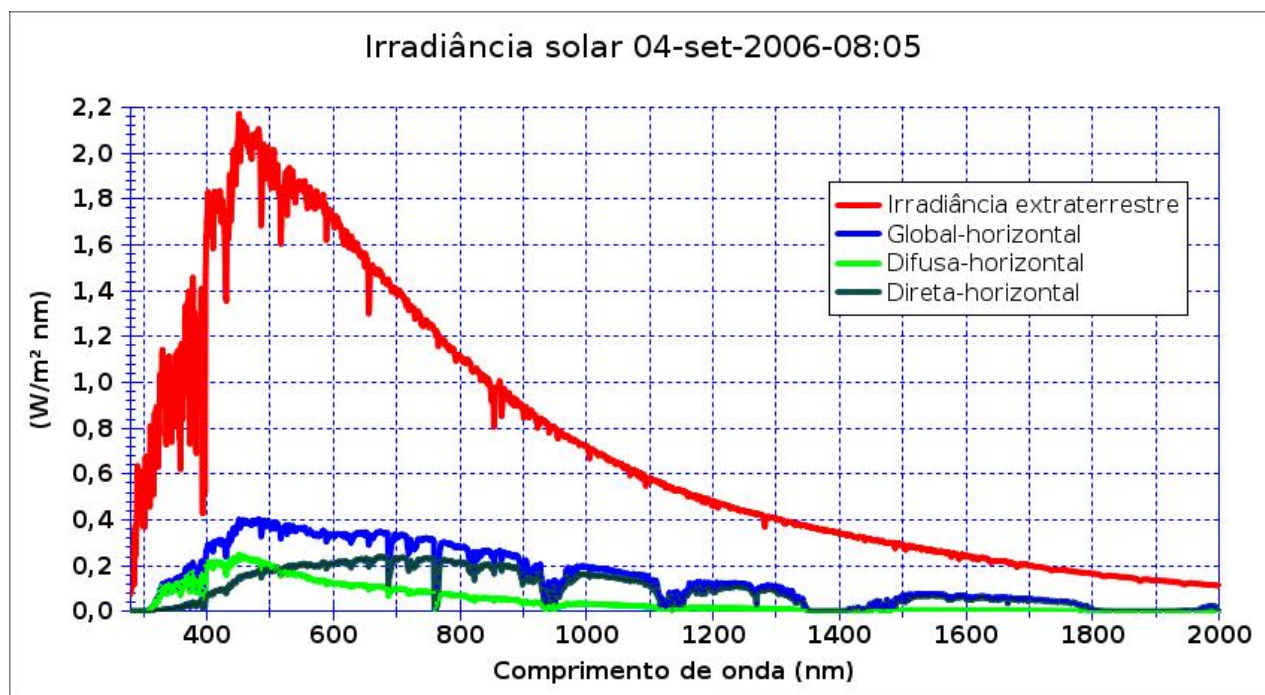


Figura 7.1: Estimativa da irradiância solar no dia 4 de setembro de 2006 às 08h05m.

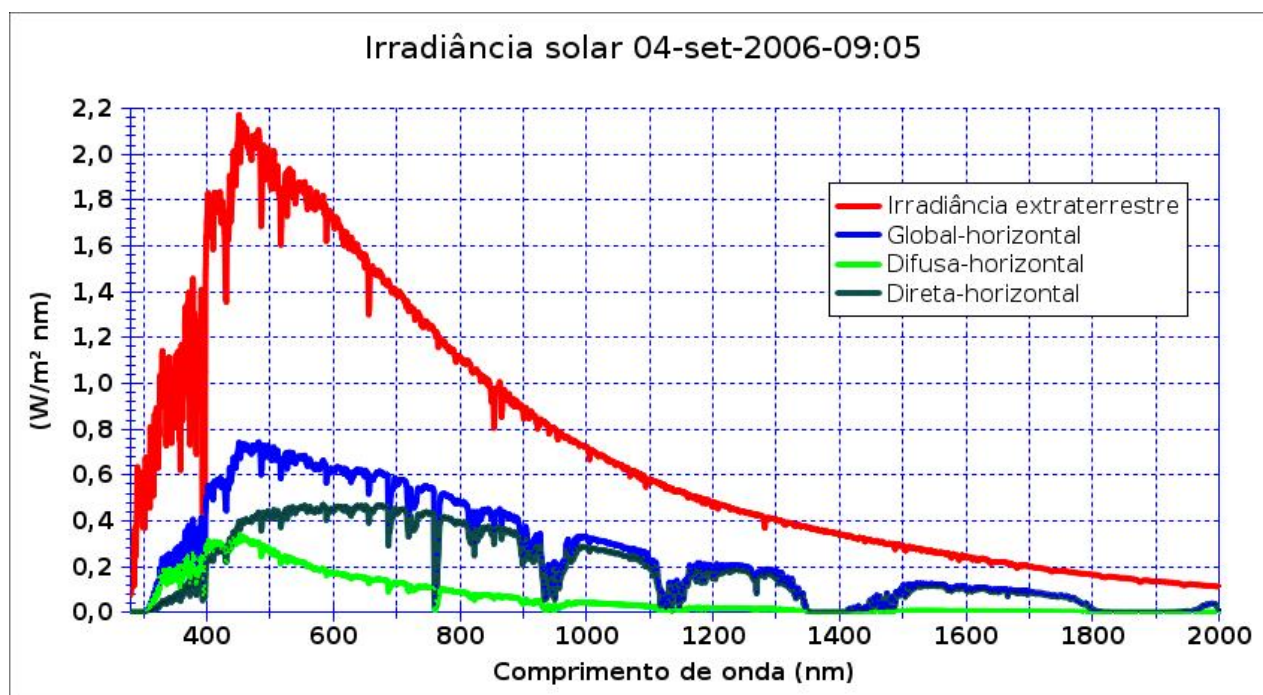


Figura 7.2: Estimativa da irradiância solar no dia 4 de setembro de 2006 às 09h05m.

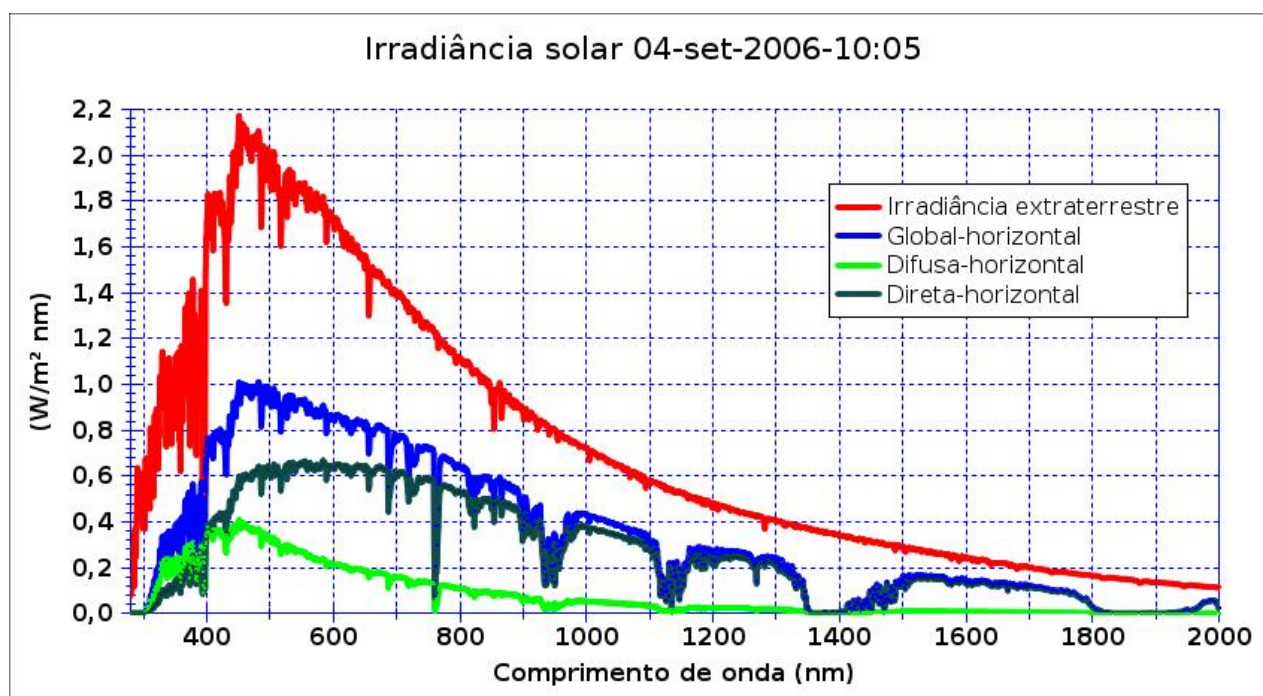


Figura 7.3: Estimativa da irradiância solar no dia 4 de setembro de 2006 às 10h05m.

