

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

KÁTIA MENDES DE BARROS

Análise da Irradiância Ultravioleta Eritematosa
sobre a Região Metropolitana de São Paulo

São Paulo
2016

KÁTIA MENDES DE BARROS

Análise da Irradiância Ultravioleta Eritematosa
sobre a Região Metropolitana de São Paulo

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências. Versão corrigida. O original encontra-se disponível na unidade.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientador(a): Profa. Dra. Marcia Akemi Yamasoe

São Paulo

2016

Ao meu avô, Nelson Mendes (*in memoriam*).

AGRADECIMENTOS

À minha mãe, pela vida, pelo amor, pelo apoio, pelo exemplo.

À minha orientadora, Dra. Marcia Akemi Yamasoe, por acreditar em mim, me desafiar e me incentivar a cada dia.

Ao prof. Dr. Marcelo Corrêa, também por acreditar em mim e me iniciar e incentivar neste lindo mundo da RUV.

Ao meu irmão, Alexandre, minha madrinha, Ana Elisa, e meu namorado, Carlos, pelo constante apoio emocional e motivação.

À Letícia, Guilherme, Néia, Aline, Sid e Andressa por fazerem minhas noites paulistanas menos solitárias.

Aos colegas do IAG, Marco Aurélio, Miriam, Luana, Eleazar, Cristina, Eduardo, Odete, Bionídio, Paulo, Flávio, Mario, Alexandre Tique, Angel, Natália Pillar, Camila, Bruna, Jennifer, Damian, e Miguel por alegrarem meus dias e dividir um pouquinho da tensão (e dos cafés) do mestrado.

Aos colegas do grupo de radiação, Érico, Franciane e também ao Dr. Nilton, pelas diversas conversas e discussões acerca dos nossos trabalhos e da vida no geral.

Aos meninos da informática, Djalma, Samuel e Sebastião, por sempre me acudirem nos momentos de desespero, por serem tão amigáveis e solícitos.

Aos professores do IAG, pela troca de conhecimentos, em especial ao professor Ricardo Hallack por todas as conversas e estímulos sempre e professoras Adalgiza Fornaro e Fátima Andrade pelas relevantes observações na qualificação.

Ao pessoal das secretarias, da biblioteca, da faxina, da gráfica e do almoxarifado, por tornarem nossa vida no IAG mais fácil.

Aos amigos da CAT 2010 que se mantiveram presentes em mais esses 2 anos, compartilhando histórias e dividindo momentos.

A minha família.

Ao CNPQ e a CAPES pelo apoio financeiro.

RESUMO

BARROS, K. M. **Análise da Irradiância Ultravioleta Eritematosa sobre a Região Metropolitana de São Paulo**. 2016. 83 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2016.

A radiação ultravioleta que atinge o topo da atmosfera sofre diversos mecanismos de atenuação na atmosfera até chegar à superfície. Os fatores que têm maior influência sobre esta são a posição geográfica, altitude, presença de aerossóis, nuvens, quantidade de ozônio e albedo da superfície. Diversos estudos tem tentado quantificar a participação de um ou mais atenuadores nesta região espectral. Este trabalho apresenta os resultados da análise da influência de nuvens, aerossóis e da coluna total de ozônio, bem como efeitos de suas variações sobre a radiação ultravioleta eritematosa (UVE) na região metropolitana de São Paulo (RMSP), através de comparações de dados medidos por 2 biômetros UV e UVB-501 com simulações numéricas realizadas com o código de transferência radiativa LibRadtran. Dados do sensor *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS) a bordo dos satélites Nimbus 7, Meteor 3 e Earth Probe e do sensor *Ozone Monitoring Instrument* (OMI) a bordo do satélite Aura foram utilizados para o estudo da climatologia da coluna total de ozônio (TOC) na RMSP. Valores da profundidade óptica do aerossol (AOD) em 550 nm foram calculados a partir de medidas do instrumento CIMEL da rede AERONET, e então selecionados alguns dias de céu sem nuvens para o estudo de três modelos ópticos de aerossol em função do albedo simples em 550 nm, definidos como mais espalhador ($\omega_{0550\text{nm}}=0,96$), moderadamente absorvedor ($\omega_{0550\text{nm}}=0,85$) e mais absorvedor ($\omega_{0550\text{nm}}=0,76$). Foram geradas também simulações de irradiância incidente em superfície no espectro solar total (G) a fim de comparar com os dados do piranômetro CM21. O modelo mais absorvedor foi o que melhor representou a atmosfera tanto no UVE como no G. Para o estudo da variação da TOC e dias com nuvens foi utilizado o modelo moderadamente absorvedor. Variando-se a TOC em $\pm 10\%$ observa-se que a alteração na simulação de UVE é maior do que 10%. Para os dias de nuvem, foi utilizada uma concentração de fundo de aerossol ($\text{AOD}_{550\text{nm}}=0,15$) além dos dados de raio efetivo (Reff) e conteúdo integrado de água líquida/gelo (LWC) do produto 2B-CWC-RO do satélite CloudSat. Devido ao fato de a passagem do satélite ser pontual e as nuvens apresentarem alta variabilidade temporal, os modelos não representaram bem as medições, chegando a superestimar em 185% em um dia com nuvens de gelo. Ao fazer extrapolações nos valores de LWC, porém, foi possível diminuir essa superestimativa para 24% na média. Por fim foram gerados modelos empíricos da dose diária e horária de UVE para a RMSP, além de uma análise individual de cada atenuador em relação à UVE e G, mostrando que além da sazonalidade, as nuvens são o grande responsável pela variação da UVE na RMSP.

Palavras-chave: Radiação ultravioleta; coluna total de ozônio; aerossóis; nuvens; Sensoriamento remoto; Transferência radiativa.

ABSTRACT

BARROS, K. M. Analysis of Erythemat Ultraviolet Irradiance over the Greater São Paulo. 2016. 83 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2016.

The ultraviolet radiation that reaches the top of the atmosphere suffers various attenuation processes in the atmosphere until it reaches the surface. The factors that have the greatest influence on this are geographical position, altitude, aerosols, clouds, ozone and surface albedo. Several studies have attempted to quantify the contribution of one or more attenuators in this spectral region. This study presents the results of the analysis of the influence of clouds, aerosols and total ozone as well as their variations on erythemat ultraviolet radiation (UVE) reaching the surface in the metropolitan area of São Paulo (RMSP) through comparisons between measured data from 2 biometers UV and UV-501 and numerical simulations performed with the radiative transfer code LibRadtran. Data from instrument Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) aboard the satellites Nimbus 7, Meteor 3 and Earth Probe and from the Ozone Monitoring Instrument (OMI) aboard the Aura satellite were used to study the climatology of total ozone column (TOC) in the RMSP. Values of aerosol optical depth (AOD) at 550 nm were calculated from measurements by CIMEL instrument from the AERONET network, and then selected a few days of cloudless skies for the study of three aerosol optical models with varying single scattering albedo at 550 nm defined as more scattering ($\omega_{0550\text{nm}} = 0.96$), moderately absorbing ($\omega_{0550\text{nm}} = 0.85$) and more absorbing ($\omega_{0550\text{nm}} = 0.76$). Simulations in the total solar spectrum (G) were also generated in order to compare with measured data from pyranometer CM21. The more absorbing model best represented the atmosphere for both the UVE and G. To study TOC variation and cloudy days, the moderately absorbing model was used. Varying TOC in $\pm 10\%$, a higher variability was observed in the simulated UVE. For cloudy days, an aerosol background condition ($\text{AOD}_{550\text{nm}} = 0.15$) was used, in addition to the effective radius data (R_{eff}) and liquid water/ice content (LWC), extracted from 2B-CWC-RO product of CloudSat satellite. Because the satellite overpasses are punctual and clouds present high temporal variability, the models did not match the measurements, overestimating by 185% on a day with ice clouds. By making extrapolations in LWC values it was possible to reduce this overestimation to 24% on average. Finally empirical models of daily and hourly dose of UVE for RMSP were generated, and an individual analysis of each attenuator regarding UVE and G, showed that besides the seasonality, clouds are largely responsible for the variation of UVE in the RMSP.

Keywords: Ultraviolet radiation; Total ozone column; Aerosols; Clouds; Remote sensing; Radiative transfer.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Efetividade eritematosa padrão em função do comprimento de onda dada pela CIE.	2
Figura 2: Média mensal longitudinal da coluna total de ozônio (TOC) em função da latitude e mês estimada por instrumentos em superfície para o período 1964-1980. (Fonte: FIOLETOV, 2008)	3
Figura 3: Exemplos do perfil vertical da coluna de ozônio sobre a cidade de São Paulo para dois dias, na estação seca (16 de maio) e úmida (31 de outubro) do ano de 2006. (Fonte: ANDRADE et al., 2012).....	4
Figura 4: Espectro eletromagnético em termos do comprimento de onda (m) e frequência (Hz). (Fonte: Sociedade Brasileira de Física, 2011, adaptado)	10
Figura 5: Perfil vertical da temperatura na atmosfera terrestre. (Fonte: Hartmann, 1994)	11
Figura 6: Direção do espalhamento da radiação incidente em função do tamanho da partícula sendo a) espalhamento Rayleigh; b) espalhamento Mie para $x \sim 1$; c) espalhamento Mie para $x \gg 1$. (Fonte: disponível em http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html . Acesso em 22/02/2015).....	12
Figura 7: Caminho da radiância espectral I_λ ao atravessar um meio e sofrendo atenuação. (Fonte: Liou, 2002)	14
Figura 8: Representação da aproximação da atmosfera plano-paralela.....	15
Figura 9: Biômetro UV-501 no topo do edifício Pelletron (foto tirada em 31 /03/2015).	17
Figura 10: Fotômetro Cimel CE318. (Fonte: http://www.uv.es/euroskyrad/instruments.html . Acesso em 05/01/2016).....	18
Figura 11: Piranômetro CM21. (Fonte: Kipp & Zonen, 2004).....	19
Figura 12: Decomposição da série temporal de TOC para a RMSP para o período 1978-2014. A figura é dividida em 4 partes: a superior é a série da média mensal de TOC (em DU), a segunda são os dados decompostos sazonais (em DU), a terceira a tendência (em DU) e o último o componente restante ou erro.	32
Figura 13: Média sazonal com barra de erros do desvio padrão da média para cada ano de todo o período de estudo para a RMSP e tendência sazonal para a) Primavera; b) Verão; c) Outono e d) Inverno.	34

Figura 14: Dados medidos e modelados do dia 28/07/2008, quando os dados modelados com aumento da TOC estavam mais próximos do medido do que aquele indicado pelo OMI/Aura.	36
Figura 15: Esq.: Ciclo diurno das simulações com os valores medidos de AOD em comparação com os valores medidos de IUV; Dir.: Diferença entre o medido e o simulado (coloridos) para $SZA < 70^\circ$, e o erro do instrumento (preto pontilhado) para o dia 10/06/2007.	37
Figura 16: Esq.: Ciclo diurno das simulações com os valores medidos de AOD em comparação com os valores medidos de IUV; Dir.: Diferença entre o medido e o simulado (coloridos) para $SZA < 70^\circ$, e o erro do instrumento (preto pontilhado) para o dia 08/09/2007.	38
Figura 17: Esq.: Ciclo diurno das simulações com os valores medidos de AOD em comparação com os valores medidos de IUV; Dir.: Diferença entre o medido e o simulado (coloridos) para $SZA < 70^\circ$, e o erro do instrumento (preto pontilhado) para o dia 22/08/2006.	39
Figura 18: Simulações com os dados medidos de AOD e vapor d'água e dados medidos de IUV e G para o dia 20/07/2006.	40
Figura 19: Dados medidos e simulados de IUV para o dia 08/11/2006.	42
Figura 20: Perfil vertical da nuvem no dia 15/02/2008 durante a passagem do CloudSat.	43
Figura 21: Dados medidos e simulados de IUV para o dia 15/02/2008.	44
Figura 22: Perfil vertical das nuvens de gelo no dia 22/03/2015.	45
Figura 23: Dados medidos e simulados com dados do CloudSat e variando o LWC deste para o dia 22/03/2015.	46
Figura 24: Dados medidos e simulados com dados do CloudSat e variando o LWC no espectro solar (G) para o dia 22/03/2015.	47
Figura 25: Dados utilizados para gerar as equações (em vermelho) e para validá-las (em azul) medidos e estimados da dose de UVE (kJ.m^{-2}) para a) céu sem nuvens; b) todas as condições de céu e reta 1x1 (preto).	49
Figura 26: Dados medidos e estimados da dose de UVE (kJ.m^{-2}) utilizados para gerar as equações (em vermelho) e para validá-las (em azul) para a) primavera; b) verão; c) outono e d) inverno e reta 1x1 (preto).	49
Figura 27: Dados medidos e estimados utilizados para gerar as equações (vermelho) e para validá-las (azul) por cada um dos modelos gerados pelas equações 23 – 26 e linha 1x1 (preto).	52

Figura 28: Média mensal e incerteza de R (em azul) próximo ao meio-dia e inclinação do ozônio (em verde) para o período de estudo.	53
Figura 29: Relação entre R e o índice de claridade nos meses de fevereiro (verão) e agosto (inverno) no período de estudo.	53
Figura 30: Relação entre R e a AOD em 380 nm no período de estudo.....	54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Escala do índice ultravioleta divulgada no Brasil de acordo com sua categoria de risco. (Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/uv/ . Último acesso em 16/02/2016).....	2
Tabela 2: Coeficiente de autocorrelação, coeficiente angular e respectiva incerteza do ajuste linear da TOC em função do tempo para cada estação do ano ao longo do período de estudo, sobre a RMSP.	33
Tabela 3: Dados para comparação do topo da nuvem do instrumento MODIS a bordo do Aqua, nos horários das passagens dos dias apresentados neste estudo de caso. As coordenadas apresentadas na tabela representam o ponto central do pixel considerado.....	41
Tabela 4: Propriedades das nuvens de gelo do dia 22/03/2015.....	45
Tabela 5: Equação linear para cada uma das condições analisadas, desvio padrão do coeficiente angular (β), desvio padrão do coeficiente linear (α), coeficiente de determinação (R^2) e raiz quadrada do erro (RMSE).....	48
Tabela 6: Validação dos modelos para céu sem nuvens, todas as condições e cada estação do ano utilizando os dados de 2007 e 2008. Correlação (r) e raiz quadrada do erro (RMSE).	50
Tabela 7: Validação (com os dados de 2007 e 2008) dos modelos de dose horária gerados: correlação (r), erro médio (bias), erro absoluto médio (mabe) e raiz do erro quadrático médio (rmse).....	51

LISTA DE SIGLAS

μ	Cosseno do ângulo zenital solar
δ	Declinação solar
A-TRAIN	<i>The Afternoon Constellation</i>
AERONET	<i>Aerosol Robotic Network</i>
AOD	Profundidade óptica do aerossol
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CFCs	Clorofluorcarbono
CIE	<i>International Commission on Illumination</i>
CMF	<i>Cloud modification factor</i>
CPR	<i>Cloud Profiling Radar</i>
DU	Unidades Dobson
g	Fator de assimetria
G	Radiação solar global total em superfície
G_0	Radiação solar global total no topo da atmosfera
H_0	Ângulo horário
IF	Instituto de Física da USP
IGBP	Programa Internacional da Geosfera - Biosfera
ISCCP	<i>International Satellite Cloud Climatology Project</i>
IUV	Índice ultravioleta
LWC	Conteúdo integrado de água líquida e/ou gelo da nuvem
m	Massa óptica do ar
MED	Dose eritematosa mínima
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautic Spacial Agency</i>
OMI	<i>Ozone Monitoring Instrument</i>
$P(\Theta)$	Função de fase
QBO	Oscilação quase bienal
R	Porcentagem de radiação ultravioleta eritematosa na radiação solar global
Reff	Raio efetivo das gotas da nuvem
RMSP	Região metropolitana de São Paulo
RUV	Radiação ultravioleta

S _{er}	Efetividade eritematosa
SED	Dose eritematosa padrão
SZA	Ângulo zenital solar
TOC	Coluna total de ozônio
TOMS	<i>Total Ozone Mapping Spectrometer</i>
UV ₀	Radiação ultravioleta eritematosa no topo da atmosfera
UVE	Radiação ultravioleta eritematosa
Z	Inclinação da coluna total de ozônio

SUMÁRIO

RESUMO	<i>ii</i>
ABSTRACT	<i>iii</i>
LISTA DE FIGURAS	<i>iv</i>
LISTA DE TABELAS	<i>vii</i>
LISTA DE SIGLAS	<i>viii</i>
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 Radiação Ultravioleta	<i>1</i>
1.2 Coluna total de ozônio	<i>3</i>
1.3 Aerossol Atmosférico	<i>6</i>
1.4 Nuvens	<i>7</i>
1.5 Região Metropolitana de São Paulo	<i>8</i>
1.6 Objetivos do trabalho	<i>9</i>
CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	10
2.1 Radiação Solar	<i>10</i>
2.2 Atmosfera terrestre	<i>10</i>
2.3 Absorção e espalhamento	<i>11</i>
2.4 Caracterização das nuvens	<i>13</i>
2.5 Lei de Beer-Lambert-Bouguer	<i>13</i>
2.6 Equação de transferência radiativa	<i>14</i>
CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS	16
3.1 Radiômetros	<i>16</i>
3.1.1 Biômetros	<i>16</i>
3.1.2 Fotômetro solar CE318A (Cimel Eletronique – 318A)	<i>17</i>
3.1.3 Piranômetro CM21	<i>19</i>
3.2 Coluna total de ozônio	<i>19</i>
3.2.1 Total Ozone Mapping Spectrometer	<i>20</i>
3.2.2 Ozone Monitoring Instrument	<i>21</i>
3.2.3 Análise da coluna total de ozônio sobre a RMSP	<i>21</i>
3.3 Nuvens	<i>22</i>
3.3.1 CloudSat	<i>22</i>
3.3.2 Aqua	<i>23</i>
3.4 Modelos ópticos de aerossol	<i>24</i>
3.5 Código de transferência radiativa - LibRadtran	<i>24</i>
3.5.1 Parâmetros de entrada no LibRadtran	<i>25</i>
3.5.1.1 Fluxo solar	<i>25</i>
3.5.1.2 Atmosfera	<i>25</i>

3.5.1.3	Equação de transferência radiativa.....	25
3.5.1.4	Absorção molecular.....	26
3.5.1.5	Albedo de superfície.....	26
3.5.1.6	Coluna total de ozônio.....	26
3.5.1.7	Representação de aerossóis	26
3.5.1.8	Representação de nuvens.....	27
3.6	<i>Modelos Empíricos</i>	27
3.6.1	Dose diária de UVE (baseado em Sabziparvar, 2009).....	27
3.6.2	Dose horária de UVE (baseado em Villán et al., 2010)	28
3.6.3	Razão entre UVE e G (baseado em Antón et al., 2008).....	28
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES		30
4.1	<i>Climatologia da coluna total de ozônio</i>	30
4.2	<i>Simulação numérica da Radiação Ultravioleta Eritematosa incidente em superfície</i> ...	34
4.2.1	Variações da coluna total de ozônio.....	35
4.2.2	Efeito dos Aerossóis.....	36
4.2.3	Nuvens: Estudos de caso	40
4.3	<i>Modelos empíricos</i>	47
4.3.1	Dose diária de UVE	47
4.3.2	Dose horária de UVE.....	50
4.3.3	Razão entre UVE e G	52
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES		55
CAPÍTULO 6 - SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....		57
CAPÍTULO 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		59

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

A diferença entre a quantidade de radiação solar que chega ao topo da atmosfera e a que alcança a superfície terrestre está relacionada aos diversos constituintes atmosféricos capazes de absorver e espalhar a radiação nas diferentes camadas da atmosfera. A radiação em cada comprimento de onda é absorvida com diferentes eficiências por cada composto presente na atmosfera. Este trabalho tem como objetivo estudar o espectro do ultravioleta (100 – 400 nm) bem como os efeitos dos principais atenuadores deste na atmosfera. Neste primeiro capítulo é introduzida a radiação ultravioleta e os componentes estudados que atuam em sua atenuação na atmosfera.

1.1 Radiação Ultravioleta

A radiação ultravioleta (RUV) é dividida em três bandas: UVC (100-280 nm), UVB (280-315 nm) e UVA (315-400 nm) (WHO, 1982). O UVC é totalmente absorvido nas camadas mais altas da atmosfera, não atingindo a superfície. O UVB é altamente absorvido na estratosfera (aproximadamente 96%) pela camada de ozônio e o UVA é pouco absorvido pela atmosfera, chegando em quase sua totalidade à superfície da Terra. Os fatores que alteram a radiação ultravioleta que chega em superfície são: ângulo de elevação solar, localização geográfica, albedo da superfície, coluna total de ozônio, aerossóis e cobertura de nuvens (FIOLETOV; KERR; FERGUSON, 2010).

A radiação ultravioleta eritematosa (UVE) é um importante objeto de estudo devido aos seus efeitos na saúde da população, pois a exposição em excesso à RUV, pode ocasionar diversos problemas, como câncer de pele, catarata e envelhecimento precoce. É definida como uma ponderação entre os espectros UVA e UVB que causam avermelhamento na pele quando esta é exposta por certo tempo (o tempo para causar avermelhamento depende do tipo de pele) denominada efetividade eritematosa (S_{er}). A figura 1 ilustra a S_{er} em função do comprimento de onda. Nota-se que a UVE é mais sensível ao UVB e diminui a sensibilidade conforme o aumento do comprimento de onda. A curva é gerada pelo valor da efetividade biológica padrão dada pela CIE (*International Commission on Illumination*), proposta por McKinlay e Diffey (1987):

$$S_{er} = \begin{cases} 1 & \text{para } 250 \text{ nm} \leq \lambda \leq 298 \text{ nm;} \\ \exp[0,216(298-\lambda)] & \text{para } 299 \text{ nm} \leq \lambda \leq 328 \text{ nm;} \\ \exp[0,034(139-\lambda)] & \text{para } 329 \text{ nm} \leq \lambda \leq 400 \text{ nm.} \end{cases}$$

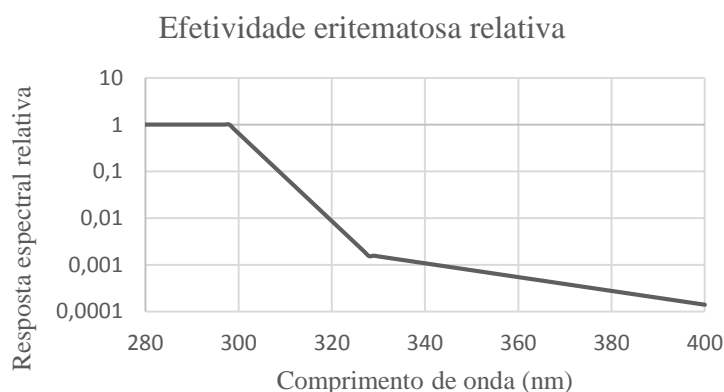


Figura 1: Efetividade eritematosa padrão em função do comprimento de onda dada pela CIE.

O índice ultravioleta (IUV) (WHO, 2002), valor inteiro arredondado e adimensional, é um importante parâmetro de divulgação de níveis de radiação ultravioleta para o público e é calculado em função da irradiância eritematosa, tal que:

$$1 \text{ IUV} = 25 \text{ mW.m}^{-2} \text{ UVE.}$$

No Brasil, os valores diários de IUV são informados à população de acordo com a escala apresentada na tabela 1, dividida em 5 categorias que representam os riscos relacionados ao excesso de exposição.

Tabela 1: Escala do índice ultravioleta divulgada no Brasil de acordo com sua categoria de risco. (Fonte: <http://satelite.cptec.inpe.br/uv/>. Último acesso em 16/02/2016)

CATEGORIA	ÍNDICE ULTRAVIOLETA
BAIXO	≤ 2
MODERADO	3 a 5
ALTO	6 e 7
MUITO ALTO	8 a 10
EXTREMO	11 +

Além do índice ultravioleta, há também outras formas de descrever a radiação UVE. As doses são definidas como a soma de toda a radiação eritematosa recebida em um determinado intervalo de tempo (em J.m^{-2})

A dose eritematosa mínima (MED, do inglês, *minimal erythema dose*), em que o valor de 1 MED é igual a 250 J.m^{-2} , embora muito utilizada, é considerada inadequada pois a quantidade necessária para causar o avermelhamento varia para cada tipo de pele. Por este motivo, em 1998 a CIE passou a recomendar a dose eritematosa padrão (SED, do inglês, *standard erythema dose*), em que $1 \text{ SED} = 100 \text{ J.m}^{-2}$, de acordo com a efetividade eritematosa e independente do tipo de pele (DIFFEY et al., 1997).

1.2 Coluna total de ozônio

Coluna total de ozônio (TOC, do inglês "*total ozone column*") é o nome dado a todo o ozônio integrado em uma dada coluna da atmosfera, desde a superfície até o topo, e é variável ao redor do globo. Ela é calculada em unidades Dobson (DU), em que 100 DU representa 1 mm.cm^{-2} em condições de 273K e 1 atm (DESSLER, 2000).

A média global anual da TOC é definida como 300 DU, sendo menor nos trópicos e maior nas latitudes médias e altas. A figura 2, apresenta a média longitudinal mensal global da TOC, ressaltando-se a alta variabilidade anual nas altas latitudes.

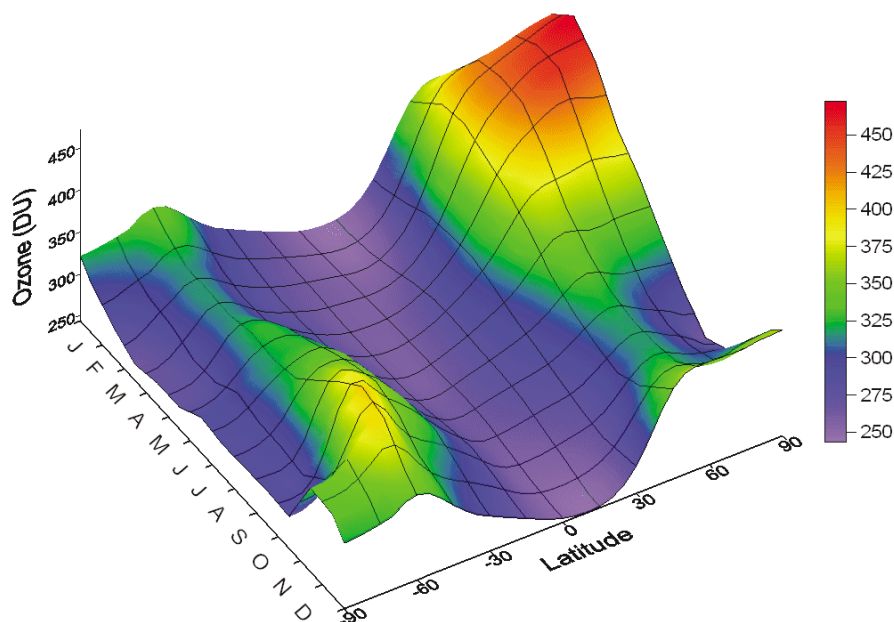


Figura 2: Média mensal longitudinal da coluna total de ozônio (TOC) em função da latitude e mês estimada por instrumentos em superfície para o período 1964-1980. (Fonte: FIOLETOV, 2008)

Aproximadamente 90% da concentração do ozônio estão localizados na estratosfera e 10% na troposfera. Os processos que a controlam são diferentes nestas camadas, sendo que o ozônio estratosférico se forma principalmente nos trópicos e é transportado para as médias e altas latitudes através da circulação de Brewer-Dobson (FIOLETOV, 2008), enquanto o ozônio troposférico é formado a partir de reações dos óxidos de nitrogênio (NO_x) e dos compostos orgânicos voláteis (COVs) na presença de radiação solar (JACOB, 2000). Exemplos do perfil vertical da concentração numérica de ozônio para São Paulo medido em duas estações do ano - seca e úmida - podem ser observados na figura 3. Em ambos os casos o máximo do ozônio encontrava-se em torno de 25 km, porém nota-se que na primavera a concentração de ozônio estratosférico é maior do que no outono (ANDRADE et al., 2012).

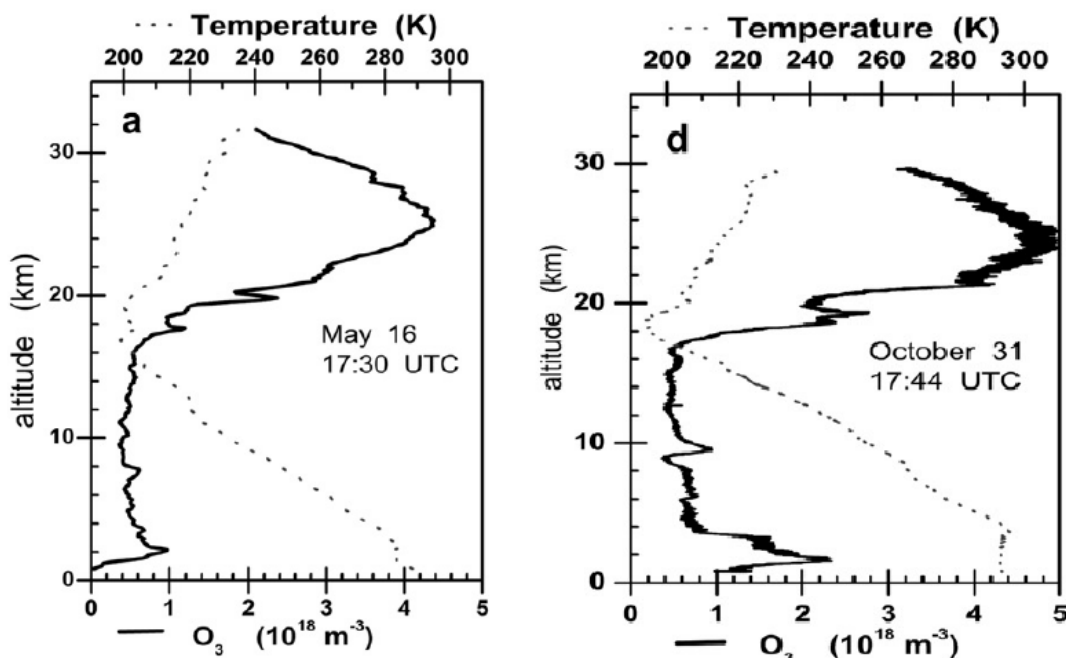
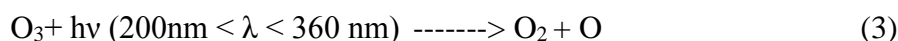
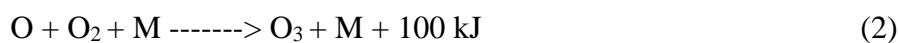
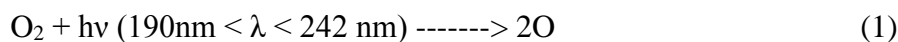


Figura 3: Exemplos do perfil vertical da coluna de ozônio sobre a cidade de São Paulo para dois dias, na estação seca (16 de maio) e úmida (31 de outubro) do ano de 2006. (Fonte: ANDRADE et al., 2012)

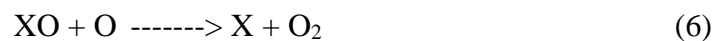
O ciclo natural de formação e consumo do ozônio na estratosfera é chamado de ciclo de Chapman e é dado pelas equações 1-4:





das quais (1) e (2) resultam na formação do ozônio e (3) e (4) ao seu consumo, e, neste caso, levando ao aquecimento fotoquímico da camada. Para que a reação (1) ocorra é necessário haver radiação solar entre os comprimentos de onda 190 e 242 nm e a reação (3) só ocorre se houver radiação solar entre os comprimentos de onda 200 e 360 nm. M é uma terceira molécula, podendo ser nitrogênio (N₂) ou oxigênio (O₂).

O ciclo de Chapman é o responsável pela camada de ozônio e também da existência da estratosfera. Entretanto, ele prevê mais ozônio do que realmente há na estratosfera, porque o ozônio também é consumido por reações catalíticas, de acordo com as equações 5-7:



em que X pode ser hidrogênio (H), hidroxila (OH), monóxido de nitrogênio (NO), bromo (Br) ou cloro (Cl), formados a partir de compostos presentes na atmosfera (DESSLER, 2000) como vapor d'água (H₂O) e metano (CH₄).

Em meados dos anos 1970 pesquisadores descobriram que as atividades humanas estavam depreciando o ozônio estratosférico, intensificando a preocupação com o aumento dos níveis de radiação ultravioleta em superfície (WMO, 2011). Em 1987 o Protocolo de Montreal foi assinado por 46 países (hoje assinado por todos os 197 países) com o objetivo de controlar e assim diminuir as concentrações dos compostos químicos capazes de destruir o ozônio estratosférico (ONU, 2015).

De sua descoberta até meados dos anos 1990, a redução da TOC na média global foi de cerca de 2,5% para todo o período e, a partir dos anos 2000, a diminuição cessou e não houve maiores alterações (WMO, 2014). O local onde houve maior diminuição foi na Antártica, conhecido como “buraco na camada de ozônio”, denominação dada a valores de TOC inferiores ao limiar de 220 DU.

Este fenômeno na Antártica ocorre principalmente na primavera e diferentemente de outros lugares (que tem estimativa de crescimento aos níveis pré 1980 a partir de 2050), não há previsão de retorno aos níveis pré 1980. Tais eventos sazonais vem causando mudanças nas circulações troposféricas no Hemisfério Sul durante o verão, levando a alterações na temperatura da superfície, precipitação e também nos oceanos (WMO, 2014).

Como a maior parte da TOC se encontra na baixa estratosfera, alterações nas circulações troposféricas tem forte influência sobre ela (WEBER et al., 2011). A circulação de Brewer-Dobson é o principal processo dinâmico de transporte do ozônio e devido ao aumento das emissões de gases do efeito estufa, modelos climáticos globais vêm apontando um aumento de sua intensidade para as próximas décadas (YOUNG et al., 2012), o que deve ocasionar um aumento da TOC nas latitudes médias e altas, diminuição na região tropical, remoção mais rápida dos clorofluorcarbonos (CFCs), além de uma maior intrusão do ozônio estratosférico na troposfera (BUTCHART, 2014).

A diminuição da TOC nas regiões tropicais levará ao aumento da UVE nestas, como mostram Bais et al. (2011), que utilizaram 14 modelos climáticos químicos para simular as médias mensais de UVE até 2100, relativos aos valores de 1980. Na média dos modelos, a região tropical foi a que obteve menor variação e a única com aumento de UVE, cerca de 2 - 3%. Já Hegglin e Shepherd (2009), simulando a aceleração da circulação de Brewer-Dobson também em um modelo climático químico, discutem um aumento de 4% do IUV nos trópicos sob condições de céu sem nuvens.