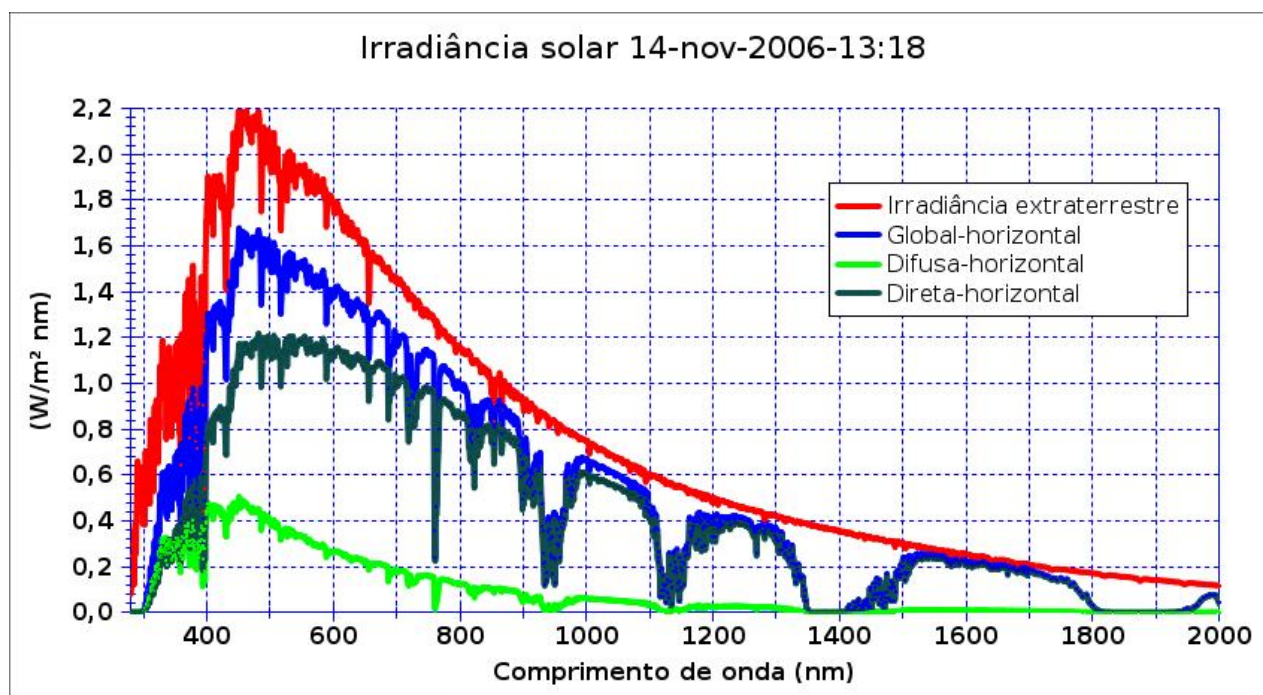


Figura 7.4: Estimativa da irradiância solar no dia 14 de novembro de 2006 às 13h18m.

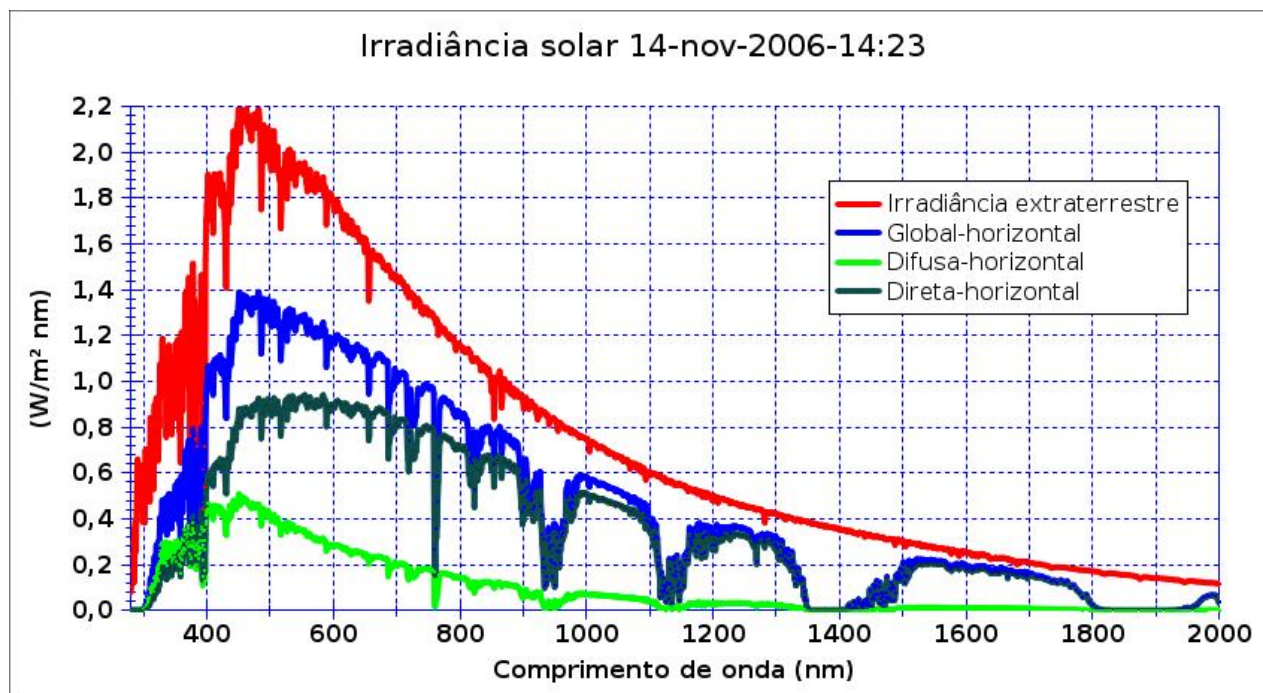


Figura 7.5: Estimativa da irradiância solar no dia 14 de novembro de 2006 às 14h23m.

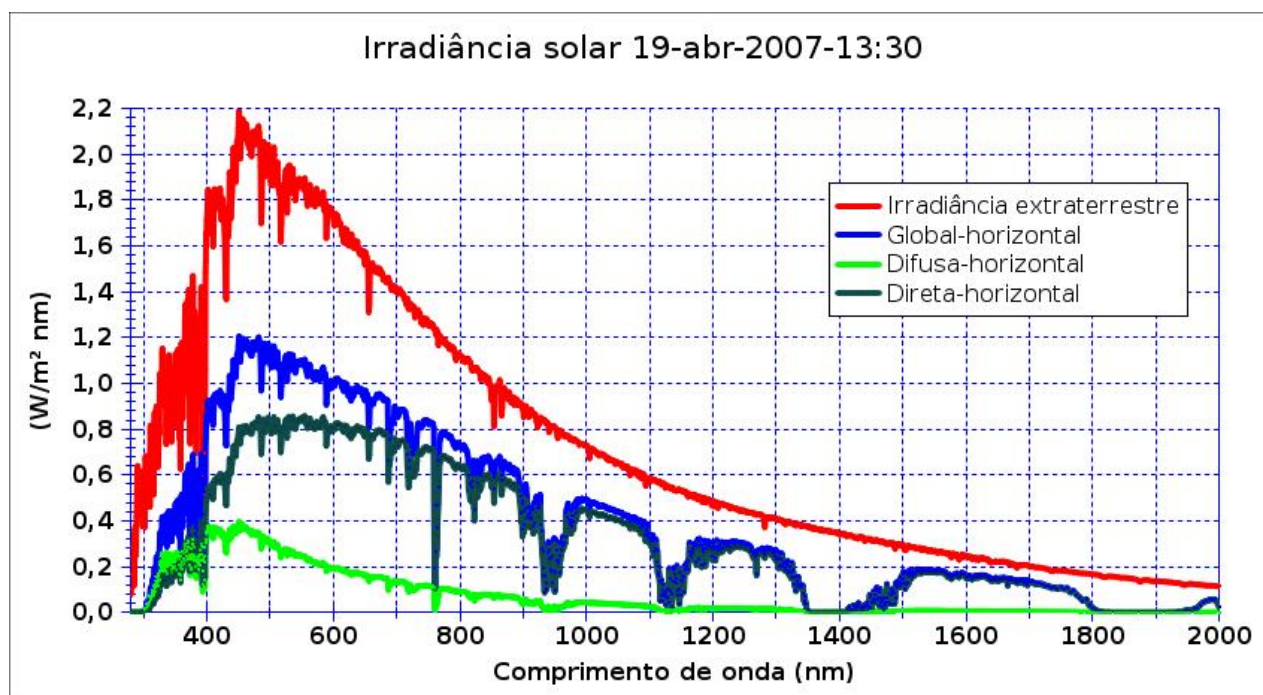


Figura 7.6: Estimativa da irradiância solar no dia 19 de abril de 2007 às 13h30m.

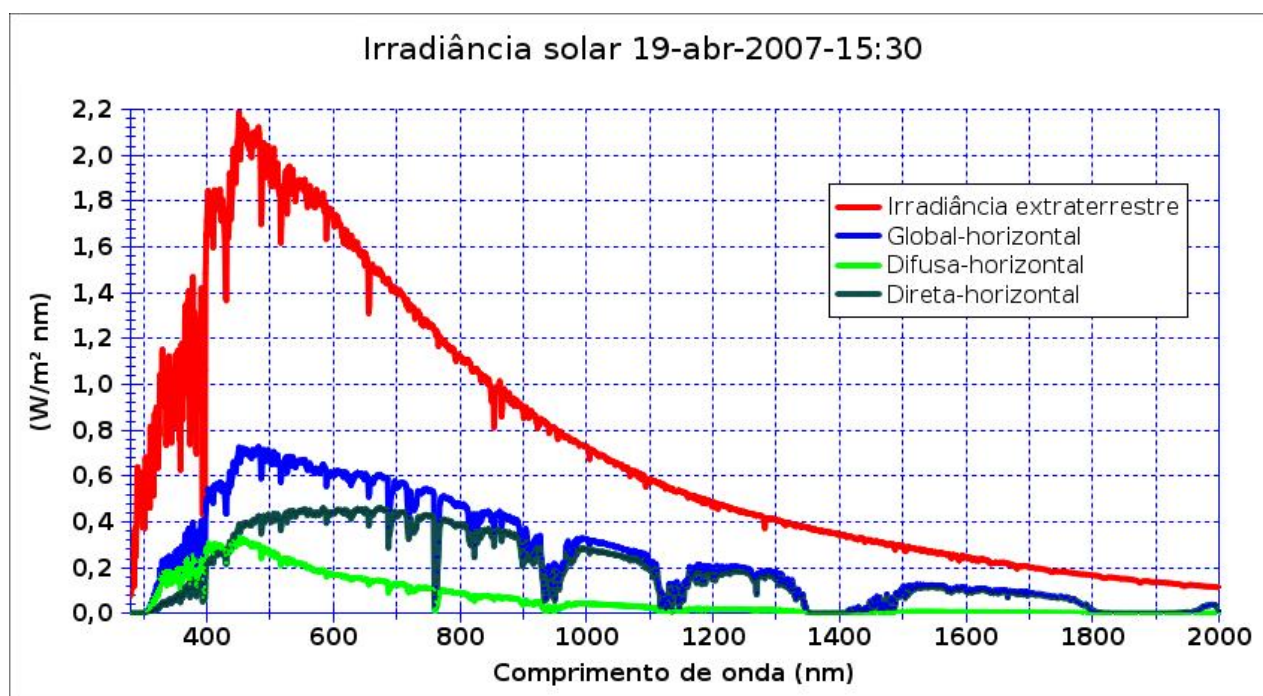


Figura 7.7: Estimativa da irradiância solar no dia 19 de abril de 2007 às 15h30m.

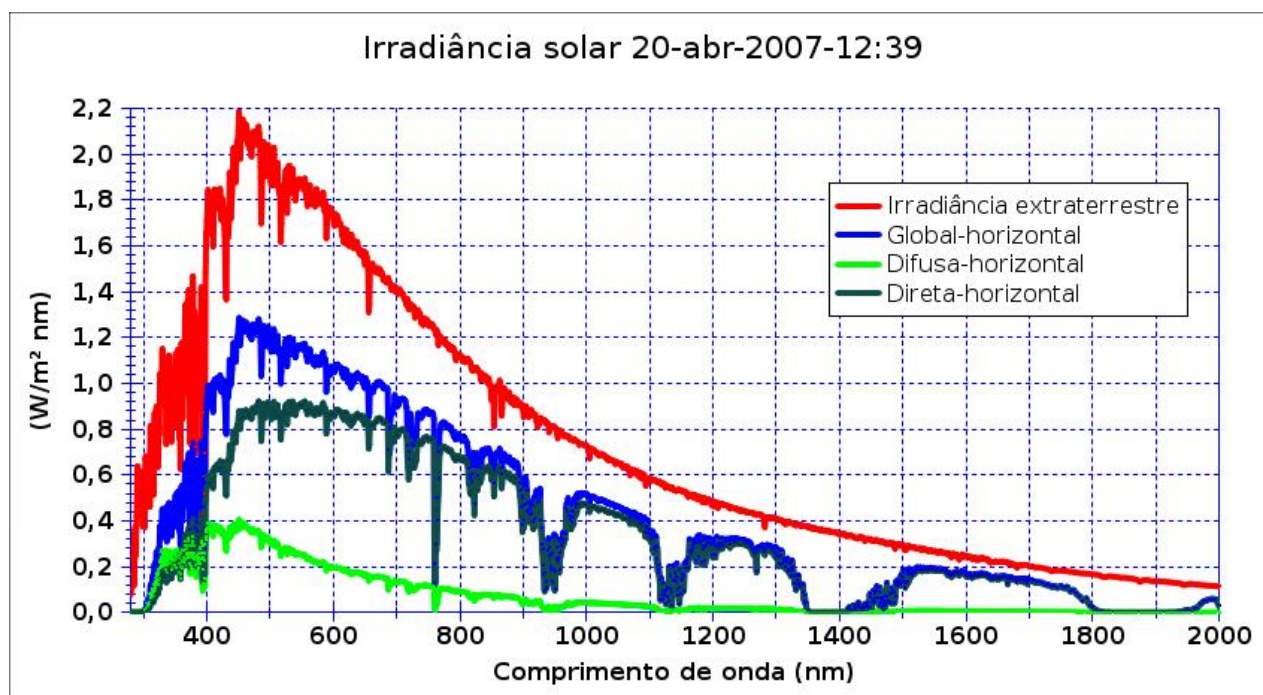


Figura 7.8: Estimativa da irradiância solar no dia 20 de abril de 2007 às 12h39m.