1.3 Aerossol Atmosférico

Os aerossóis atmosféricos são partículas sólidas ou líquidas suspensas na atmosfera, com tamanhos que variam de alguns nanômetros a dezenas de micrômetros. Suas fontes podem ser naturais ou antrópicas e eles são classificados de acordo com suas características químicas e físicas, como composição química, fase, tamanho e concentração (RAES et al., 2000). Na classificação por tamanho, utiliza-se o diâmetro (D) da partícula:

- $D < 0,01 \mu\text{m}$ → partículas da moda de nucleação;
- $0,01 \mu\text{m} < D < 0,1 \mu\text{m}$ → partículas da moda de Aitken;
- $0,1 \mu\text{m} < D < 1 \mu\text{m}$ → moda de acumulação;
- $D > 1 \mu\text{m}$ → partículas de moda grossa.

Os aerossóis maiores do que $1 \mu\text{m}$ geralmente são aerossóis primários, isto é, são emitidos pela fonte diretamente como partículas, como o aerossol marinho e a poeira do solo. Já os menores do que $1 \mu\text{m}$ comumente são aerossóis secundários, que se formam na atmosfera a partir de compostos gasosos para as fases líquida ou sólida. São exemplos o H_2SO_4 (formado pela reação de SO_2 e OH) e o HNO_3 (formado pela reação de NO_2 e OH) (RAES et al., 2000).

Há duas formas de remoção dos aerossóis da atmosfera para a superfície: seca e úmida. A deposição seca é aquela na ausência de precipitação e depende de fatores como o nível de turbulência da atmosfera, propriedades químicas da espécie de deposição e da natureza da superfície e é mais comum em aerossóis primários (RAES et al, 2000). A deposição úmida é o transporte dos aerossóis para a superfície pela chuva ou neve.

Os aerossóis têm grande influência no balanço de radiação do planeta, diretamente por absorverem e espalharem radiação e indiretamente por atuarem como núcleos de condensação de nuvens, auxiliando a formação de nuvens (HAYWOOD; BOUCHER, 2000).

Diversos autores mostram que o aumento da quantidade de aerossóis na atmosfera leva à diminuição da radiação solar em superfície, e que quanto mais absorvedor é o aerossol, maior a diminuição (WENNY et al, 2001). Deng et al. (2012), por exemplo, analisando o UV entre 295 e 385 nm, encontraram que na estação seca em Guangzhou, na China, com altas concentrações de poluição, a atenuação devido aos aerossóis chegou a 62% próximo ao meio dia e Kylling et al. (1998), em uma campanha na Grécia, encontraram uma diminuição da UVB de 5 a 35% se comparado a uma atmosfera limpa.

Neste trabalho os aerossóis são contabilizados na forma da profundidade óptica do aerossol (AOD, do inglês, *aerosol optical depth*), isto é, quanto o aerossol atenua a radiação incidente sobre ele. Valores próximos a 0 são esperados para uma atmosfera limpa, e quanto mais alto o valor da AOD, mais poluída a atmosfera.

1.4 Nuvens

As nuvens podem ser definidas de acordo com a altitude (baixas, médias e altas), tipo, se em sua composição há mais água líquida ou gelo (e quanto de água/gelo), se ela é precipitável ou não, temperatura. Em geral, as nuvens altas tendem a ser mais transparentes à radiação solar do que nuvens médias e baixas, enquanto o contrário é esperado para a radiação terrestre (JOSEFSSON; LANDELIUS, 2000).

Por este motivo, as nuvens interferem no balanço radiativo. Dependendo das características da nuvem, esta pode aumentar ou diminuir a quantidade de radiação que chega em superfície.

No caso da RUV, o efeito das nuvens é menor do que no espectro solar devido ao espalhamento molecular, que é mais eficiente para radiação com comprimentos de onda menores (JOSEFSSON; LANDELIUS, 2000; CALBÓ et al., 2005). O efeito das nuvens esperado para a RUV é que quanto menor o raio efetivo da gotícula da nuvem, maior a

atenuação da radiação nessa região espectral (MATEOS et al., 2014). Também quanto maior o conteúdo de água ou de gelo na nuvem, maior é a atenuação da UVE causada por ela.

Por ter difícil previsibilidade e variar muito em um curto período de tempo (dependendo do tipo da nuvem, em menos de 30 minutos ela pode se formar, precipitar e/ou dissipar), o efeito delas é um dos principais fatores de erro na modelagem e previsão da RUV (CALBÓ et al., 2005).

1.5 Região Metropolitana de São Paulo

A região metropolitana de São Paulo (RMSP) é composta pela cidade de São Paulo e mais 38 cidades adjacentes. Em 2014 a população estimada era de 20,9 milhões de habitantes, segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2014). Está a cerca de 60 quilômetros do oceano Atlântico, a 800 metros acima do nível do mar.

Tem clima tropical com invernos amenos e secos e verões quentes e chuvosos, com precipitação acumulada anual em torno de 1500 mm (INMET, 2009). Os principais sistemas meteorológicos atuando na região são:

- O sistema de monção da América do Sul, descrito por Zhou e Lau (1998), em que a principal diferença da monção da Índia é que ao invés de o vento girar 180°, a anomalia do vento entre a estação seca e chuvosa é que gira;
- Os verões são marcados pela zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que gera um corredor de nebulosidade entre a Amazônia e o oceano Atlântico, transportando muita umidade (KOUSKY, 1988), o que pode levar a dias completamente encobertos de nuvem na RMSP;
- Brisa marítima, que devido à proximidade com o oceano, entra na RMSP no fim da tarde, e no verão juntamente com o aquecimento da superfície leva a chuvas intensas (VEMADO, 2012). Motivo pelo qual não são esperadas altas concentrações de poluição durante o verão;
- Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), um sistema de alta pressão semipermanente, que no verão se posiciona sobre o oceano e leva umidade para o continente e no inverno se desloca para o continente, com ar mais frio e denso. Quando a RMSP está no centro da ASAS, é comum dias sem nuvens e altas concentrações de poluição.
- Frentes, definidas pelo encontro de duas massas de ar com propriedades termodinâmicas diferentes. Geralmente após a passagem de uma frente sobre a RMSP há precipitação.

Pelo fato de o inverno ser muito seco, nessa época são registrados grandes picos de poluição devido à frota veicular, composta por mais de 8 milhões de veículos automotores em 2016 só na cidade de São Paulo (DETRAN, 2016) e ao transporte de fumaça de queimadas no interior do país.

1.6 Objetivos do trabalho

O objetivo principal deste trabalho é avaliar o impacto de diferentes variáveis sobre a irradiância UVE incidente em superfície na região metropolitana de São Paulo.

Os objetivos secundários deste trabalho são:

- Análise climatológica da coluna total de ozônio sobre a cidade de São Paulo estimada a partir de sensores a bordo de satélites;
- Testes com os modelos ópticos de aerossol específicos para a região (CASTANHO, 2005) a partir dos resultados da AERONET (Aerosol Robotic Network, HOLBEN et al., 1998) para avaliar seu efeito sobre a UVE;
- Análise dos perfis verticais das propriedades ópticas e microfísicas de nuvens derivados a partir de medições efetuadas a bordo do Cloudsat;
- Comparar os resultados obtidos numericamente com os valores de irradiância UVE medidos;
- Avaliar modelos empíricos para a irradiância UVE em função da irradiância solar global total incidente em superfície e comparação dos resultados com os valores medidos na mesma localidade.

CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo são apresentados os fundamentos físicos necessários para compreender o trabalho. Uma pequena introdução sobre a radiação solar, a atmosfera terrestre e sobre os princípios de transferência radiativa, como absorção e espalhamento de radiação por uma partícula na atmosfera, a lei de Beer-Lambert-Bouguer, e por fim, a equação de transferência radiativa. A referência geral deste capítulo é Liou (2002).

2.1 Radiação Solar

O Sol é a principal fonte de energia para o planeta Terra. Ele emite radiação em quase todo o espectro eletromagnético, mas principalmente na região com comprimento de onda menor do que $4\mu\text{m}$, e por isso é denominada de radiação de onda curta. A radiação de onda longa é aquela principalmente emitida pela Terra, com comprimento de onda maior que $4\mu\text{m}$. A classificação do espectro eletromagnético nos diferentes intervalos pode ser vista na figura 4.

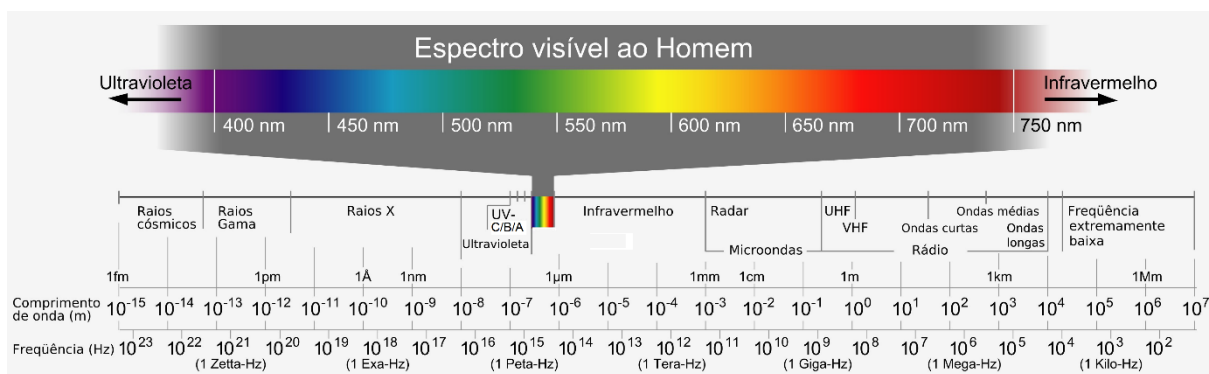


Figura 4: Espectro eletromagnético em termos do comprimento de onda (m) e frequência (Hz).

(Fonte: Sociedade Brasileira de Física, 2011, adaptado)

2.2 Atmosfera terrestre

A atmosfera terrestre é relativamente transparente à radiação solar e opaca para radiação terrestre. Ela geralmente é dividida em 4 camadas, sendo a mais baixa a troposfera, em seguida a estratosfera, mesosfera e termosfera, como mostra a figura 5.

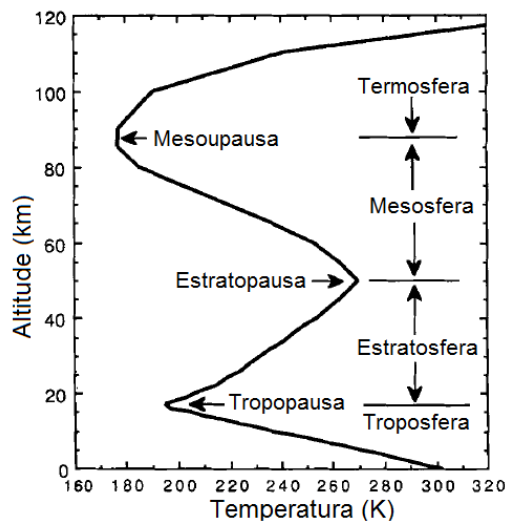


Figura 5: Perfil vertical da temperatura na atmosfera terrestre. (Fonte: Hartmann, 1994)

Na troposfera, a camada mais próxima da superfície, acontecem os principais fenômenos meteorológicos, nela se encontram cerca de 80% da massa de toda a atmosfera e sua temperatura decresce com o aumento da altitude. Na estratosfera este comportamento é invertido, a temperatura aumenta com o aumento da altitude devido à camada de ozônio que absorve radiação ultravioleta, aquecendo assim a camada. A mesosfera segue o mesmo padrão de temperatura da troposfera, porém é muito mais fria que a primeira. Novamente, na termosfera, a temperatura aumenta com a altitude devido aos processos de absorção da radiação pelas moléculas de nitrogênio e oxigênio (HARTMANN, 1994).

2.3 Absorção e espalhamento

A radiação solar, ao entrar na atmosfera, passa por processos de atenuação, ou seja, absorção e/ou espalhamento. A absorção transforma a radiação solar em outras formas de energia enquanto o espalhamento a desvia da direção original. A distribuição angular da radiação incidente para diferentes orientações, causada pelo processo de espalhamento, depende do tamanho da partícula espalhadora e do comprimento de onda da radiação incidente, e para uma partícula esférica de raio a , o parâmetro de tamanho é dado por:

$$x = \frac{2\pi a}{\lambda} \quad (1)$$

em que λ é o comprimento de onda da radiação incidente. Para $x \ll 1$, o espalhamento da radiação é chamado de espalhamento Rayleigh, sendo este simétrico e fortemente dependente do comprimento de onda e, na atmosfera terrestre, provocado majoritariamente pelas moléculas

gasosas. Para $x \geq 1$, o espalhamento é chamado de espalhamento Lorenz-Mie e seu espalhamento é majoritariamente no sentido de propagação do feixe, como mostra a figura 6.



Figura 6: Direção do espalhamento da radiação incidente em função do tamanho da partícula sendo a) espalhamento Rayleigh; b) espalhamento Mie para $x \sim 1$; c) espalhamento Mie para $x \gg 1$. (Fonte: disponível em <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html>. Acesso em 22/02/2015)

A função de fase ($P(\Theta)$) é descrita como a anisotropia da distribuição angular do espalhamento. Por se tratar de uma função matemática muito complexa, para ganho computacional utiliza-se uma aproximação analítica desta função, decompondo em funções polinomiais. Empregando a expansão em polinômios de Legendre, usa-se o primeiro termo, definido como parâmetro de assimetria (g) (VAN DE HULST, 1980). Assim, para

- $g = 0$ têm-se o espalhamento simétrico;
- $g = 1$ têm-se o espalhamento frontal.

Desta simplificação utiliza-se a aproximação de Henyey-Greenstein para a estimativa da função de fase:

$$P(\Theta) = \frac{1-g^2}{(1+g^2-2g \cos \Theta)^{1.5}} \quad (2)$$

em que Θ representa o ângulo entre o feixe incidente e o emergente.

O coeficiente linear de extinção (β) é dado pela soma dos coeficientes lineares de espalhamento (β_e) e absorção (β_a) e está relacionado com a taxa de atenuação da radiação. Assim, para saber quanto da radiação extinta sofre absorção ou espalhamento, define-se o albedo simples:

$$\omega_0(\lambda) = \frac{\beta_e(\lambda)}{\beta_e(\lambda) + \beta_a(\lambda)} = \frac{\beta_e(\lambda)}{\beta(\lambda)} \quad (3)$$

Logo, para um meio totalmente absorvedor $\omega_0=0$ e para um meio totalmente espalhador $\omega_0=1$.

Também em função do coeficiente de extinção define-se a profundidade óptica de extinção das partículas:

$$\tau(\lambda) = - \int_z^{\infty} \beta(\lambda) dz \quad (4)$$

Note que, no caso da atmosfera, por definição, a profundidade óptica é nula no topo e aumenta em direção à superfície.

2.4 Caracterização das nuvens

Para estudar os efeitos das nuvens na RUV são necessários alguns parâmetros, como o conteúdo integrado de água líquida/gelo (LWC, do inglês *liquid water content*) e o raio efetivo (Reff) das gotas. O LWC é dado pela expressão

$$LWC = \int_{base}^{topo} w(z) dz \quad (5)$$

onde $w(z)$ é o conteúdo de água presente na nuvem e pode ser descrito como

$$w = \frac{4\pi}{3} \rho \int r^3 n_g(r) dr$$

em que ρ é a densidade da água, r o raio da gota e n_g a distribuição numérica de gotas.

O raio efetivo das gotas é calculado da seguinte forma:

$$Reff = \frac{\int r^3 n_g(r) dr}{\int r^2 n_g(r) dr} \quad (6)$$

Assumindo que para partículas muito grandes o fator de eficiência Q é de aproximadamente 2, parametriza-se a profundidade óptica da nuvem como

$$\tau_{nuvem} = \frac{3}{2\rho} \frac{LWC}{Reff} \quad (7)$$

2.5 Lei de Beer-Lambert-Bouguer

É definida pela atenuação da radiância solar espectral ao atravessar um comprimento ds , de acordo com a figura 7.

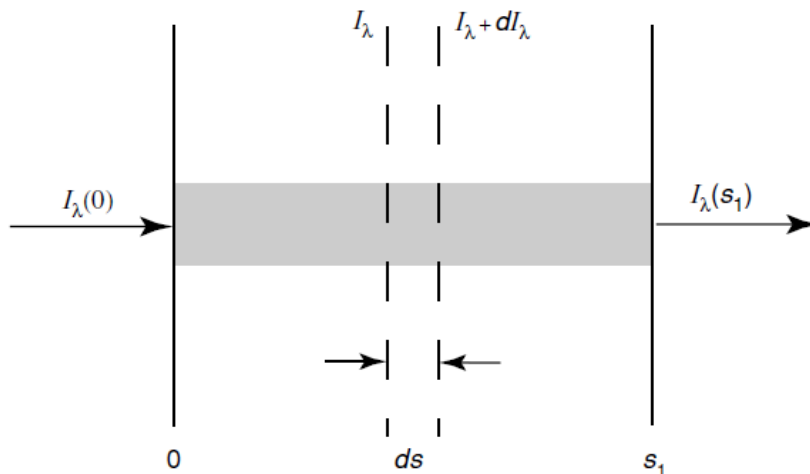


Figura 7: Caminho da radiância espectral I_λ ao atravessar um meio e sofrendo atenuação. (Fonte: Liou, 2002)

Assim, o elemento diferencial da radiância espectral é dado por:

$$dI_\lambda = -I_\lambda \beta(\lambda) ds \quad (8)$$

$$\beta(\lambda) = - \frac{dI_\lambda/I_\lambda}{ds}$$

Fazendo com que a radiância incidente seja $I_\lambda(0)$ e a radiância emergente seja $I_\lambda(s_1)$, integrando obtém-se:

$$\int \beta(\lambda) ds = - \int \frac{dI_\lambda}{I_\lambda}$$

Portanto, a equação da lei de Beer-Lambert-Bouguer é expressa por:

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0) \exp \left[- \int_0^{s_1} \beta(\lambda) ds \right] \quad (9)$$

2.6 Equação de transferência radiativa

A lei de Beer-Lambert-Bouguer considera somente a atenuação por absorção e espalhamento sofrida por um feixe de radiação. Porém, a atmosfera também pode emitir e adicionar mais radiação na direção de interesse. Para considerar todos esses processos de interação da radiação com os constituintes atmosféricos é então utilizada a equação de transferência radiativa:

$$dI_\lambda = - I_\lambda \beta_a ds + B_\lambda \beta_a ds - I_\lambda \beta_e ds + J_\lambda \beta_e ds \quad (10)$$

em que B_λ é a função fonte da emissão e J_λ é a função fonte do espalhamento múltiplo, descrita como:

$$J_\lambda = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I_\lambda P_\lambda d\mu d\phi$$

onde μ é o cosseno do ângulo zenital e ϕ o ângulo azimutal.