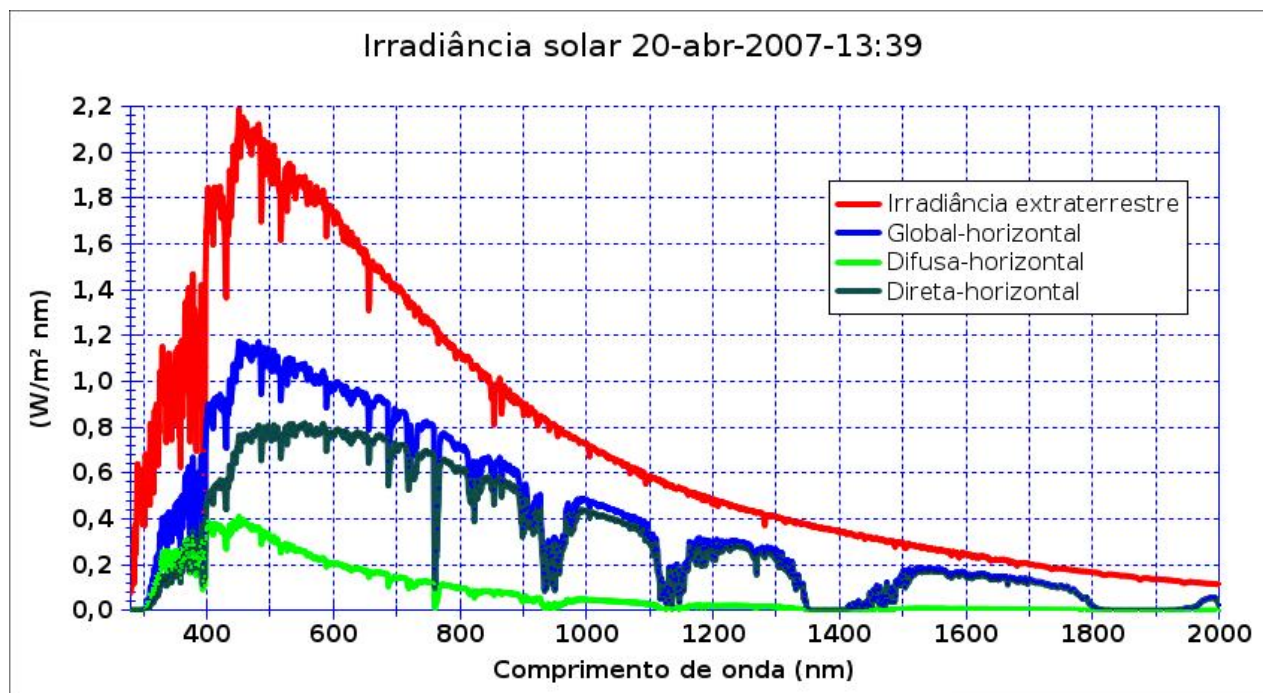


Figura 7.9: Estimativa da irradiância solar no dia 20 de abril de 2007 às 13h39m.

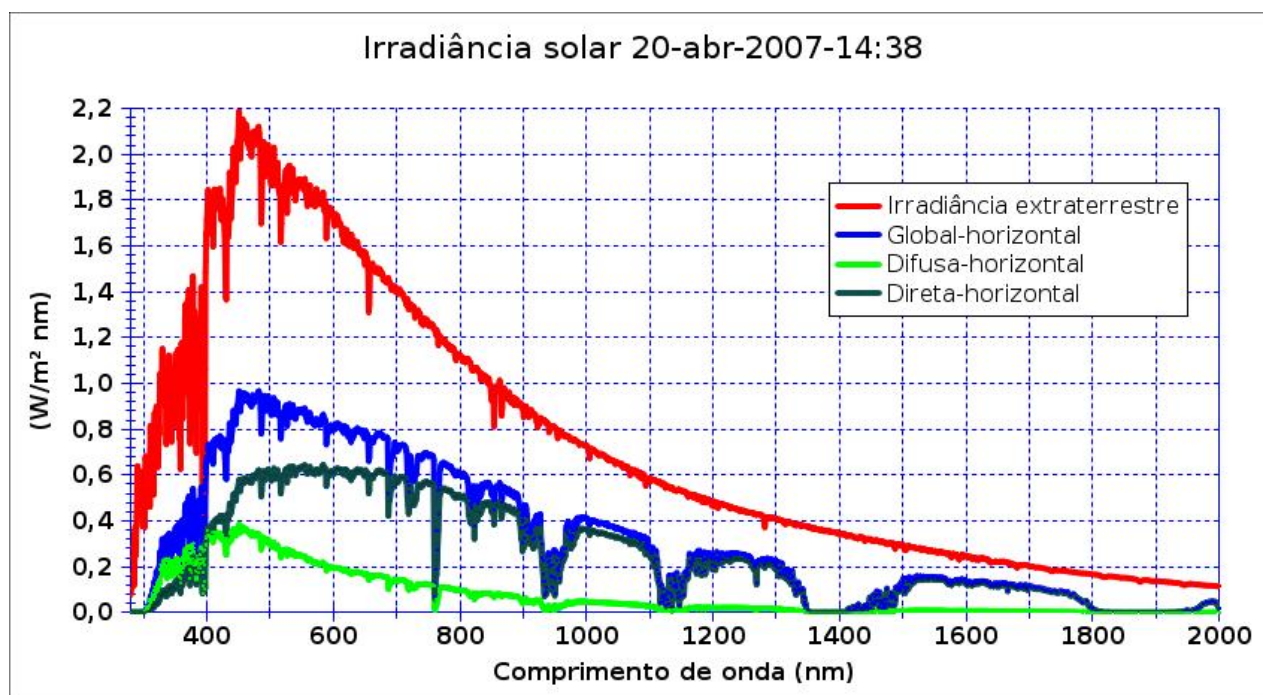


Figura 7.10: Estimativa da irradiância solar no dia 20 de abril de 2007 às 14h38m.

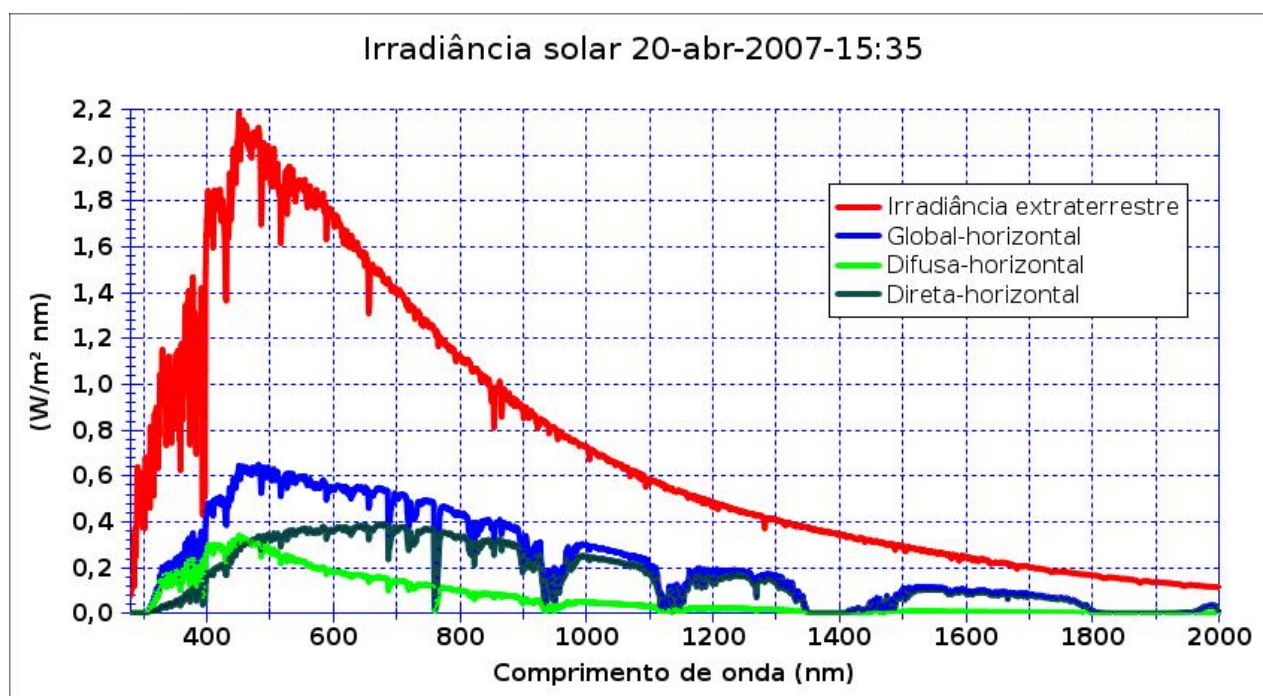


Figura 7.11: Estimativa da irradiância solar no dia 20 de abril de 2007 às 15h35m.