De (3) temos que $\beta_e = \omega_0 \beta$ e $\beta_a = [1 - \omega_0] \beta$. Assim, em (10):

$$dI_\lambda = -I_\lambda [1 - \omega_0] \beta ds + B_\lambda [1 - \omega_0] \beta ds - I_\lambda \omega_0 \beta ds + J_\lambda \omega_0 \beta ds$$

$$dI_\lambda = -I_\lambda \beta ds + [1 - \omega_0] B_\lambda \beta ds + \omega_0 J_\lambda \beta ds$$

$$\therefore \frac{dI_\lambda}{\beta ds} = -I_\lambda + [1 - \omega_0] B_\lambda + \omega_0 J_\lambda \quad (11)$$

Aproximando a atmosfera como plano-paralela, isto é, dividindo-a em várias camadas horizontalmente homogêneas para simplificar, como mostra a figura 8, tem-se que:

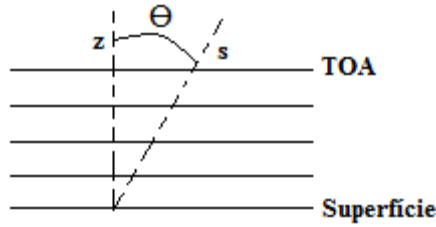


Figura 8: Representação da aproximação da atmosfera plano-paralela.

$$ds = \frac{dz}{\cos\Theta}$$

E chamando $\mu = \cos\Theta$, tem-se:

$$\mu \frac{dI_\lambda}{\beta dz} = -I_\lambda + [1 - \omega_0] B_\lambda + \omega_0 J_\lambda \quad (12)$$

De (4) em (12), obtém-se a forma geral da equação da transferência radiativa:

$$\mu \frac{dI_\lambda}{d\tau} = I_\lambda - [1 - \omega_0] B_\lambda - \omega_0 J_\lambda \quad (13)$$

CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são apresentados os instrumentos utilizados neste trabalho (radiômetros e instrumentos a bordo de satélites), seus princípios de funcionamento e medição de dados, o código de transferência radiativa utilizado e a metodologia de análise de dados.

3.1 Radiômetros

Este subcapítulo apresenta os radiômetros utilizados neste trabalho, todos instalados no topo do edifício Pelletron do Instituto de Física da USP (IFUSP, 23,33° S, 46,44° O).

3.1.1 Biômetros

Dois biômetros foram utilizados nesta pesquisa.

O primeiro, um UVB-501 da Solar Light Co., que mediu radiação solar UV ponderada no espectro de ação eritêmica, no topo do edifício Pelletron de junho de 2005 a maio de 2009, em um intervalo de tempo de 10 minutos (informações coletadas em MED e convertidas para IUV a cada segundo e salvas como uma média a cada 10 minutos). A calibração e manutenção do instrumento foi feita de acordo com as recomendações do fabricante (BERGER; MORYS, 1992). Estes dados foram cedidos pelo professor Marcelo de Paula Corrêa, da UNIFEI.

O segundo biômetro, um UV-501 (figura 9, igual ao anterior, porém com nova nomenclatura) também da Solar Light Co., foi instalado no mesmo ambiente do primeiro biômetro no fim do ano de 2013. Em 2014 ficou desligado por alguns meses (de abril a novembro) e desde então vem fazendo medidas de UVE da mesma forma que o anterior, porém gerando médias a cada minuto. A manutenção é realizada semanalmente e em ambos a acurácia diária é de $\pm 5\%$ para ângulo zenital solar entre 0° e 70° (SOLAR LIGHT Co., 2006).



Figura 9: Biômetro UV-501 no topo do edifício Pelletron (foto tirada em 31 /03/2015).

Nos dois biômetros o princípio de operação é similar: a radiação solar incidente entra no instrumento, este filtra na banda do UVA e/ou UVB, converte em voltagem e amplifica esta radiação. A temperatura do instrumento também é convertida para frequência. Os sinais de frequência são transmitidos para o datalogger onde sofrem um pós-processamento gerando os dados de saída (UVE) em MED/hora (SOLAR LIGHT Co., 2006).

3.1.2 Fotômetro solar CE318A (Cimel Eletronique – 318A)

O fotômetro utilizado neste trabalho é fabricado pela Cimel Eletronique (modelo 318A) e é parte da rede AERONET (*AErosol RObotic NETwork*), que visa construir uma rede global de observações contínuas do aerossol atmosférico em superfície (HOLBEN et al., 1998). O objetivo dessa rede é melhorar o conhecimento dos impactos do aerossol no clima e assim melhorar as previsões de mudanças climáticas a longo prazo.

O instrumento contém dois tubos colimadores, como pode ser visto na figura 10. Eles acompanham o Sol (por um microprocessador programado através da hora, latitude e longitude), um fazendo medidas da radiação solar direta e o outro fazendo medidas da radiância do céu, em diferentes momentos, e o cálculo da AOD é feito baseado na lei de Beer-Lambert-Bouguer (HOLBEN et al., 1998). Quando há chuva, os colimadores se voltam para o nadir para que estes não molhem e assim prevenir danos ao sistema óptico do instrumento.



Figura 10: Fotômetro Cimel CE318. (Fonte: <http://www.uv.es/euroskyrad/instruments.html>. Acesso em 05/01/2016)

As medições diretas são realizadas a cada 15 minutos em oito bandas: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm. Em um intervalo de 30 segundos, são realizadas 3 medições, denominadas tripletos, que mais tarde são usadas para filtrar medições contaminadas por nuvens. As medidas difusas são feitas em 440, 670, 870 e 1020 nm a cada hora, e a acurácia é de 5% ou menos (HOLBEN et al., 1998). Ao fim de cada hora, os dados são transmitidos via satélite para a central de controle da NASA, que faz um primeiro controle de qualidade dos dados e os disponibiliza na página online. Existem três níveis de dados:

- Nível 1.0: os dados passaram pelo controle do triplete e somente são eliminados os casos mais severos de nuvens.
- Nível 1.5: os dados passam por mais um filtro para extrair os dados contaminados por nuvens mais finas.
- Nível 2.0: Estes dados só são disponibilizados quando o instrumento volta para a NASA ao fim de aproximadamente 1 ano de medições para o instrumento ser recalibrado. Os dados passam por mais esse controle e são considerados de máxima qualidade.

O instrumento utilizado neste estudo está em operação no IFUSP desde novembro de 2000 e os dados utilizados são do nível 2.0. A AOD em 550 nm utilizada para cálculos de transferência radiativa foi calculada por valores de AOD em 500 nm e pelo coeficiente de Ångström (α) entre 440 e 675 nm (CORREIA; PIRES, 2006), como mostra a equação 14:

$$AOD_{550\text{ nm}} = AOD_{500\text{ nm}} \cdot \left(\frac{550}{500}\right)^{-\alpha} \quad (14)$$

Também utilizaram-se os dados de vapor d'água da AERONET para o cálculo da irradiância solar total global.

3.1.3 Piranômetro CM21

O Piranômetro CM21 da Kipp & Zonen (figura 11) mede a irradiância solar global total (em $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). Seu intervalo espectral está entre 335 e 2200 nm (95% dos pontos), com erro menor do que $10\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (menor do que 2%, KIPP & ZONEN, 2004).

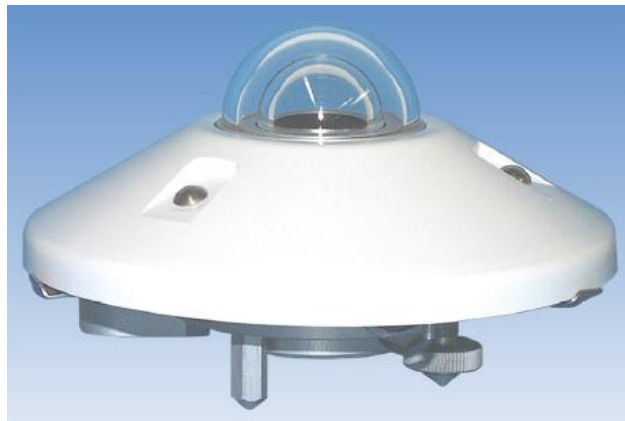


Figura 11: Piranômetro CM21. (Fonte: Kipp & Zonen, 2004)

O instrumento utilizado nesta pesquisa está instalado no topo do edifício Pelletron desde setembro de 2004, sua manutenção é realizada semanalmente e a calibração anualmente, de acordo com o indicado pelo fabricante. Os dados foram utilizados para gerar os modelos empíricos e para comparar com os dados simulados de radiação solar global.

3.2 Coluna total de ozônio

Aqui são descritos os dados da coluna total de ozônio sobre a RMSP estimados através de instrumentos a bordo de satélites. Também é apresentada a metodologia aplicada a eles para o estudo da climatologia e para a utilização no código de transferência radiativa. O algoritmo utilizado no processamento dos dados nos diferentes satélites é o mesmo.

3.2.1 Total Ozone Mapping Spectrometer

Os instrumentos *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS) forneceram o primeiro longo período de estimativas via satélites da coluna total de ozônio, provendo mapas globais diários com alta resolução temporal e espacial. As varreduras dos instrumentos eram na direção transversal ("*cross-track*") à trajetória, medindo a irradiância solar e a radiância retroespalhada pela atmosfera terrestre em 6 comprimentos de onda no espectro ultravioleta, em que 2 eram utilizados para derivar a TOC (317 e 331 nm) e 4 para diagnosticar e corrigir erros (313, 318, 331 e 360 ± 1 nm) (McPETERS et al., 1996; HERMAN et al., 1996; MCPETERS et al., 1998). A radiação absorvida pelo ozônio nesta região espectral é fortemente dependente do comprimento de onda, por isso estes são utilizados para obter a coluna total de ozônio (UCAR, 2012).

Os valores de TOC foram processados e disponibilizados publicamente pela NASA/GSFC TOMS Ozone Processing Team e o algoritmo dos dados do TOMS utilizado neste trabalho é da versão 8.

Os instrumentos TOMS utilizados neste trabalho estavam a bordo de 3 satélites:

- Nimbus 7, lançado em outubro de 1978, se manteve em órbita até 1994, quando parou de funcionar, com dados disponíveis até maio de 1993. Carregava o primeiro instrumento TOMS (McPETERS et al., 1996).
- Meteor 3, coletou dados com o TOMS de agosto de 1991 a novembro de 1994 (HERMAN et al., 1996).
- Earth Probe mediu a TOC de agosto de 1996 a dezembro de 2005, porém entre os dias 04 a 12 de dezembro de 1997 não há dados disponíveis devido a um problema em outro satélite, quando sua altitude em órbita foi alterada de 500 km para 750 km (McPETERS et al., 1998).

Os dados do TOMS são utilizados neste trabalho para fazer a climatologia da coluna total de ozônio, juntamente com os dados do OMI (tópico 3.2.2), formando assim um período de dados diários desde 1978 a 2014 sobre a RMSR. Porém há uma falha entre o fim de 1994 e 1996 devido ao satélite Meteor 3 ter interrompido o envio de dados e o satélite Earth Probe ainda não ter sido lançado na época.

3.2.2 Ozone Monitoring Instrument

O satélite Aura carrega o radiômetro *Ozone Monitoring Instrument* (OMI). Este está na constelação A-Train (*The Afternoon Constellation*), uma constelação de satélites polares que permite fazer medições de diversos parâmetros do sistema Terra-atmosfera em um intervalo de tempo muito curto (de segundos a minutos) e cruza o equador no sentido sul-norte por volta de 13:30 hora local.

O Aura foi lançado em julho de 2004 e continua os registros da coluna total de ozônio dos instrumentos TOMS. Ele faz medidas de radiação solar retroespalhada nas bandas do ultravioleta e visível (entre 264 e 504 nm), com varredura no nadir e resolução espacial para a TOC de 13 km x 24 km².

O algoritmo usado para a recuperação da TOC desse instrumento é o OMI-TOMS, baseado na versão 8 do algoritmo do TOMS (KROON et al., 2008) e tem erro de até 1% (BHARTIA, 2002). Os dados são processados pela *OMI Science Investigator-led Processing System Facility* e disponibilizados publicamente pela *NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center* (OMI Team, 2012).

Em junho de 2007 foi detectada pela primeira vez uma anomalia no nadir, uma diminuição do sinal da radiância. A partir de 2009 esta anomalia cresceu e a maior parte dos dados no nadir (pelo menos 50%) foi perdida.

Para este trabalho, dados diários foram utilizados, tanto na análise climatológica da coluna total de ozônio (entre 02/10/2004 e 31/12/2014) como para as simulações da radiação UVE (no período 2005 a 2015).

3.2.3 Análise da coluna total de ozônio sobre a RMSP

Primeiramente foi feita uma avaliação se os dados dos diferentes satélites em um mesmo período apresentavam diferença significativa. Como os dados mostraram proximidade (diferença menor do que 5%), foi gerada uma série temporal com os dados diários de todos os satélites, desde 1978 até 2015 para os pontos mais próximos a São Paulo, pontos estes definidos pela NASA (dados disponíveis em <ftp://jwocky.gsfc.nasa.gov/>).

Para o estudo da climatologia da TOC, foram calculadas médias mensais e gerados boxplots para cada mês (até 2014), observando-se assim a variabilidade interanual do ozônio sobre a RMSP. Uma decomposição em séries de tempo foi feita, procurando-se identificar padrões na série, de acordo com Hyndman e Athanasopoulos (2013):

$$y_t = S_t + T_t + E_t$$

em que t é o período, y a média mensal, S o componente sazonal, T o componente de tendência e ciclo e E o componente restante.

Da série temporal total de dados, foram separados os dados em estações do ano e calculada uma auto correlação com lag-1 para cada estação de todo o período, necessária para entender quão independentes são os valores da série. Com os valores da auto correlação, foram calculados os tamanhos efetivos da amostra para cada estação e cada ano, de acordo com Wilks (1995). Foram calculados então a média e desvio padrão de cada estação a cada ano, e com o valor do desvio padrão e do tamanho efetivo da amostra calculou-se o desvio padrão da média, necessário para o cálculo da tendência de cada estação de forma estatisticamente robusta.

Para os cálculos de transferência radiativa, utilizaram-se os dados diários como entrada no modelo. Porém, em 2014 e 2015 há uma perda muito grande de dados devido ao problema no nadir do OMI. Para estes dias, quando havia dados no dia anterior e posterior ao com dado inexistente, foi calculada uma média aritmética, tornando assim possível a utilização destes na modelagem da radiação.

3.3 Nuvens

Para a simulação de nuvens com o código de transferência radiativa são necessários alguns parâmetros de entrada. Neste estudo foram utilizadas propriedades ópticas e microfísicas das nuvens derivadas a partir de medições efetuadas por instrumentos a bordo de satélites, como descrito nos subtópicos seguintes.

3.3.1 CloudSat

Para estimar o efeito das nuvens sobre a UVE, as propriedades ópticas necessárias para alimentar o código de transferência radiativa foram extraídas das passagens do CloudSat, outro satélite da constelação A-Train. Sua passagem ocorre 6,17 minutos após o Aura. Todos os satélites desta constelação tem um ciclo de repetição de 16 dias, ou seja, a cada 16 dias ele passa sobre o mesmo ponto na Terra.

A missão CloudSat visa estudar a estrutura vertical das nuvens e assim entender melhor a sua importância no clima. O satélite tem a bordo o instrumento *Cloud Profiling Radar* (CPR), um radar de 94 GHz, que faz medições somente no nadir (STEPHENS et al., 2002), com visada de 1,7 km por 1,3 km e em cada ponto de medição ele divide a atmosfera verticalmente, do topo

até a superfície, em aproximadamente 125 partes iguais, com 240 metros cada intervalo. O centro de processamento de dados do CloudSat (*CloudSat Data Processing Center*) processa todos os dados e gera dezoito produtos. Neste trabalho foi utilizado o produto 2B-CWC-R0, de onde se extraiu os dados de conteúdo integrado de água líquida e gelo (LWC) e raio efetivo (Reff) para cada camada.

As passagens do CloudSat mais próximas à RMSP, estão a 80 quilômetros de distância, utilizando como referência a localização do edifício Pelletron. Assim, extraíram-se os dados da posição geográfica mais próxima e compararam-se as propriedades ópticas do topo da nuvem (raio efetivo, profundidade óptica e conteúdo integrado de água líquida) observada sobre a RMSP e no ponto de passagem do CloudSat utilizando os dados do MODIS a bordo do satélite Aqua. Também foram analisadas as imagens no infravermelho (dos satélites GOES 10, 12 e 13) do horário mais próximo, cartas sinóticas de superfície e altitude (850, 700, 500 e 250 hPa) do CPTEC/INPE e cartas sinóticas de superfície da Marinha (para os dias em que as do CPTEC/INPE não estavam disponíveis) para o horário das 12 UTC, com o objetivo de observar se a cobertura de nuvens tanto na RMSP quanto na passagem do CloudSat correspondia ao mesmo sistema meteorológico. Se todas as informações confirmassem o mesmo sistema na proximidade e na RMSP, então os dados do CloudSat eram utilizados para a modelagem da radiação UVE. Por este motivo, de todos os dias de medições do biômetro e dados do CloudSat, somente 7 dias de nuvens foram considerados na análise.

3.3.2 Aqua

O instrumento *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) está presente em dois satélites: Aqua e Terra. O satélite Aqua está na constelação A-Train (com passagem 1 minuto após o CloudSat) e o satélite Terra cruza o equador no sentido norte-sul no período da manhã, em torno de 10:30 hora local. O objetivo do MODIS é melhorar a compreensão de processos que ocorrem na terra, nos oceanos e na atmosfera através de medições de perfis/propriedades de nuvens, perfis atmosféricos, propriedades do aerossol, e água precipitável (KING et al., 2003).

O satélite Aqua, utilizado neste estudo, foi lançado em maio de 2002. Utilizou-se o produto de nuvens desse instrumento, MYD06_L2, disponibilizados pelo LAADS WEB (<https://ladsweb.nascom.nasa.gov/>), e os dados utilizados para comparação das nuvens nas 2

diferentes posições geográficas foram o raio efetivo, profundidade óptica e conteúdo integrado de água da nuvem.

3.4 Modelos ópticos de aerossol

Para simular a presença de aerossóis nos modelos de tempo, clima e de transferência radiativa deve-se caracterizar bem estes em função de suas propriedades ópticas.

Neste trabalho utilizou-se um conjunto de modelos de propriedades ópticas de aerossóis para a RMSR desenvolvido por Castanho (2005), definidos em função do albedo simples em 550 nm. Para cada modelo, valores de albedo simples (ω_0), parâmetro de assimetria (g) e eficiência de extinção (β_e), em 35 comprimentos de onda no espectro solar (entre 200 e 3173 nm) são fornecidos. Para chegar a tais modelos ópticos, Castanho (2005) efetuou a análise estatística de agrupamento (do inglês, *cluster*) da base de dados da AERONET em São Paulo (já descrito neste trabalho), utilizando a distribuição de tamanho e o índice de refração real e imaginário. Uma vez separados os grupos, correspondentes a diferentes modelos ópticos e, portanto, diferentes tipos de aerossol, a autora determinou valores médios e, com base na teoria Mie de aerossóis esféricos estimou os demais parâmetros necessários para a resolução da ETR. Os modelos considerados neste trabalho são:

- Modelo absorvedor: $\omega_{0(550\text{nm})}=0,76$;
- Modelo moderadamente absorvedor: $\omega_{0(550\text{nm})}=0,85$;
- Modelo espalhador: $\omega_{0(550\text{nm})}=0,96$.

3.5 Código de transferência radiativa - LibRadtran

O modelo de transferência radiativa LibRadtran permite estimar valores de grandezas radiométricas (espectrais ou integradas) em diferentes níveis da atmosfera, desde a superfície até o topo, para diversas condições, em todo o espectro solar e termal. Nele é possível escolher qual aproximação da equação de transferência radiativa é mais apropriada, qual tipo de atmosfera (1D, 3D, plano-paralela ou pseudo-esférica), a grandeza radiométrica (radiância, irradiância, fluxo actínico, ou taxa de aquecimento radiativo) e também em quais comprimentos de onda. É possível inserir diversas opções como aerossóis, nuvens e outras (MAYER; KYLLING, 2005). O código foi utilizado para avaliar numericamente o efeito isolado de aerossóis e nuvens sobre a UVE incidente em superfície, efetuar estudos de sensibilidade e

comparar os resultados estimados numericamente com os valores medidos de UVE sobre a RMSP.

3.5.1 Parâmetros de entrada no LibRadtran

3.5.1.1 Fluxo solar

Diferentes valores da irradiância solar espectral incidente no topo da atmosfera são disponibilizados pelo LibRadtran, propostos por distintos autores. Neste trabalho utilizou-se a 'NewGuey2003', em que a constante solar considerada vale $1366,1 \text{ W.m}^{-2}$ com 2460 comprimentos de onda entre 0,5 nm e 1000 μm , variando em intervalos de 0,5 nm na banda do UV, 1 nm entre 400 e 1705 nm, 5 nm entre 1705 e 4000 nm e intervalos maiores acima disso (GUEYMARD, 2004). Os cálculos da irradiância UVE em superfície foram realizados nos comprimentos de onda entre 280 e 700 nm (devido ao valor de AOD em 550 nm), ponderados pela equação recomendada pela CIE para o cálculo da irradiância UVE e os cálculos da irradiância solar entre 280 e 3000 nm.

3.5.1.2 Atmosfera

O modelo disponibiliza 6 diferentes tipos de atmosfera padrão, em que a altitude acima do nível do mar, pressão, temperatura e densidades do ar, do ozônio, do oxigênio, do vapor d'água, do dióxido de carbono e do dióxido de nitrogênio são especificados, podendo-se alterar estes valores no modelo. O perfil vertical da atmosfera utilizado foi o 'afgl', que representa uma atmosfera tropical (MAYER et al., 2015).

3.5.1.3 Equação de transferência radiativa

Há 9 aproximações da equação de transferência radiativa que podem ser resolvidas pelo modelo. Elas variam principalmente de acordo com a geometria e as quantidades radiométricas. Foi utilizada a 'twostr' ou método de dois fluxos (KYLING et al., 1995), que representa uma atmosfera 1D, pseudo-esférica e que calcula tanto a irradiância quanto o fluxo actínico.

3.5.1.4 Absorção molecular

Há 5 maneiras de integrar espectralmente a grandeza radiométrica de interesse. Utilizou-se o cálculo pseudo-espectral 'lowtran', adaptado do código de transferência radiativa SBDART (RICCHIAZZI et al., 1998), que inclui o efeito de todas as espécies moleculares radiativamente ativas na atmosfera, porém com menor tempo computacional do que cálculos linha a linha (MAYER; KYLLING, 2005).

3.5.1.5 Albedo de superfície

É fornecida uma biblioteca com 20 tipos de superfície, sendo 17 destas definidas pelo Programa Internacional da Geosfera - Biosfera (IGBP). Pode-se usar essa biblioteca ou também especificar valores de refletância de superfície em diferentes comprimentos de onda. Utilizou-se o albedo da biblioteca que representa uma superfície urbana.

3.5.1.6 Coluna total de ozônio

Para o valor diário da TOC foi usado o estimado pelo satélite AURA com o instrumento OMI. Foram feitas também variações em mais ou menos 10% para cada dia dos casos estudados de nuvens e aerossóis para analisar a influência dessa incerteza na estimativa da UVE incidente em superfície.

3.5.1.7 Representação de aerossóis

Para a representação de aerossóis foi utilizado o conjunto de modelos ópticos de aerossóis desenvolvido por Castanho (2005). Para as simulações em dias de nuvens, utilizou-se o modelo moderadamente absorvedor ($\omega_0=0,85$) por ser o modelo médio, enquanto para os dias de sem nuvens os 3 modelos, mais absorvedor, moderadamente absorvedor e mais espalhador foram avaliados.

Quanto à AOD em 550 nm, para os dias com nuvens calculou-se um valor fixo ($AOD_{550nm}=0,15$) gerado em função da frequência de AODs medidas na região, e nos dias de simulação sem nuvens, a AOD em 550 nm utilizada era a medida a cada instante pelo CIMEL, ponderados pelo intervalo de tempo. Os dias sem nuvens escolhidos foram aqueles em que

havia quantidade suficiente de dados do CIMEL para que houvesse pouca interpolação e os dados representassem de forma mais real a atmosfera momentânea.

3.5.1.8 Representação de nuvens

Para representar as nuvens, foram utilizados os dados de raio efetivo (Reff) e conteúdo integrado de água líquida e/ou gelo (LWC) para cada camada de nuvens na atmosfera. Para nuvens de água líquida utilizou-se a parametrização padrão do LibRadtran de Hu e Stamnes (1993), para converter as propriedades microfísicas em ópticas, enquanto para nuvens de gelo utilizou-se a propriedade de 'yang' e formato 'droxtals', isto é, um cristal de gelo pequeno e não esférico devido ao tamanho do raio efetivo. O raio efetivo neste formato pode variar de 9,48 a 292,32 μm no modelo. Para a representação de nuvens rodou-se o modelo de 1 hora antes a 1 hora depois da passagem do satélite, em intervalos de 10 minutos entre as rodadas. Por fim, variou-se em $\pm 10\%$ o Reff, LWC e a base da nuvem, esta última também alterando-se em $\pm 20\%$ para observar as alterações da UVE.

3.6 Modelos Empíricos

Modelos empíricos são modelos não físicos baseados em observações e experimentos. Geralmente são determinados em função de técnicas estatísticas de regressão e são importantes não só para fazer previsões futuras como também para simular dados passados inexistentes.

Nesta seção são descritos alguns modelos utilizados na literatura para estimar a UVE em superfície a partir de medições da irradiância solar global. Também são discutidas as alterações efetuadas em tais modelos de tal forma a adequá-los para a RMS, tornando assim possível estimar os dados de IUV para a região quando da falta de um instrumento apropriado para tal, como no período 2009 – 2014.

3.6.1 Dose diária de UVE (baseado em Sabziparvar, 2009)

Neste modelo empírico foram utilizadas as doses diárias da radiação UVE (em kJ.m^{-2}) e da radiação solar global (G, em MJ.m^{-2}) para gerar uma equação da dose de UVE em função de G. Gerou-se uma equação para dias sem nuvens, uma anual e para cada estação do ano para o céu em todas as condições (isto é, com nuvens e poluída). Utilizaram-se os dados de 2005, 2006 e 2009 para gerar as equações e os dados de 2007 e 2008 para fazer a validação.

3.6.2 Dose horária de UVE (baseado em Villán et al., 2010)

No artigo de Villán et al. (2010), são discutidos 2 modelos de dose horária de UVE (e 1 de G) sob condições sem nuvens e 5 modelos sob todas as condições do céu, sendo que em 2 deles é utilizado o fator de modificação de nuvens (CMF, do inglês, *cloud modification factor*). Alguns destes modelos são aqui reproduzidos para a RMSP.

O primeiro dado necessário é a dose horária medida de UVE e G (ambos em kJ.m^{-2}). Calculou-se então a massa óptica do ar (m , KASTEN; YOUNG, 1989):

$$m = \frac{1}{\cos(\text{SZA}) + 0,50572(96,07995 - \text{SZA})^{-1,6364}} \quad (15)$$

onde SZA é o ângulo zenital solar.

Em seguida, calculou-se o índice de claridade horária da radiação solar global (k_t):

$$k_t = \frac{G}{G_0} \quad (16)$$

onde G_0 é a irradiância solar global incidente sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera (Iqbal, 1983) definida como:

$$G_0 = I_{SC}(G) * E_0 * (\sin \theta * \sin \delta + 0,9972 * \cos \theta * \cos \delta * \cos H_0) \quad (17)$$

em que $I_{SC}(G)$ é a dose horária da radiação solar global no topo da atmosfera ($I_{SC}(G)=4917,96 \text{ kJ.m}^{-2}$), E_0 a correção da distância Terra-Sol do dia, θ a latitude ($-23,5474^\circ$), δ a declinação solar e H_0 o ângulo horário. A equação 17 é também utilizada para calcular o valor de UVE no topo da atmosfera (UV_0), sendo que $I_{SC}(UVE)=36,36 \text{ kJ.m}^{-2}$.

Para diferenciar os horários sem nuvens dos horários sob todas as condições, que incluem os horários de céu parcial ou totalmente nublado, aplicou-se a seguinte classificação (Antón et al., 2008):

- $k_t > 0,75$: céu sem nuvens;
- $k_t \leq 0,75$: sob todas as condições.

Nesses modelos também os dados de 2005, 2006 e 2009 foram utilizados para gerar os modelos e os de 2007 e 2008 para a validação.

3.6.3 Razão entre UVE e G (baseado em Antón et al., 2008)

Este modelo representa uma análise da UVE em relação à irradiância solar global total sob os efeitos do ozônio, aerossol e nuvens para a RMSP. Para isto foram utilizados dados diários em torno do meio dia local da irradiância UVE e G, a taxa entre UVE e G (R , que indica a porcentagem de UVE na irradiância solar global total) calculada da seguinte forma:

$$R(\%) = 100 * \frac{UVE}{G} \quad (18)$$

Também utilizaram-se os dados de AOD em 380 nm do fotômetro CIMEL, índice de claridade (k_t , como descrito no item anterior e sob as mesmas condições) e inclinação da coluna de ozônio (que representa a real quantidade de ozônio que a radiação solar cruza na atmosfera), dada por:

$$Z = \frac{TOC}{\mu} \quad (19)$$

em que μ é o cosseno do SZA. Para esta análise foram utilizados os dados de 2005 a 2009.

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados os resultados e as análises das mesmas.

4.1 Climatologia da coluna total de ozônio

Os extremos da série climatológica de TOC sobre a RMSP foram encontrados em 25/04/1994 (mínima de 219 DU) e 16/09/1989 (máxima de 343 DU). Para todo o período, a média da TOC esteve em torno de 271 (± 16) DU, sendo que há tendências na série, como mostrado na decomposição em séries de tempo (figura 12). A decomposição é dividida em 4 partes, sendo a do topo as médias mensais para cada mês de todo o período. Para o intervalo em que não há dados (final de 1994 a 1996) o próprio algoritmo fez a interpolação de dados. Nota-se que somente em 2 pontos a média ficou acima de 300 DU, sendo que o primeiro representou os meses de setembro e outubro de 1989 (302 e 308 DU, respectivamente) e setembro de 1991 (305 DU). Após esse período não houve mais extremos de máxima, e observa-se que os valores mínimos ficaram próximos do que eram os picos de mínimo no período anterior aos anos 1990.

No segundo gráfico da figura 12 é apresentada a componente sazonal. Esta é bem definida ao longo do ano, com máximos durante a primavera (setembro a novembro) e mínimos durante o outono (março a maio). De acordo com Corrêa e Plana-Fattori (2006), o aumento da temperatura provoca instabilidade na estratosfera gerada pelo calor resultante da absorção de radiação, o que leva à diminuição da produção do ozônio e, por consequência, o decaimento da sua concentração ao longo do verão, com os menores valores durante o outono. A variação sazonal é pequena (cerca de 25 DU entre o valor máximo e o mínimo) em comparação com outras latitudes, como mostrado na figura 2, que ilustra alguns lugares onde a variação pode chegar a mais de 100 DU entre os períodos de máximo e mínimo.

Voltando à figura 12, o terceiro gráfico apresenta a tendência da TOC ao longo dos anos, indicando que outros fatores podem causar variabilidade na TOC além do esperado pelo efeito da sazonalidade. Esses fatores podem estar relacionados aos ciclos solares, erupções vulcânicas, variações na circulação de Brewer Dobson, oscilação quase bienal (QBO, do inglês, *quasi-biennial oscillation*) e também à concentração de CFCs (FIOLETOV, 2008). Durante os máximos dos ciclos solares há mais RUV disponível, aumentando a eficiência da produção de ozônio na estratosfera (SHINDELL, 1999), ressaltado também por Soukharev e Hood (2006),

que discutiram o aumento da TOC no final dos anos 1990 na região tropical relacionando-o à aproximação do máximo do ciclo solar 23. O mesmo pode ser observado na figura 12, em que a tendência nos máximos dos ciclos 21, 22 e 23 (por volta dos anos 1980, 1990 e 2000) é de aumento da TOC. A tendência negativa durante 1992 e 1993 pode estar ligada à erupção do Monte Pinatubo, em junho de 1991, que emitiu grandes quantidades de aerossóis (SO_2) na estratosfera, alterando as taxas de produção de ozônio (PITARI; MANCINI, 2002).

O componente restante (ou erro), apresentado no último quadro pode ser afetado por fatores meteorológicos (DOBSON; HARRIS, 1926, apud FIOLETOV, 2008), como temperaturas estratosféricas mais baixas e também por variações da altura geopotencial (OHRING; MUENCH, 1959).