8. CONCLUSÕES

O objetivo deste trabalho foi desenvolver um radiômetro espectral utilizando LEDs como sensores seletivos e empregar os dados fornecidos por este instrumento em um modelo paramétrico simples para caracterização do espectro solar. O objetivo foi alcançado e foi montado o protótipo que está em funcionamento desde meados de 2006.

A primeira etapa, de caráter experimental, foi dedicada quase que exclusivamente ao desenvolvimento do radiômetro espectral. Optou-se por adotar um instrumento com anel de sombra rotativo, desta forma, as componentes direta, difusa e global seriam mensuráveis a partir de um único conjunto de sensores. Houve um extenso trabalho mecânico e eletrônico durante a etapa experimental. Foram testadas várias configurações para a montagem do radiômetro, testes de motores para o anel de sombra, confecção de inúmeros blocos ópticos, entre outras atividades correlacionadas com as questões mecânicas do instrumento. Da mesma forma, vários circuitos eletrônicos foram desenvolvidos para análise da resposta dos LEDs e houve um trabalho bastante exaustivo para obtenção dos valores corretos dos resistores de *shunt* até a versão final do radiômetro. Na fase experimental, também foi desenvolvida uma bancada de testes para medida do fator cosseno do radiômetro. Foram testadas várias geometrias para a colocação dos LEDs no bloco óptico e diversas espessuras para o difusor de *teflon*. Ficou constatado que a resposta angular para a configuração final apresentou um resultado bastante satisfatório.

A etapa teórica deste trabalho foi baseada no desenvolvimento e aplicação de um modelo paramétrico simples para a caracterização do espectro solar. Foi realizada uma ampla consulta bibliográfica sobre o tema e optou-se por utilizar o modelo SMARTS2, proposto por Gueymard [1995]. Além do modelo SMARTS2, foram testados outros modelos paramétricos simples, entre eles, o SPCTRAL2 [Bird e Hutstrom, 1981]. Apesar da sua facilidade de operação, principalmente devido a sua maior simplificação, o modelo SPCTRAL2 em comparação com o algoritmo SMARTS2 apresentou resultados com precisão bem inferior ao modelo proposto por Gueymard em simulações desenvolvidas ao longo desta fase do trabalho. Analisou-se extensamente, por meio de simulações, a resposta dos sensores escolhidos frente a variação dos principais constituintes atmosféricos, entre eles aerossóis, vapor de água e ozônio. A partir do trabalho desenvolvido por Rossini [1997] e após as simulações efetuadas através do modelo SMARTS2, foi constatado a viabilidade de obter a caracterização da irradiância solar utilizando um número reduzido de canais seletivos no radiômetro.

Constatou-se que seriam necessários apenas três detectores seletivos para fornecer os dados de entrada ao modelo paramétrico, sendo eles os sensores com resposta em 525, 820 e 920 nm. Os demais sensores adotados no radiômetro podem ser empregados para análise mais detalhada dos parâmetros ou simplesmente para obtenção do comportamento da irradiância solar nos comprimentos de onda onde estes sensores possuem a máxima sensibilidade.

Foi verificado que a influência do ozônio sobre o espectro solar na região de interesse para a área de energia é muito baixa. A medida sobre a quantidade deste gás na atmosfera através do conjunto de sensores empregados exige um tratamento matemático bastante complexo e implica

em uma precisão bastante elevada dos dados fornecidos pelo radiômetro. Mediante simulações, se verificou que a utilização de valores obtidos pela estimativa de Van Heuklon para a concentração de ozônio não aumenta significativamente o erro na caracterização espectral da irradiância solar. A obtenção experimental da coluna de ozônio pode ser realizada caso sejam empregados dois sensores seletivos em comprimentos de onda menores que 320 nm. Esta proposta pode ser implementada em um futuro trabalho.

Verificou-se que é possível obter dados sobre a espessura óptica de aerossóis a partir de um único sensor seletivo. Um segundo sensor, permite a obtenção das variáveis alfa e beta de Ångström, ou seja, é possível conhecer características dos aerossóis presentes na atmosfera.

A determinação da quantidade de água precipitável pode ser efetuada mediante a utilização de dois sensores seletivos (LEDs) na região do infravermelho próximo. Comparando a resposta fornecida por estes dois sensores, o valor de w é calculado mediante uma adaptação da lei de Beer. Durante a etapa de análise dos primeiros resultados obtidos pelo radiômetro, os valores para a espessura óptica de aerossóis e água precipitável foram validados através de dados fornecidos pelos satélites TERRA e AQUA. Esta metodologia de avaliação torna-se bastante problemática pelo fato que há apenas uma passagem utilizável para cada satélite ao longo de um dia, e os valores obtidos pelo radiômetro devem ser medidos em um intervalo bastante próximo da passagem sobre o zênite local (ou mais próximo deste ponto) do satélite.

A validação dos resultados obtidos pelo modelo espectral foi levada a cabo através da comparação da irradiância global-horizontal obtida pelo sensor de resposta ampla (300 - 1100 nm) composto por um fotodiodo de silício. Os valores fornecidos por este sensor foram confrontados com os medidos pelo piranômetro Eppley com sensor de termopilha durante vários dias. A correlação alcançada foi plenamente satisfatória e possibilita que o radiômetro espectral desenvolvido neste trabalho também possa ser utilizado para medida da irradiância solar total de onda curta e suas componentes: global, direta e difusa. Os valores estimados para a irradiância global-horizontal durante os dias de validação do modelo teórico estão de acordo com os obtidos experimentalmente. O desvio médio total é próximo de 6,8% e o erro médio quadrático foi de 30 W/m^2 . Foi verificado que a maioria dos valores para a irradiância global-horizontal estimados pelo modelo apresentam um valor acima do esperado quando comparados com os medidos. Esta discrepância pode ter origem na opção errônea para os valores de albedo ou uma inadequada escolha de modelo para o comportamento de um determinado parâmetro atmosférico, como os aerossóis. Além disto, os valores para a espessura de aerossóis e quantidade de água precipitável carecem de uma confrontação com outros instrumentos de referência. A possibilidade de existência de nuvens de elevada altitude (principalmente cirrus) não observadas visualmente também deve ser considerada. Há ainda a hipótese dos valores obtidos experimentalmente terem subestimado a componente difusa da irradiância. Isto se deve a fatores locais que envolvem principalmente o campo de visão local. No futuro, é esperado que seja realizada uma nova comparação empregando outros instrumentos para validação das demais componentes da irradiância solar. Isto pode ser efetuado utilizando simultaneamente um pireliômetro para medida da componente direta, um piranômetro com anel de sombra para medida da parcela difusa e outro para determinação da componente global. Deste modo, será possível uma análise isolada dos valores estimados pelo

modelo paramétrico. Também é desejável um confronto entre o espectro fornecido pelo modelo a partir dos dados obtidos pelo radiômetro e o espectro medido através de um espectrorradiômetro de referência.

Em resumo, é possível concluir que os resultados obtidos para a caracterização do espectro solar através do radiômetro espectral construído e da metodologia proposta neste trabalho possuem uma elevada qualidade e confiabilidade, apesar da extrema complexidade envolvida no processo de reconstrução do espectro solar na superfície terrestre tendo como principais dados de entrada apenas a resposta fornecida por três sensores seletivos.