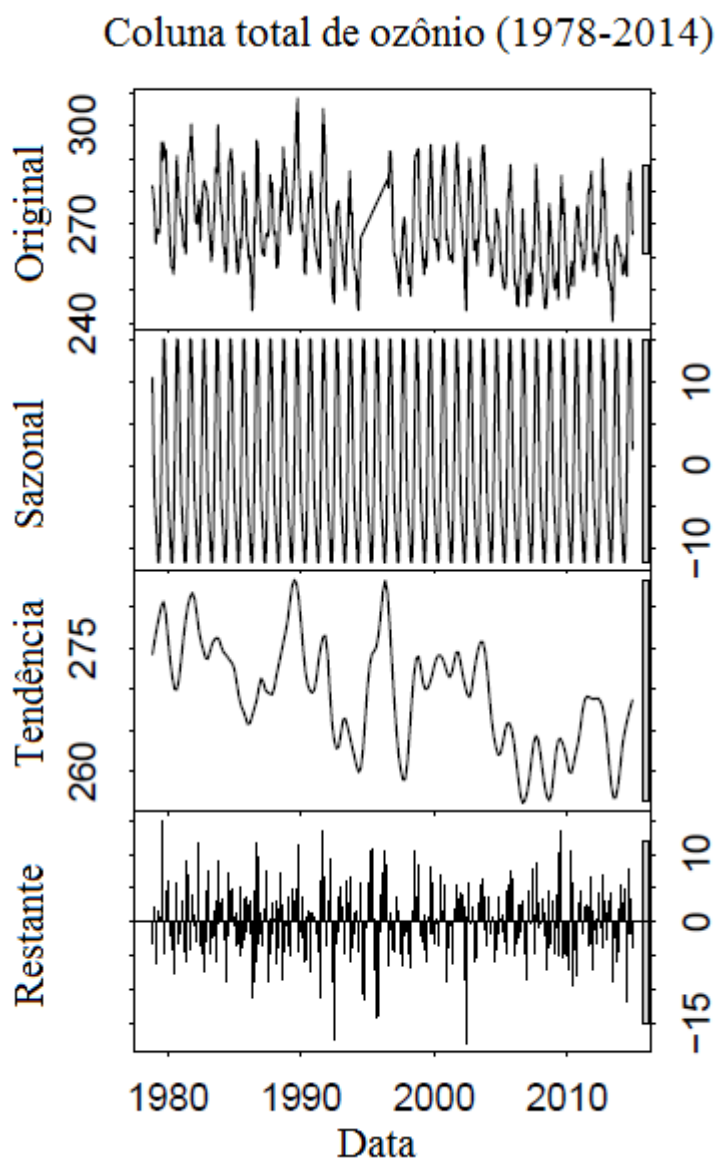


Figura 12: Decomposição da série temporal de TOC para a RMSP para o período 1978-2014. A figura é dividida em 4 partes: a superior é a série da média mensal de TOC (em DU), a segunda são os dados decompostos sazonais (em DU), a terceira a tendência (em DU) e o último o componente restante ou erro.

Ainda, nota-se na figura 12 que há uma tendência de redução da TOC na RMSP nos últimos anos. Para confirmar essa hipótese, separaram-se os dados por estações do ano e fez-se uma análise sazonal dos dados. A tabela 2 apresenta o coeficiente de auto correlação com lag-1 entre os dados sazonais de TOC, onde é possível observar que existe dependência entre os dados, justificando uma correção no número efetivo de amostras na análise de tendência. Os coeficientes angulares e respectivas incertezas (também apresentados na tabela 2) foram calculados com 95% de significância, mostrando um decaimento em torno de 5 DU/década.

Considerando um valor médio de 271 DU, este decaimento corresponde a uma redução de aproximadamente 1,8% da TOC por década o que, em longo prazo, poderá alterar o padrão de RUV para a região.

Tabela 2: Coeficiente de autocorrelação, coeficiente angular e respectiva incerteza do ajuste linear da TOC em função do tempo para cada estação do ano ao longo do período de estudo, sobre a RMSD.

	Coeficiente de autocorrelação	Coeficiente angular (DU/ano)	Incerteza do coeficiente angular (DU/ano)
Primavera	0,71	-0,517	0,042
Verão	0,71	-0,557	0,037
Outono	0,74	-0,423	0,035
Inverno	0,81	-0,549	0,067

A figura 13 mostra as médias sazonais para cada ano com seu desvio padrão e a linha de tendência. Nota-se que a variabilidade não é linear (apresenta um ciclo de 6-8 anos), porém nos meses de baixa concentração da TOC (verão e outono), esta variabilidade é menor do que nos outros meses.

A variabilidade no inverno pode estar relacionada aos movimentos dinâmicos da atmosfera, como ondas de Rossby (ERBERTSEDER et al., 2006), circulação de Brewer-Dobson (geralmente mais intensa no hemisfério de inverno) e a posição dos jatos que nessa época ficam mais ao norte, favorecendo a intrusão de ozônio estratosférico na troposfera (GREWE, 2006). Os fatores responsáveis por essa variabilidade devem ser investigados no futuro e assim contribuir para avaliar se a tendência de redução observada continuará no futuro, o que pode ser potencialmente danoso para a região.

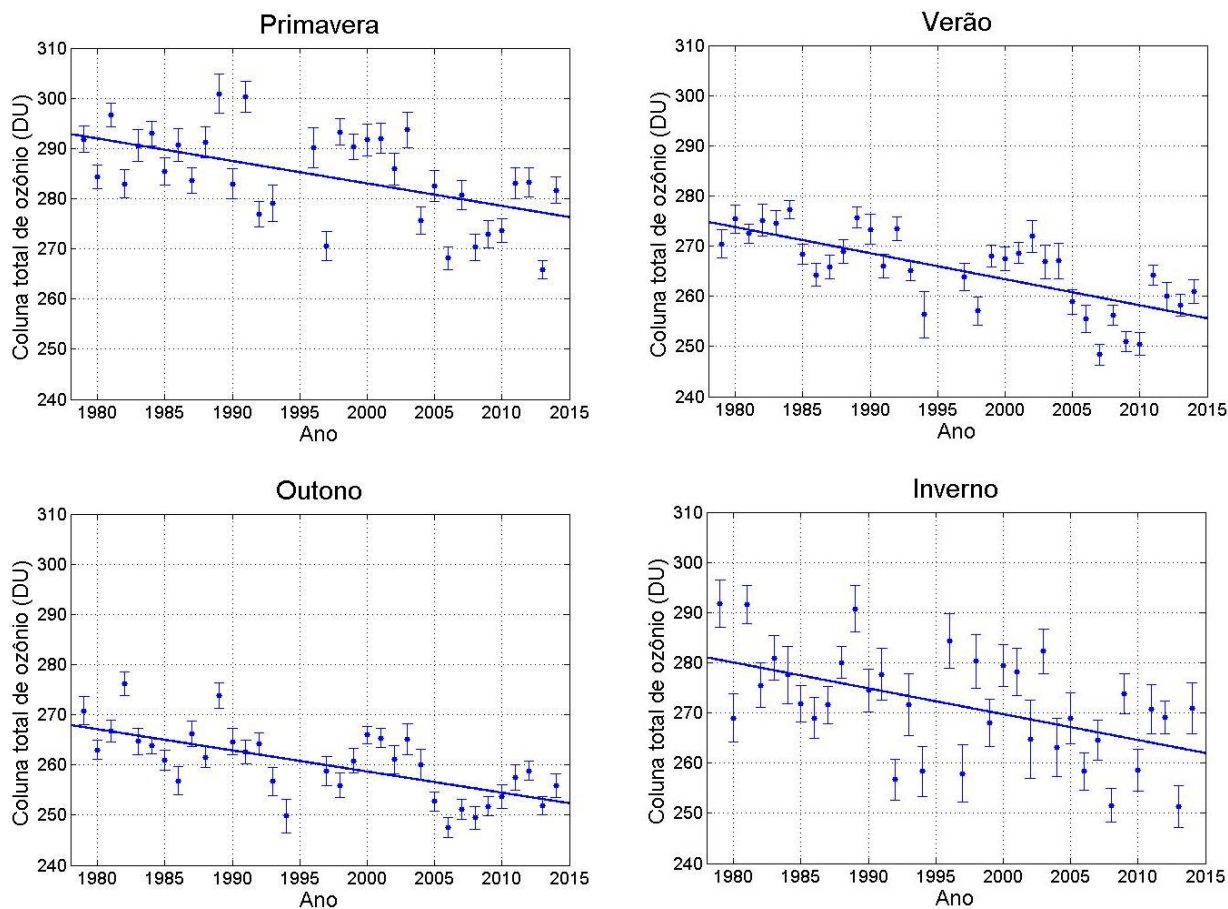


Figura 13: Média sazonal com barra de erros do desvio padrão da média para cada ano de todo o período de estudo para a RMSP e tendência sazonal para a) Primavera; b) Verão; c) Outono e d) Inverno.

4.2 Simulação numérica da Radiação Ultravioleta Eritematoso incidente em superfície

Dias com e sem nuvens foram simulados com o código de transferência radiativa LibRadtran para avaliar o efeito dos aerossóis e das nuvens sobre a UVE incidente em superfície. Foram escolhidos alguns dias para fazer estudos de casos. Os dias encobertos foram simulados numericamente considerando-se o modelo óptico de aerossol moderadamente absorvedor e nos episódios sem nuvens foram avaliados os 3 modelos ópticos. Estudos de sensibilidade variando-se o valor da TOC também foram efetuados para essas datas. Finalmente, em algumas datas, as simulações numéricas foram efetuadas em todo o espectro solar e seus resultados foram comparados com os valores medidos, da irradiância solar total incidente em superfície, com um piranômetro.

4.2.1 Variações da coluna total de ozônio

Para os dias escolhidos para os estudos de caso com nuvens e aerossóis, primeiramente foram analisadas as variações da TOC, extrapolando-se em $\pm 10\%$ o valor da TOC estimada por medida de satélite para cada um dos dias, considerando-se apenas o modelo óptico de aerossol moderadamente absorvedor. Em todos os casos, quando há diminuição (aumento) da TOC observa-se um aumento (diminuição) da UVE de pelo menos 10%. No caso dos dias com nuvens o aumento (diminuição) foi maior, de cerca de 14% (12%) da UVE, ao passo que, em condições sem nuvens, o aumento (diminuição) foi em média de 12% (11%).

É interessante observar que em alguns dias sem nuvens, o dado simulado com variação da TOC está mais próximo do medido do que a simulação com dado medido pelo instrumento OMI, como apresenta a figura 14, em que o modelado com 10% de aumento da TOC está praticamente ajustado ao medido. Para este dia foram geradas outras simulações com os diferentes modelos ópticos de aerossol utilizados neste trabalho.

Nestas simulações ressalta-se que o IUV em superfície gerado pelo modelo moderadamente absorvedor, em relação ao dado medido, obteve uma diferença média de 12%, diminuindo para 0,5% ao aumentar em 10% a TOC. Ao simular este aumento de 10% da TOC com os outros modelos ópticos de aerossol, a diferença média destes com o dado medido também se mostraram dentro da incerteza do instrumento, com diferenças de -2% (mais absorvedor) e +3% (mais espalhador) cada. Neste dia a TOC segundo o OMI era de 246,3 DU, com o aumento de 10% este valor sobe para 271 DU. Estas discrepâncias podem ser explicadas por alguns fatores como a resolução dos dados do satélite, a calibração e o erro dos instrumentos, problemas no modelo de transferência radiativa, e também erros no modelo óptico de aerossol, cujos valores de albedo simples, fator de assimetria e eficiência de extinção, nesta região espectral, foram extrapolados e não estatisticamente calculados por análise de clusters como em comprimentos de onda maiores.

Para os dias encobertos, a avaliação da variação com foco na TOC como feita para os dias sem nuvens tornou-se imprecisa. Isto aconteceu pois as estimativas das propriedades das nuvens feitas por medidas de satélite dependem de sua passagem sobre a região, que ocorre em momento específico do dia e como há alta variabilidade temporal das nuvens e, conseqüentemente de suas propriedades, a variação da TOC é mascarada pela variação das propriedades das nuvens.

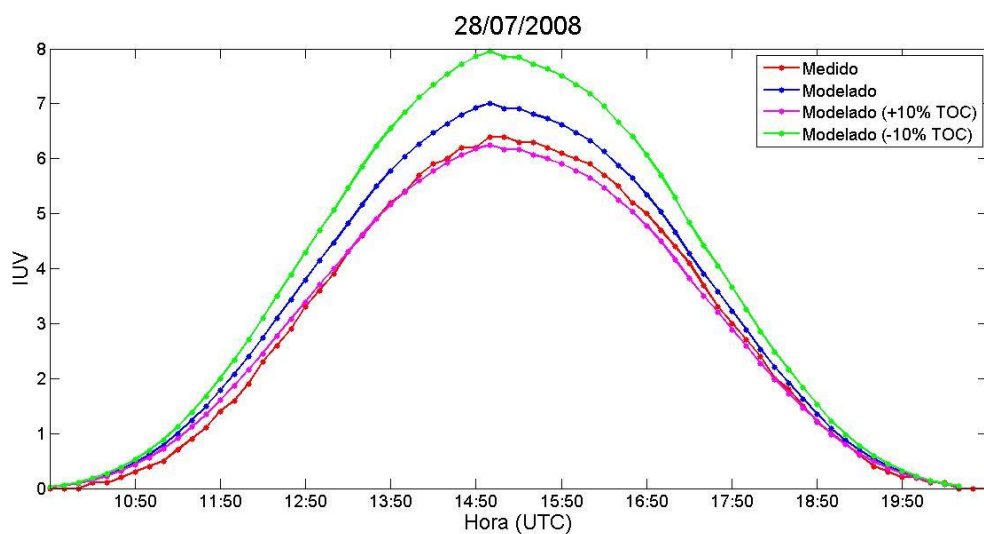


Figura 14: Dados medidos e modelados do dia 28/07/2008, quando os dados modelados com aumento da TOC estavam mais próximos do medido do que aquele indicado pelo OMI/Aura.

4.2.2 Efeito dos Aerossóis

Dezesseis dias sem nuvens foram avaliados para a análise do impacto dos aerossóis e dos modelos de aerossóis nas estimativas numéricas de UVE entre o período de 2005 a 2009. Alguns casos são mostrados e discutidos a seguir.

De todas as datas analisadas, não há dias de verão e somente um dia de outono devido à frequente cobertura de nuvens naquela época do ano (estação chuvosa). O modelo mais absorvedor foi o que mais frequentemente resultou em menor diferença entre os valores medidos e simulados, sendo mais compatível com os dados medidos em 9 dos 16 dias. As figuras 15 - 17 apresentam dias em que cada um dos 3 modelos de aerossóis foi mais representativo.

A figura 15, do dia 10/06/2007 apresenta um dos casos em que o modelo mais absorvedor foi mais representativo. Castanho (2005) relatou que no período de junho a agosto

em São Paulo, a média do $\omega_0(550\text{nm})$ é de 0,83, o que neste caso representaria o modelo moderadamente absorvedor. Nota-se no gráfico da direita da figura 15, que tanto o modelo mais absorvedor quanto o moderadamente absorvedor estão próximos ao intervalo do limite da incerteza do instrumento, ao menos em horários próximos ao meio dia local (15 UTC). Na média, para $SZA < 70^\circ$, a diferença entre medido e simulado utilizando o modelo moderadamente absorvedor foi de 7%, valor acima da incerteza do instrumento dado pelo fabricante, e utilizando o mais absorvedor, a diferença média ficou em torno de 1%.

Neste caso, por terem ocorrido chuvas na semana anterior a esta, a atmosfera estava bastante limpa, com valores de $AOD_{550\text{nm}}$ máximos da ordem de 0,18, com pico de 0,2, marcado por partículas finas. Ao longo do dia houve diminuição da $AOD_{550\text{nm}}$ até o mínimo em torno do meio dia local (0,11), quando não houve diferença entre o medido e o simulado (modelo mais absorvedor). No período da tarde houve uma diminuição no tamanho predominante das partículas (o coeficiente de Ångström aumentou de 1,45 para 1,7 durante a tarde) e aumento na $AOD_{550\text{nm}}$ (para 0,18). A coluna integrada de vapor d'água, segundo os dados da AERONET, seguiu o mesmo padrão da $AOD_{550\text{nm}}$, com leve diminuição no período da manhã e aumento durante a tarde, com média de 1,4 cm no dia.

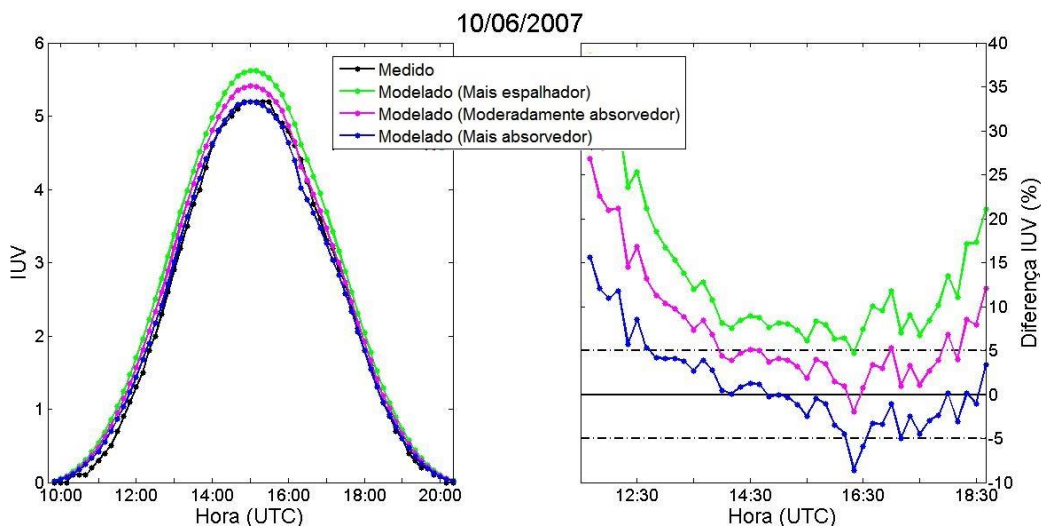


Figura 15: Esq.: Ciclo diurno das simulações com os valores medidos de AOD em comparação com os valores medidos de IUV; Dir.: Diferença entre o medido e o simulado (coloridos) para $SZA < 70^\circ$, e o erro do instrumento (preto pontilhado) para o dia 10/06/2007.