Referências Bibliográficas

- Acharya, Y. B., Jayaraman, A., Ramachandran, S., and Subbaraya, B. H., 1995. "Compact Light-Emitting-Diode Sun Photometer for Atmospheric Optical Depth Measurements", **Applied Optics**, vol. 34, n° 7, pp. 1209-1214.
- Adayefa, Z. B. e Holmgren, B., 1996. "Spectral Solar Irradiance Before and During Har-mattan Dust Speel", **Solar Energy**, vol. 57, n° 3, pp. 195-203.
- 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", **Tel-lus**, vol. 13, pp. 214-223.
- APOGEE, 2007 - documento consultado durante a realização da tese, na página da web: <http://www.apogee-inst.com> última consulta em 1 de julho de 2007.
- Arvesen, J. C.; Griffin, R. N. e Pearson, B. D., 1969. "Determination of Extraterrestrial Solar Spectral Irradiance from a Research Aircraft", **Applied Optics**, vol. 8, p. 2215-2232.
- ASTM, 2000. "**Standard Solar constant and zero air mass solar spectral irradiance tables**", Standard E490-00, American Society for Testing and Materials. West Conshohocken, PA.
- Basso, D., 1980. "**Desenvolvimento, Construção e Calibração de Radiômetros para a Medida da Radiação Solar**", Dissertação de Mestrado em Engenharia - Escola de Engenharia, UFRGS, Programa de Pós-graduação em Engenharia Metalúrgica e dos Materiais - PPGEMM.
- Bird, R. E. e Hulstrom, R. L., 1980. "**Direct Insolation Models**", Solar Energy Research Institute (SERI/NREL)/TR-335-344.
- Bird, R. E. e Hulstrom, R. L., 1981a. "Review, evaluation, and improvement of direct irradiance models", **J. Sol. Energy Eng.**, vol. 103, pp. 182-192.

Bird, R.E. e Hulstrom, R. L., 1981b. “**A Simplified Clear Sky Model for Direct and Diffuse Insolation on Horizontal Surfaces**”, Solar Energy Research Institute (SERI/NREL)/TR-642-761, Golden, CO.

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.

Blanco-Muriel, M.; Alarcon-Padilla, D. C.; Lopea-Moratalla, T. e Lara-Coira, M., 2001. “Computing the Solar Vector”, **Solar Energy**, vol. 70, n° 5, pp. 431-441.

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 Through 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.

Brooks, D. R. e Mims, F. M., III, 2001. “Development of an Inexpensive Handheld LED-Based Sun Photometer for the GLOBE Program”, **Journal of Geophysical Research**, vol. 106, n° D5, pp. 4733-4740.

Chapman, S, 1930. “On Ozone and Atomic Oxygen in the Upper Atmosphere”, **Philosophical Magazine**, vol. 10, p. 369-383.

Chu. D. A.; Kaufman, Y. J.; Zibordi, G.; Chern, J. D.; Mao, J.; Li, C. e Holben, B. N., 2003. “Global Monitoring of Air Pollution Over Land from the Earth Observing System-Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)”, **Journal of Geophysical Research**, vol. 108, D21, pp. 4661-4672.

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, 2007 - documento consultado durante a realização da tese, na página da web: <http://www.inpe.br> último acesso em 1 de julho de 2007.

CRSPE/INPE, 2007 - documento consultado durante a realização da tese, na página da web: <http://www.inpe.br> último acesso em 1 de julho de 2007.

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 NO₂ as a Function of Temperature", **Journal of Geophysical Research**, vol. 93D, pp. 7105-7112.

Dereniak, E. L., e Boreman, G. D., 1996. "**Infrared Detectors and Systems**", John Wiley & Sons, New York.

Dobson, G. M. B., 1931. "A Photoelectric Spectrophotometer for Measuring the Amount of Atmospheric Ozone", **Proceedings of Physics Society**, vol. 43, n° 3, p. 324-328.

Fioletov, V. E.; Griffioen, E.; Kerr, J. B. e Wardle, D. I., 1998. "Influence of Volcanic Sulfurdioxide on Spectral UV Irradiance as Measured by Brewer Spectrophotometers", **Geophysical Research Letters**, vol. 25, n° 10, pp. 1665-1668.

Floyd, L. E.; Reiser, P. A.; Crane, P. C.; Herring, L. C.; Prinz, D. K. e Brueckner, G. E., 1998. "Solar Cycle 22 UV Spectral Irradiance Variability: Current Measurements by SUSIM UARS", **Solar Physics**, vol. 177, pp. 79-87.

Fröhlich, C., 2004. **“Solar Irradiance variability”**, Solar Variability and its Effects on Climate. Geophysical Monograph 141, American Geophysical Union.

Gueymard, C. A., 1993a. **“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 (1993a).

Gueymard, C. A., 1993b. “Mathematically Integrable Parameterization of Clear-Sky Beam and Global Irradiances and its use in Daily Irradiation Applications”, **Solar Energy**, vol. 50, pp. 385-397.

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., 2003a. “Direct Solar Transmittance and Irradiance Predictions With Broadband Models. Part I: Detailed Theoretical Performance Assessment”, **Solar Energy**, vol. 74, pp. 355-379.

Gueymard, C. A., 2003b. “Direct Solar Transmittance and Irradiance Predictions With Broadband Models. Part II: Validation With High-Quality Measurements”, **Solar Energy**, vol. 74, pp. 381-395.

Gueymard, C. A., 2004. “The Sun’s Total and Spectral Irradiance for Solar Energy Applications and Solar radiations Models”, **Solar Energy**, vol. 76, pp. 423-453.

Harrison, L.; Michalsky, J. J. e Berndt J., 1994. “Automated Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer: an Instrument for Optical Depth and Radiation Measurements”, **Applied Optics**, vol. 33, n° 22, pp. 5118-5125.

Heuklon, T. K. Van, 1979. “Estimating Atmospheric Ozone for Solar Radiation Models”, **Solar Energy**, vol. 22, pp. 63-68.

Hirata, Y. e Tani, T., 1995. “Output Variation of Photovoltaic Modules With Environmental Factors - I. The Effect of Spectral Solar Radiation on Photovoltaic Module Output”, **Solar Energy**, vol. 55, n° 6, pp. 463-468.

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, nº 1, pp. 1-16.

Hoyt, D. V. e Schatten, K. H., 1997. **"The Role of the Sun in Climate Changes"**, Oxford University. Press, New York.

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.

King, M. D. e Byrne, D. M., 1976. "A Method for Inferring Total Ozone Content from the Spectral Variation of Total Optical Depth Obtained with Solar Radiometer", **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 33, pp. 2242-2251.

Kirchhoff, V. W. J. H., 1991. **"Introdução à Geofísica Espacial"**, Editora USP, São Paulo.

Kirchhoff, V. W. J. H., 1995. **"Ozônio e Radiação UV-B"**, Transtec Editora, São José dos Campos.

Kline, S. J. e McClintock, F. A., 1953. **"Describing Uncertainties in Single-Sample Experiments"**, conforme citado em Holman, J. P., 1971, *Experimental Methods for Engineers*, McGraw-Hill, New York.

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 μm and 1 μm ", **Applied Optics**, vol. 17, pp. 2114-2118.

Kondratyev K. Y., 1969. **"Radiation in the Atmosphere"**, Academic Press , New York.

Lean, J. L., 1991. "Variations in the Sun's Radiative Output", **Revisions in the Geophysics**, vol. 29, pp. 505-535.

Lean, J. L.; Rottman, G. J.; Kyle, H. L.; Woods, T. N.; Hickey, J. R.; Puga, L. C., 1997. "Detection and Parameterization of Variations in Solar Mid- and Near-ultraviolet (200-400 nm)", **Journal of Geophysical Research**, vol. 102D, pp. 29939-29956.

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.

Limaye, S. S., 2001. "**GLOBE Special Measurement for Water Vapor: The GIFTS Mission Education and Outreach Program**", Proceedings of Sixth Annual GLOBE Conference, July 22-27, Blaine.

Liou, K. N., 1980. "**An Introduction to Atmospheric Radiation**", Academic Press, London.

Lovins, A. B., 2005. "Mais lucro com menos carbono", **Scientific American Brasil**, vol. 41, pp. 66-75.

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

Meeus, J., 1998. "**Astronomical Algorithms**", Willmann-Bell, Inc. Richmond, Virginia.

Michalsky, J. J.; Harrison, L. e LeBaron, B. A., 1987. "Empirical Radiometric Correction of a Silicon Photodiode Rotating Shadowband Pyranometer", **Solar Energy**, vol. 39, n° 2, pp. 87-96.

Michalsky, J. J., 1988. "The Astronomical Almanac's Algorithm for Approximate Solar Position (1950-2050)", **Solar Energy**, vol. 40, n° 3, pp. 227-235.

Michalsky, J. J.; Liljegren, J. C. e Harrison, L. C., 1995. "A Comparison of Sun Photometer Derivations of Total Column Water Vapor and Ozone to Standard Measures of the Same at the Southern Great Plains Atmospheric Radiation Measurement Site", **Journal of Geophysical Research**, vol. 100, pp. 25992-26003.

Mims, F. M., III, 1992. "Sun Photometer With Light-Emitting-Diodes as Spectrally Selective Detectors", **Applied Optics**, vol. 31, n° 33, pp. 6965-6967.

Mims, F. M., III, 2002. "An Inexpensive and Stable LED Sun Photometer for Measuring the Water Vapor Column Over South Texas From 1990 to 2001", **Geophysical Research Letters**, vol. 29, n° 13, pp. 20-24.

Miyazaki, E.; Itami, S. e Araki, T., 1998. "Using a Light-Emitting-Diode as a High-Speed, Wavelength Selective Photodetector", **Review of Scientific Instruments**, vol. 69, n° 11, pp. 3751-3754.

Morys, M.; Mims, F. M., III; Hagerup, S.; Anderson, S. E.; Baker, A.; Kia, J. e Walkup, T., 2001. "Design, Calibration, and Performance of MICROTOPS II Handheld Ozone Monitor and Sun Photometer", **Journal of Geophysical Research**, vol. 106, n° D13, pp. 14573-14582.

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.

Nicolet, M., 1989. "Solar Spectral Irradiances with their Diversity Between 120 and 900 nm", **Planetary Space Science**, vol. 37, pp. 1249-1289.

Parker, E. N., 1997. "Reflections on Macrophysics and the Sun", **Solar Physics**, vol. 176, pp. 219-247.

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

Pierluissi, J. H.; Maragoudakis, C. E. e Tehrani-Movahed, R., 1989 "New LOWTRAN Band Model for Water Vapor", **Applied Optics**, vol. 28, pp. 3792-3795.

Reagan, J. A.; Thome, K.; Herman, B. e Gali, R., 1987. "**Water Vapor Measurements in the 0.94 μ m Absorption Band: Calibration, Measurements, and Data Applications**", International Geoscience Remote Sensing Symposium, IEEE, Ann Arbor, Michigan.

Reid, D. T.; Padgett, M.; McGowan, C.; Sleat, W. E. e Sibbett, W., 1997. "Light-Emitting Diodes as Measurement Devices for Femtosecond Laser Pulses", **Optics Letters**, vol. 22, n° 4, pp. 233-235.

Robinson, N., 1966. **“Solar radiation”**, Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

Rocha, F. J. M., 1992. **“Projeto e Construção de um Pireliômetro Fotovoltaico para Operação Sistemática”**, Dissertação de Mestrado em Engenharia - Escola de Engenharia, UFRGS, Programa de Pós-graduação em Engenharia Mecânica - PROMEC.

Rosete-Aguilar, M.; Ruiz-Mercado, I.; Reygadas, F.; Velasco-Segura, R.; Trejo, Z.; e Erantzcani, L., 2003. **“Caracterización Espectral, Angular y Térmica de Diodos Emisores de Luz Como Detectores Ópticos”**, Proceedings of XLVI Congreso Nacional SMF / XVI Reunión Anual AMO, México, pp. 10V03-1, 10V03-10.

Rossini, E. G., 1997. **“Caracterização do Espectro Solar com um Mínimo de Fil-tros”**, Dissertação de Mestrado em Engenharia - Escola de Engenharia, UFRGS, Programa de Pós-graduação em Engenharia Mecânica - PROMEC.

Rottman, G.; Floyd, L.; Viereck, R., 2004. **“Measurement of the Solar Ultraviolet Ir-radiance”**, Solar Variability and its Effects on Climate. Geophysical Monograph 141, American Geophysical Union.

Seinfeld, J. H., 1985. **“Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution”**, Editora John Wiley & Sons, New York.

Shaw, G. E., 1976. “Error Analysis of Multi-Wavelength Sun Photometry”, **Journal of Pure and Applied Geophysics**, vol. 114, pp. 1-14.

Shettle, E. P. e Green, A. E. S., 1974. “Multiple Scattering Calculation of the Middle Ul-traviolet 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.

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

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

Sromovsky, L. A.; Limaye, S. S.; Fry, P. M.; Knuteson, R. O.; Osborne, B.; Revercomb, H. E.; Tamanachi, R. e Tobin, D. C., 2001. **“Calibration of a Candidate GIFTS/GLOBE Water Vapor Sun Photometer by Intercomparison With Microwave Observations During the 2000 Water Vapor IOP”**, Proceedings of Eleventh ARM Science Team Meeting, March 19-23, Atlanta, pp. 1-8.

VISHAY, 2007 - documento consultado durante a realização da tese, na página da web: <http://www.vishay.com> último acesso em 1 de julho de 2007.

Volz, F. E., 1974. “Economical Multispectral Sun Photometer for Measurements of Aerosol Extinction from 0.44 μm to 1.6 μm and Precipitable Water”, **Applied Optics**, vol. 13, pp. 1732-1733.

YES, 2007 - documento consultado durante a realização da tese, na página da web: <http://www.yesinc.com> último acesso em 1 de julho de 2007.

Walker, J. C. G., 1977. **“Evolution of the Atmosphere”**, Editora MacMillan, New York.

Warneck, P., 1988. **“Chemistry of the Natural Atmosphere”**, Academic Press, Boston.

Wehrli, C., 1985. **“Extraterrestrial Solar Spectrum”**, World Radiation Center, Publication n° 615, Davos, Switzerland.

Wesely, M. L., 1982. “Simplified Techniques to Study Components of Solar Radiation Under Haze and Clouds”, **Journal of Applied Meteorology**, vol. 21, pp. 373-383.

Zanescio, I. e Krenzinger, A., 1993. “The Effects of Atmospheric Parameters on the Global Solar Irradiance and the Current of a Silicon Solar Cell”, **Progress in Photovoltaics Research and Applications**, vol. 1, pp. 169-179.

Zanescio, I., 1991. **“Análise e Construção de um Piranômetro Fotovoltaico”**, Dissertação de Mestrado em Engenharia - Escola de Engenharia, UFRGS, Programa de Pós-graduação em Engenharia Mecânica - PROMEC.

PUBLICAÇÕES REALIZADAS DURANTE O MESTRADO

Haag, R. e Krenzinger, A., 2007. “Determinação do Espectro Solar Através de um Radiômetro Espectral Utilizando Diodos Emissores de Luz”. Congresso Brasileiro de Energia Solar, Fortaleza. **Anais do I Congresso Brasileiro de Energia Solar**.

Haag, R. e Krenzinger, A., 2006. “Radiômetro Espectral Utilizando Diodos Emissores de Luz (LEDs) como Sensores Seletivos de Radiação”. **Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente**, vol. 10, pp. 129-135.

Haag, R. e Krenzinger, A., 2006. “Uso de LEDs Como Sensores Seletivos de Radiação”. V Feira e Congresso de Ar Condicionado, Refrigeração, Aquecimento e Ventilação do Mercosul, Porto Alegre. **Anais do Congresso MERCOFRIO 2006**.