Já no dia 08/09/2007 (figura 16) o modelo moderadamente absorvedor é o que melhor representou a atmosfera. Na figura 16 da direita, observa-se que nesse caso os outros modelos ópticos de aerossol teriam apresentado maiores erros ao representar a atmosfera, o modelo mais

absorvedor subestimando em aproximadamente 7% o medido e o mais espalhador superestimando em 13%, na média, enquanto o moderadamente absorvedor ficou abaixo dos 5% do erro do instrumento em quase todo o período (3% na média).

Este dia foi marcado por uma atmosfera mais poluída e seca que o do primeiro caso, com vapor d'água mínimo de 1,1 cm e médio de 1,3 cm. No mês anterior, a precipitação observada foi apenas 1,8% da média climatológica (de uma média de 39,1 mm) e essa seca continuou a predominar no mês em questão (Seção Técnica de Serviços Meteorológicos do IAG USP, 2008), levando ao aumento da atenuação da radiação. A AOD_{550nm} para este dia foi elevada, com picos de 0,47 em alguns momentos. Nessa data, houveram diversos focos de queimada pelo país, além de 27 só no estado de São Paulo, de acordo com os dados do MODIS/Aqua (CPTEC/INPE, 2016).

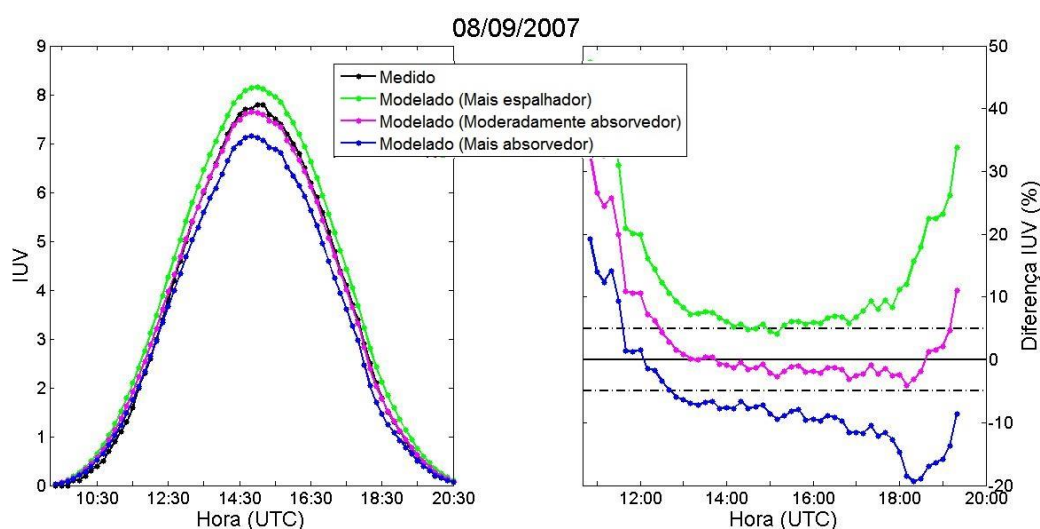


Figura 16: Esq.: Ciclo diurno das simulações com os valores medidos de AOD em comparação com os valores medidos de IUV; Dir.: Diferença entre o medido e o simulado (coloridos) para SZA<70°, e o erro do instrumento (preto pontilhado) para o dia 08/09/2007.

O dia 22/08/2006 (figura 17) também é representativo de um período extremamente seco na região (na primeira medição do dia, o vapor d'água medido pelo CIMEL da AERONET foi de 0,57 cm e a média diária foi de 0,82 cm) e diversos focos de queimada pelo interior do país, marcado por um sistema de alta pressão após a passagem de um frente fria, trazendo ar seco das camadas mais altas da atmosfera (CPTEC/INPE, 2006). Apesar de ter a AOD_{550nm} mais baixa que o caso anterior (máximo de 0,28 neste dia contra 0,47), foi melhor representado pelo modelo mais espalhador provavelmente devido ao predomínio de aerossol envelhecido,

geralmente caracterizado pelo aumento do albedo simples e diminuição da eficiência de absorção (REID et al., 2005). De acordo com Castanho (2005), o transporte de fumaça emitida pelas queimadas deve elevar os valores de AOD em São Paulo. Nesse caso, é interessante notar que os modelos mais e moderadamente absorvedores subestimaram a IUV medida e só o modelo espalhador ficou dentro do limite de erro do instrumento (figura 17, direita), com diferença média de 3% entre medido e modelado para $SZA < 70^\circ$.

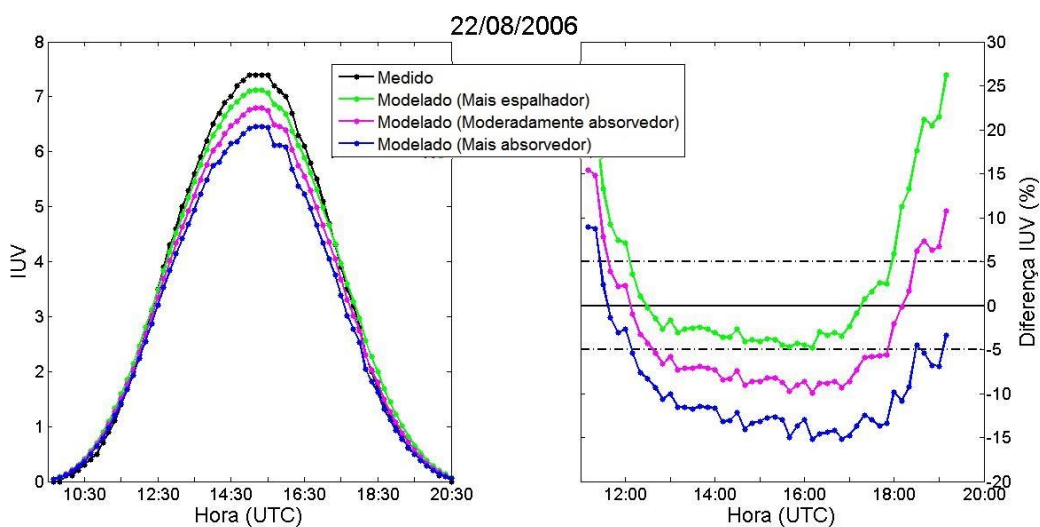


Figura 17: Esq.: Ciclo diurno das simulações com os valores medidos de AOD em comparação com os valores medidos de IUV; Dir.: Diferença entre o medido e o simulado (coloridos) para $SZA < 70^\circ$, e o erro do instrumento (preto pontilhado) para o dia 22/08/2006.

Como os modelos ópticos no ultravioleta são gerados por extrapolação, sentiu-se uma necessidade de testar se o predominante no UV seria também no G. Enquanto neste trabalho, ao utilizar um modelo indiscriminadamente a diferença média na dose diária chegou a 13%, Rosário (2006) mostrou que no espectro visível, o erro pode chegar a 15%. Assim, para observar o impacto dos modelos ópticos de aerossol no espectro solar, a mesma análise foi realizada, no mesmo intervalo dos comprimentos de onda do piranômetro. Observou-se em todas as análises que o modelo mais absorvedor foi predominante para ambas as regiões espectrais e que os modelos representaram melhor o espectro solar do que o UVE. No dia 20/07/2006, apresentado na figura 18, a diferença média do medido para o simulado no modelo mais representativo foi menor que 1% no espectro solar, enquanto no IUV essa diferença foi de aproximadamente 4%. Martins et al. (2009) discutiram o aumento da eficiência de absorção do UV em São Paulo devido a presença de black carbon e aerossóis orgânicos, que aumentam a profundidade óptica

do aerossol e diminuem o albedo simples neste espectro, podendo ser um dos motivos da maior diferença entre medição e simulação no UVE.

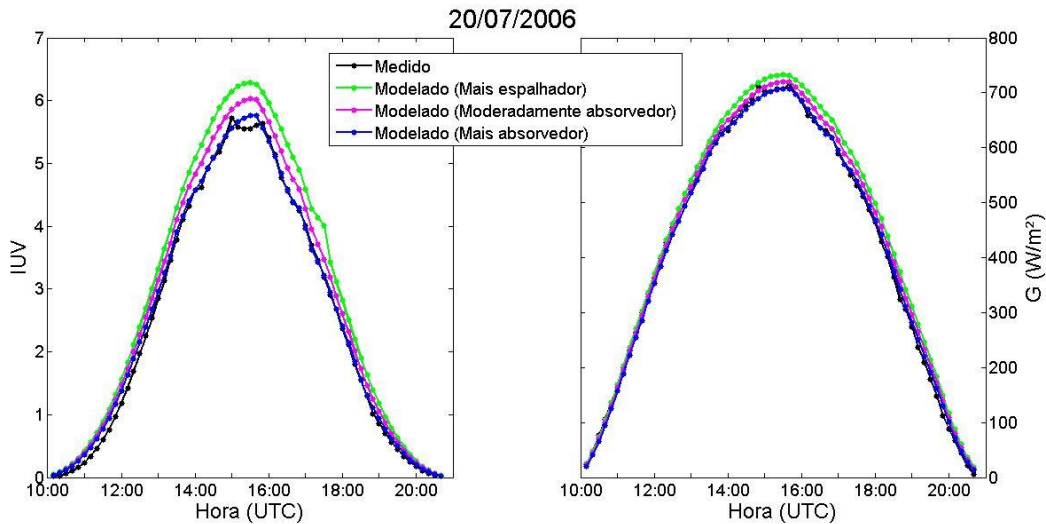


Figura 18: Simulações com os dados medidos de AOD e vapor d'água e dados medidos de IUV e G para o dia 20/07/2006.

4.2.3 Nuvens: Estudos de caso

Obtiveram-se 7 dias com dados possíveis de serem reproduzidos para a região. Isto devido à hipótese de que caso as propriedades ópticas no topo da nuvem estimadas pelo sensor MODIS sobre o IFUSP e sobre o ponto de medição do CloudSat fossem similares, poder-se-ia considerar o mesmo sistema de nuvens e, portanto, propriedades ópticas também similares desde o topo até a base das nuvens. São apresentados 3 casos, e os dados nas 2 localidades são apresentados na tabela 3. Desses dias, um contém nuvens compostas somente de água líquida, outro de água líquida e gelo, e o último somente de gelo. Observa-se na tabela 3 que todos os dados de raio efetivo, profundidade óptica da nuvem e água integrada na coluna estimados pelo MODIS estavam bem próximos nos 2 pontos, apresentando diferença relativa média de 9,2%, 2,5% e 8,6%, respectivamente. Para a análise dos dados do IFUSP foram analisadas variações na altura da base da nuvem, conteúdo de água líquida/gelo (LWC) e raio efetivo das gotículas (Reff) extraídos do CloudSat.

Tabela 3: Dados para comparação do topo da nuvem do instrumento MODIS a bordo do Aqua, nos horários das passagens dos dias apresentados neste estudo de caso. As coordenadas apresentadas na tabela representam o ponto central do pixel considerado.

Data	Passagem sobre	Latitude (°)	Longitude (°)	Raio efetivo (μm)	Profundidade óptica	Água integrada na coluna (g.m ⁻²)
08/11/2006	IFUSP	-23,57	-46,66	17,92	23,90	276
	Cloudsat	-23,01	-46,00	17,29	24,73	275
15/02/2008	IFUSP	-23,56	-46,67	15,53	1,42	14
	Cloudsat	-23,22	-45,95	13,79	1,39	12
22/03/2015	IFUSP	-23,55	-46,64	21,34	1,59	21
	Cloudsat	-22,98	-45,98	24,11	1,56	23

Ao variar em ± 10 e 20% a altura da base das nuvens, em todos os casos estudados, a variação da UVE em superfície foi insignificante, sendo que a diferença entre o modelado com a variação e com os dados originais do CloudSat foram menores do que 1,5%. O mesmo padrão foi observado quando se variou em $\pm 10\%$ o LWC e o Reff na mesma proporção. Neste caso, um anula o resultado do outro, resultado da profundidade óptica da nuvem constante nesse caso, como apresentado na equação 7.

A figura 19 apresenta o resultado para o dia 08/11/2006, com a variação do Reff (ou LWC) e mantendo o outro constante (mantém constante a profundidade óptica da nuvem). Este dia foi marcado por nuvens baixas passageiras, sendo que no momento da medida, a nuvem estava entre 1,7 e 2,3 km de altitude, com profundidade óptica de 13,8, o que, segundo o *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)*, representa nuvens cumulus, e seu conteúdo composto somente de água líquida, conforme os resultados do CloudSat. A variação em tais parâmetros causou variação na UVE estimada de $\pm 5,4\%$.

A passagem do satélite foi em torno das 17 UTC, quando observou-se que mesmo o modelo sem nuvens subestimou o valor de IUV medido. Na média do período, o modelo com nuvens subestimou a UVE em 30%. De acordo com Calbó et al. (2005) o aumento da RUV na presença de nuvens acontece devido a reflexões nas bordas das nuvens, principalmente na presença de nuvens cumuliformes. Como neste trabalho foi utilizado um código de transferência radiativa do tipo coluna, os efeitos tridimensionais não foram simulados,

resultando sempre em atenuação da radiação UVE em superfície na presença de nuvens. Ao aumentar o Reff aumentou-se a disponibilidade de UVE em superfície, o que concorda com o já descrito por Mateos et al. (2014), já que o aumento do raio efetivo implica em redução da profundidade óptica da nuvem.

Em uma análise geral das nuvens de água líquida, em todos os dias, os modelos de nuvens de água líquida subestimaram os dados medidos e o modelo sem nuvens, na maior parte do tempo superestimou.

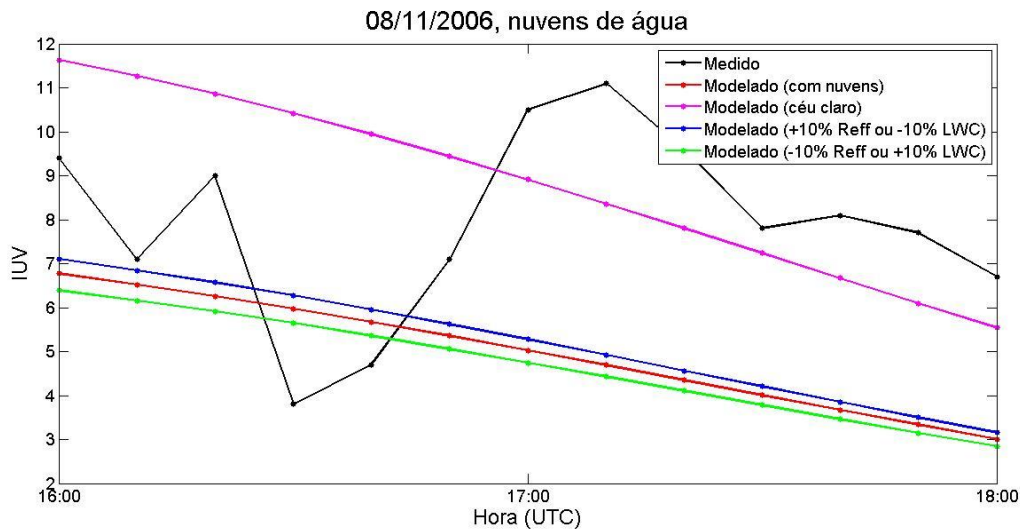


Figura 19: Dados medidos e simulados de IUV para o dia 08/11/2006.

Um caso de nuvem mista é analisado para o dia 15/02/2008. Segundo os dados do CloudSat, no local da sua passagem, a profundidade óptica era de 21,4 as nuvens acima de 5,5 km, compostas de água e gelo até 8 km e somente de gelo até 10 km, sendo que o Reff das gotas de água eram bem menores do que as de gelo (cerca de 5 vezes menor), o que as classifica como nuvens altostratus, segundo o ISCCP. O perfil da nuvem em função da altura e raio efetivo é apresentado na figura 20.

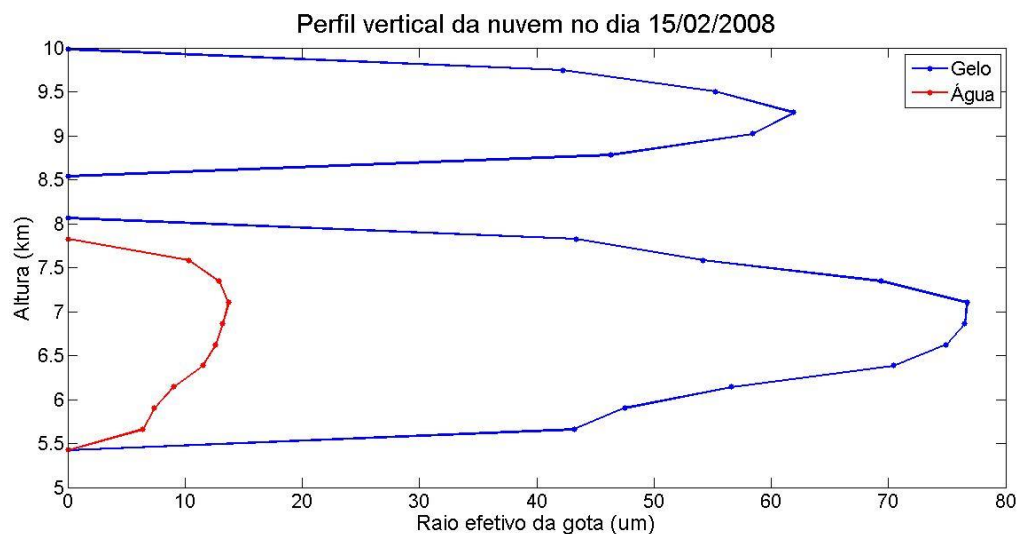


Figura 20: Perfil vertical da nuvem no dia 15/02/2008 durante a passagem do CloudSat.