Cavalcante, M. e Haag, R., 2005. “Corpo negro e determinação experimental da constante de Planck”, **Revista Brasileira de Ensino de Física** vol. 27, pp. 343-348.

Cavalcante, M., Tavoraro, C. e Haag, R., 2005. “Experiencias em Física Moderna”, **Revista Brasileira de Ensino de Física**, vol. 6, pp. 75-82.

Haag, R. e Cavalcante, M., 2005. “Corpo Negro e determinação experimental da constante de Planck”, XVI Simpósio Nacional de Ensino de Física, Rio de Janeiro. **Anais do XVI Simpósio Nacional de Ensino de Física**.

A. APÊNDICE I

Neste Apêndice é efetuada a estimativa das incertezas associadas às variáveis utilizadas para obtenção dos parâmetros de entrada empregados no modelo paramétrico. As incertezas dos resultados podem ser determinadas através do método de Kline e McClaiton [1953], sendo calculadas de forma geral, pela seguinte relação:

$$\Delta E = \left[\left(\frac{\partial E}{\partial x_1} \cdot \Delta x_1 \right)^2 + \left(\frac{\partial E}{\partial x_2} \cdot \Delta x_2 \right)^2 + \cdots + \left(\frac{\partial E}{\partial x_n} \cdot \Delta x_n \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A.1})$$

onde ΔE representa a incerteza do resultado e $\Delta x_1, \Delta x_2, \dots, \Delta x_n$ representam as incertezas das variáveis independentes. Os cálculos em alguns casos, podem ser simplificados:

$$\frac{1}{E} \cdot \frac{\partial E}{\partial x_1} = \frac{1}{2x_1}; \frac{1}{E} \cdot \frac{\partial E}{\partial x_2} = \frac{1}{2x_2}; \cdots; \frac{1}{E} \cdot \frac{\partial E}{\partial x_n} = \frac{1}{2x_n}. \quad (\text{A.2})$$

o que resulta na seguinte expressão:

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{1}{2} \cdot \left[\left(\frac{\Delta x_1}{x_1} \right)^2 + \left(\frac{\Delta x_2}{x_2} \right)^2 + \cdots + \left(\frac{\Delta x_n}{x_n} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A.3})$$

Observa-se que a incerteza, ΔE , depende dos quadrados das incertezas de cada variável independente. Por esta razão, as variáveis cuja incerteza tenha um valor muito pequeno, podem ser desprezadas sem prejuízo para a determinação da incerteza total. Considerando as principais variáveis e parâmetros adotados no modelo, pode-se aferir sobre a incerteza nos resultados obtidos a partir da seguinte expressão:

$$\frac{\Delta G_e}{G_e} = \frac{1}{2} \cdot \left[\left(\frac{\Delta \tau_a}{\tau_a} \right)^2 + \left(\frac{\Delta \tau_o}{\tau_o} \right)^2 + \left(\frac{\Delta \rho_{b\lambda}}{\rho_{b\lambda}} \right)^2 + \left(\frac{\Delta \tau_w}{\tau_w} \right)^2 + \left(\frac{\Delta I_e}{I_e} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A.4})$$

onde o último termo à direita representa os erros de medidas pelos instrumentos utilizados, que foram estimados em 0,05, valor absoluto. Este valor leva em consideração o erro no piranômetro Eppley PSP e incerteza nos dados obtidos pelos canais do radiômetro. É desconsiderada a incerteza na determinação da irradiância extraterrestre, leitura da pressão atmosférica local, umidade relativa, valor da massa de ar (assume-se que a variável tempo é cuidadosamente obtida) e ângulo zenital do Sol. A incerteza na determinação da espessura óptica do nitrogênio provoca um erro extremamente baixo no valor da irradiância solar, portanto também será desprezada. A variação da coluna total de ozônio entre 270 e 340 UD, provoca um desvio máximo de 1% no valor da irradiância global-horizontal, considerando uma atmosfera de referência com $p = 1023,25 \text{ mb}$, $\text{RH} = 65\%$, $T_a = 298 \text{ K}$, $u_o = 0,3 \text{ cm}$, $u_n = 0,001 \text{ atm-cm}$, $w = 1,42$, $\text{AOT } 525 \text{ nm} = 0,2$. A incerteza causada pelo erro na determinação da quantidade de água precipitável é dependente de inúmeras variáveis, portanto é complexa a sua estimativa. Para analisar sua incerteza, foi utilizada a atmosfera padrão já mencionada e w variando entre 0,1 e 5 cm e $Z = 10, 45 \text{ e } 80^\circ$. Foi calculado efeito no valor estimado pelo modelo SMARTS2 para a irradiância global-horizontal caso o valor de entrada no modelo para w tenha um erro de 20%

e 100% em relação ao valor definido como exato. Os resultados estão mostrados na Tabela A.1. O mesmo procedimento foi realizado para análise da incerteza na espessura óptica de aerossóis. Foram estipulados três valores de τ_a em 525 nm e sobre as mesmas condições atmosféricas verificou-se o erro absoluto para erros de 20% e 100%, em relação ao valor exato. Observa-se na Tabela A.2 que o erro provocado pela incerteza na espessura óptica de aerossóis na estimativa da irradiância solar global-horizontal cresce com o aumento de AOT e Z . O albedo terrestre é uma variável de difícil determinação pois abrange a região próxima à zona de medida (muito importante instrumentos com inclinação) e até distâncias de várias dezenas de quilômetros. Além disto, o albedo pode apresentar variações sazonais nem sempre bem definidas. A Tabela A.3 apresenta o valor da irradiância solar global-horizontal estimada pelo modelo SMARTS2 para diferentes valores de albedo, variando entre 0,2 e 0,6 em função do ângulo zenital solar. Esta análise foi realizada considerando-se um fator de albedo constante entre 280 e 4000 nm. Como foi exemplificado no Capítulo 4, esta suposição nem sempre é válida, mas foi adotada para facilitar a estimativa da incerteza causada por esta variável bastante complexa. Nota-se que o erro absoluto para estimativa de albedo entre 0,2 e 0,6 é sempre menor que 0,05.

Tabela A.1: Erro absoluto máximo no valor da irradiância global-horizontal para desvio de 20% e 100% no valor de w nos ângulos zenitais de 10° , 45° e 80° .

w exato (cm)	$Z = 10^\circ$	$Z = 45^\circ$	$Z = 80^\circ$
Erro w : $\pm 20\%$			
0,1	0,004	0,005	0,007
1,5	0,008	0,011	0,017
5	0,013	0,015	0,019
Erro $w \pm 100\%$			
0,1	0,017	0,015	0,030
1,5	0,033	0,031	0,053
5	0,039	0,044	0,068

Tabela A.2: Erro absoluto máximo no valor da irradiância global-horizantal para desvio de 20% e 100% no valor de τ_a em 525 nm nos ângulos zenitais de 10° , 45° e 80° .

τ_{525nm} exato	$Z = 10^\circ$	$Z = 45^\circ$	$Z = 80^\circ$
Erro $\tau_{525nm}: \pm 20\%$			
0,1	0,005	0,008	0,023
0,3	0,019	0,025	0,048
1	0,076	0,097	0,145
Erro $\tau_{525nm} \pm 100\%$			
0,1	0,028	0,039	0,110
0,3	0,094	0,062	0,213
1	0,322	0,371	0,419

Tabela A.3: Valor da irradiância global-horizantal (W/m^2) estimada pelo modelo SMARTS2 para distintos valores de albedo entre 0,2 e 0,6 e Z variando entre 0° e 80° .

Z	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6
0°	1055	1065	1077	1088	1100
10°	1037	1047	1058	1069	1081
20°	981	991	1001	1012	1023
30°	891	900	910	919	929
40°	770	778	786	794	803
50°	623	629	635	642	649
60°	456	460	465	470	475
70°	279	282	285	288	291
80°	111	113	114	115	116

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)