A figura 21 apresenta os resultados das simulações variando o Reff (ou o LWC) para esta data. De acordo com as cartas sinóticas, este foi um dia totalmente encoberto de nuvens devido a uma frente fria atuando na região. Ao variar o Reff nota-se o mesmo padrão observado para o dia de nuvens de água: aumento do IUV com o aumento do Reff, porém a variação da UVE foi ligeiramente maior (cerca de 7% contra 5,4% no caso de nuvens só de água). Sem nenhuma alteração no Reff ou LWC, o modelo subestima em média 10% a UVE em superfície neste dia.

Este foi o único caso em que houve alguma variação do IUV com a variação da base das nuvens. Porém, mesmo com a variação de 20% na base, a variação da UVE é menor do que 1%, apresentando uma diminuição (aumento) da UVE com o aumento (diminuição) da altura da base da nuvem.

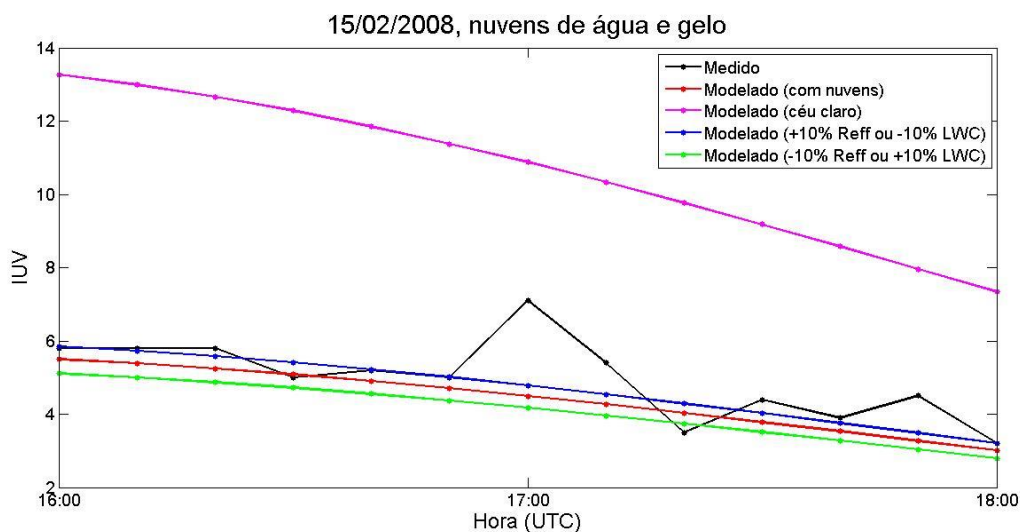


Figura 21: Dados medidos e simulados de IUV para o dia 15/02/2008.

Para o caso das nuvens de gelo é apresentado o dia 22/03/2015, quando os modelos de nuvem superestimaram a RUV incidente em superfície. As nuvens se formaram provavelmente devido a uma zona de convergência de umidade sobre o estado de Minas Gerais, que é observada também nas cartas de 850 e 700 hPa (não apresentadas aqui), aonde o ramo mais ao sul do escoamento está sobre o norte do estado de São Paulo, passando sobre a RMSP.

Nos dias com nuvens de gelo os modelos com variações do Reff (ou do LWC, em $\pm 10\%$) mal diferiram do modelo sem a variação (menos que 1%). Ao analisar todos os casos de dias de nuvens de gelo juntos, chega-se a um padrão médio: na base da nuvem o Reff é maior do que no topo e o inverso é encontrado para o LWC, como mostra a figura 22. Em todos os casos os cálculos efetuados com as propriedades de nuvens estimadas via CloudSat superestimaram a radiação UVE em superfície. A tabela 4 apresenta as propriedades das nuvens e a figura 22, o perfil vertical do LWC e do Reff do dia analisado.

Tabela 4: Propriedades das nuvens de gelo do dia 22/03/2015.

Dia	22/03/2015
Modelo de nuvens	Superestima em 185%
Altura da nuvem	~ 2 km
Altura da base da nuvem	4,5 km
Profundidade óptica	1,1
Raio efetivo máximo	123,9 μm
Raio efetivo mínimo	48,1 μm
Conteúdo de gelo máximo	0,049 g.m^{-3}
Conteúdo de gelo mínimo	0,008 g.m^{-3}

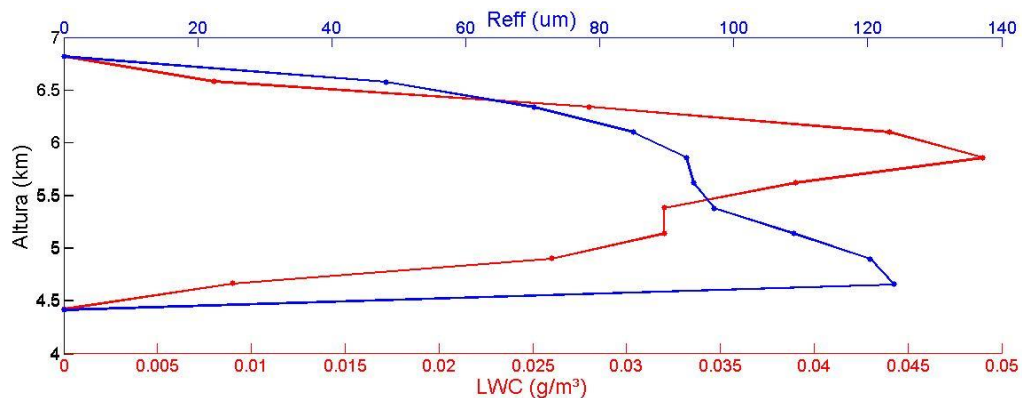


Figura 22: Perfil vertical das nuvens de gelo no dia 22/03/2015.

Por se tratar de uma nuvem com baixos valores de conteúdo de gelo (para outros dias analisados o LWC máximo chegou a $1,268 \text{ g.m}^{-3}$), esperava-se que a nuvem atenuasse menos RUV do que efetivamente fez. Assim, resolveu-se variar os valores de LWC, aumentando este em 14 vezes. Os resultados podem ser observados na figura 23.

De acordo com a altitude e a profundidade óptica da nuvem, segundo o ISCCP, as nuvens neste dia eram altocumulus, e com a variação do LWC passam a ser altostratus. Pelas imagens de satélites do GOES-13, foram classificadas em multicamadas de cúmulos e estratos.

O intervalo de tempo apresentado corresponde a mais ou menos 1 hora do horário de passagem do CloudSat. Neste intervalo de tempo, ao aumentar em 14 vezes o conteúdo integrado de gelo, obteve-se uma melhora do modelo que superestimava os dados medidos em 185%, para uma superestimativa em 24%, reduzindo assim o erro. Estes erros nos conteúdos

de gelo podem ter acontecido pelo fato de o CloudSat não passar exatamente sobre a RMSP, e os dados serem obtidos por extrapolação.

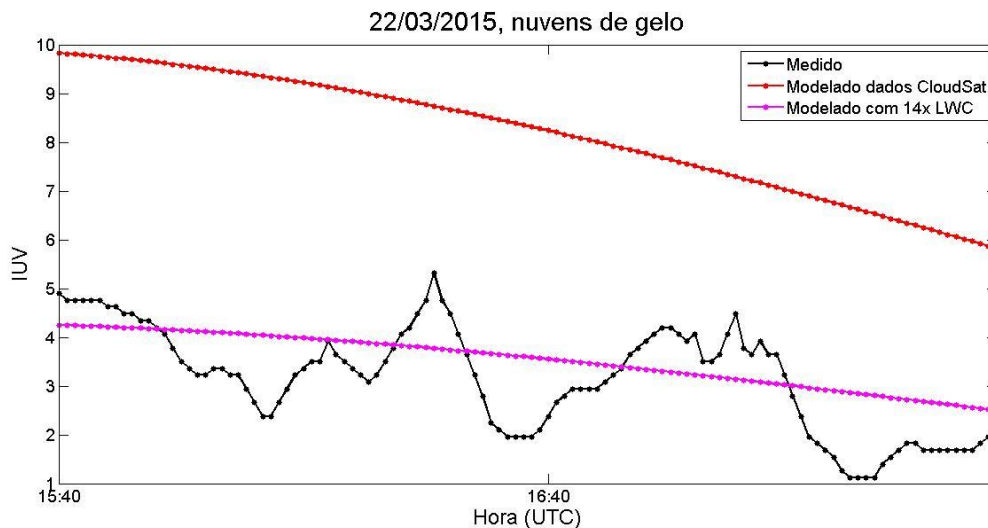


Figura 23: Dados medidos e simulados com dados do CloudSat e variando o LWC deste para o dia 22/03/2015.

Para confirmar esta variação da LWC, repetiu-se a análise para o espectro solar, comparando os resultados das simulações numéricas com as medições efetuadas com o piranômetro, apresentada na figura 24. A variação da LWC foi efetiva, houve melhor concordância entre medições e simulações, e o modelo com a extrapolação de LWC levou a uma superestimava de 24,4% na média (em comparação com 238% do modelo inicial), o mesmo valor encontrado para a variação no IUV.

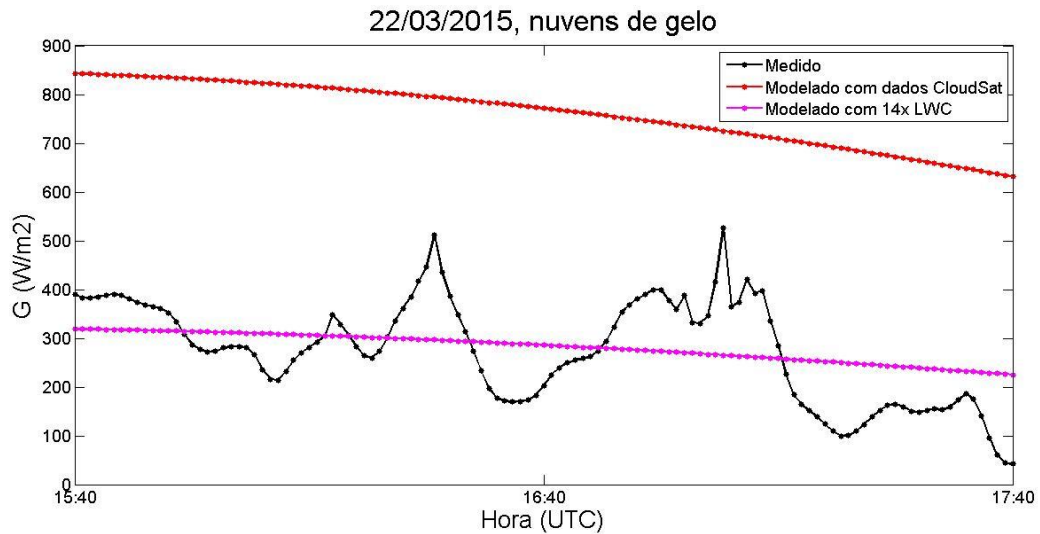


Figura 24: Dados medidos e simulados com dados do CloudSat e variando o LWC no espectro solar (G) para o dia 22/03/2015.

Estes estudos de casos demonstraram a dificuldade em simular numericamente o efeito das nuvens sobre a irradiância solar incidente em superfície, seja em todo o espectro ou apenas no UV. A alta variabilidade temporal e espacial de suas propriedades limita a extrapolação dos valores estimados num determinado pixel e instante para outra localidade e instante. Além disso, o espalhamento lateral pode provocar aumentos instantâneos na irradiância solar incidente em superfície que os modelos numéricos unidimensionais não conseguem reproduzir.

4.3 Modelos empíricos

Modelos empíricos são uma importante ferramenta não só de previsão de dados futuros, como também de construção de dados passados através de medições em outras bandas do espectro eletromagnético. Os resultados apresentados a seguir são de modelos feitos para outras regiões e que foram adaptados, neste trabalho, para a RMSP, e para o espectro eritêmico (UVE) em função da irradiância solar global (G). É também realizada uma análise de G e UVE e os fatores que afetam ambas.

4.3.1 Dose diária de UVE

No artigo de Sabziparvar (2009), ele calcula uma relação linear entre as doses diárias de UVE e G em condições de céu sem nuvens em uma região desértica do Irã. Como em São Paulo

há falhas nas séries, optou-se por efetuar este estudo em diferentes condições. A dose diária é necessária para saber quanto de RUV uma pessoa exposta ao Sol o dia todo recebeu, como por exemplo um trabalhador ao ar livre. A tabela 5 mostra os valores encontrados para todas as condições analisadas, divididas em dias de céu sem nuvens e 5 equações para todas as condições (com nuvens), sendo um modelo anual e um para cada estação do ano. Os dados da tabela 5 foram gerados com os dados dos anos 2005, 2006 e 2009 (apresentados em vermelho nas figuras 25 e 26), e nela é possível observar que o modelo que obteve o menor erro foi o de inverno, porém o com maior coeficiente de determinação, foi o modelo sem nuvens.

Tabela 5: Equação linear para cada uma das condições analisadas, desvio padrão do coeficiente angular (β), desvio padrão do coeficiente linear (α), coeficiente de determinação (R^2), raiz quadrada do erro (RMSE) e quantidade de dados utilizadas para gerar as equações (N).

	Equação ($UVE = \beta * G + \alpha$)	SE (β)	SE (α)	R^2	RMSE	N
Céu sem nuvens	$0,330 * G - 2,84$	$\pm 0,027$	$\pm 0,60$	0,97	0,30	19
Todas as condições	$0,221 * G - 0,01$	$\pm 0,010$	$\pm 0,18$	0,76	0,75	555
Primavera	$0,206 * G + 0,27$	$\pm 0,014$	$\pm 0,24$	0,86	0,63	135
Verão	$0,198 * G + 1,06$	$\pm 0,014$	$\pm 0,27$	0,83	0,54	166
Outono	$0,210 * G + 0,00$	$\pm 0,015$	$\pm 0,25$	0,82	0,48	155
Inverno	$0,147 * G + 0,14$	$\pm 0,012$	$\pm 0,18$	0,85	0,21	96

A validação dos modelos foi realizada com os dados de 2007 e 2008 e é apresentada nas figuras 25 e 26 (em azul), em que os dados medidos e estimados são apresentados juntamente com uma reta 1x1, afim de observar o ajuste das equações. Por serem dados diários, há poucos dados, diminuindo a robustez da validação. Ainda assim é possível notar que os dados estão ajustados a reta, com diferença média menor do que 5% em todos os casos. É interessante notar que os pontos mais discrepantes no modelo anual são encontrados nos modelos de verão e primavera, provavelmente relacionados a maior cobertura de nuvens nessas épocas. A correlação e o erro quadrático médio são apresentados na tabela 6. Pela escassez de dados de céu sem nuvens e inverno, o modelo de outono foi o que apresentou melhores resultados estatisticamente significativos. Assim, para uso dessas equações, recomenda-se o uso das equações sazonais, que obtiveram valores mais robustos que o anual para todas as condições. Utilizar o modelo sem nuvens na RMSP restringe muito os possíveis dias de uso devido à quantidade de dias com esse perfil.

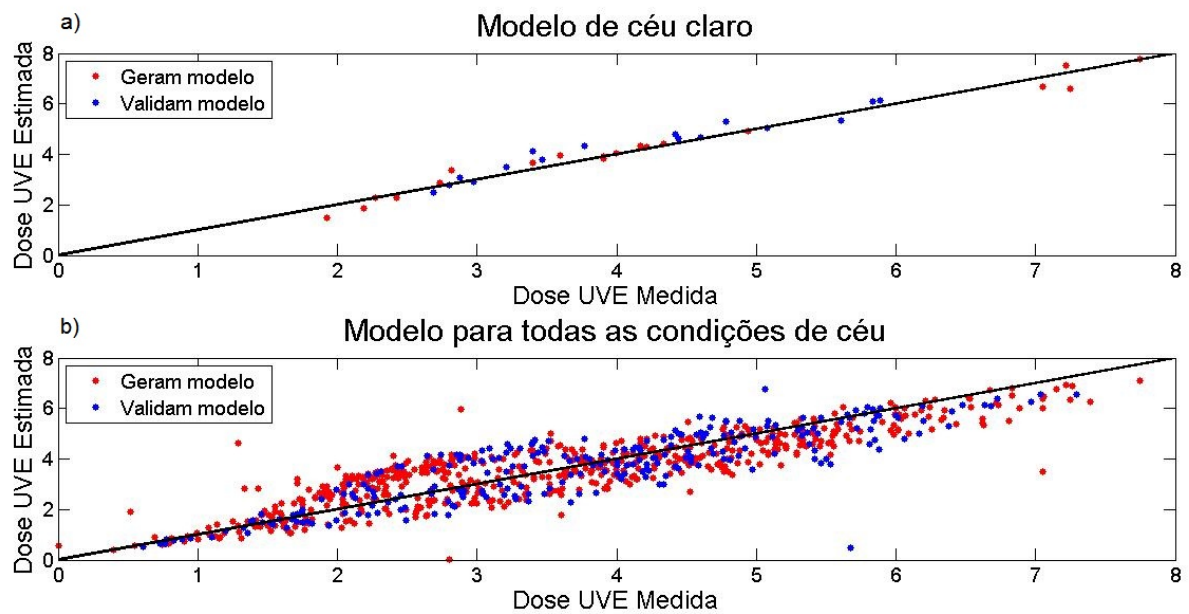


Figura 25: Dados utilizados para gerar as equações (em vermelho) e para validá-las (em azul) medidos e estimados da dose de UVE (kJ.m^{-2}) para a) céu sem nuvens; b) todas as condições de céu e reta 1x1 (preto).

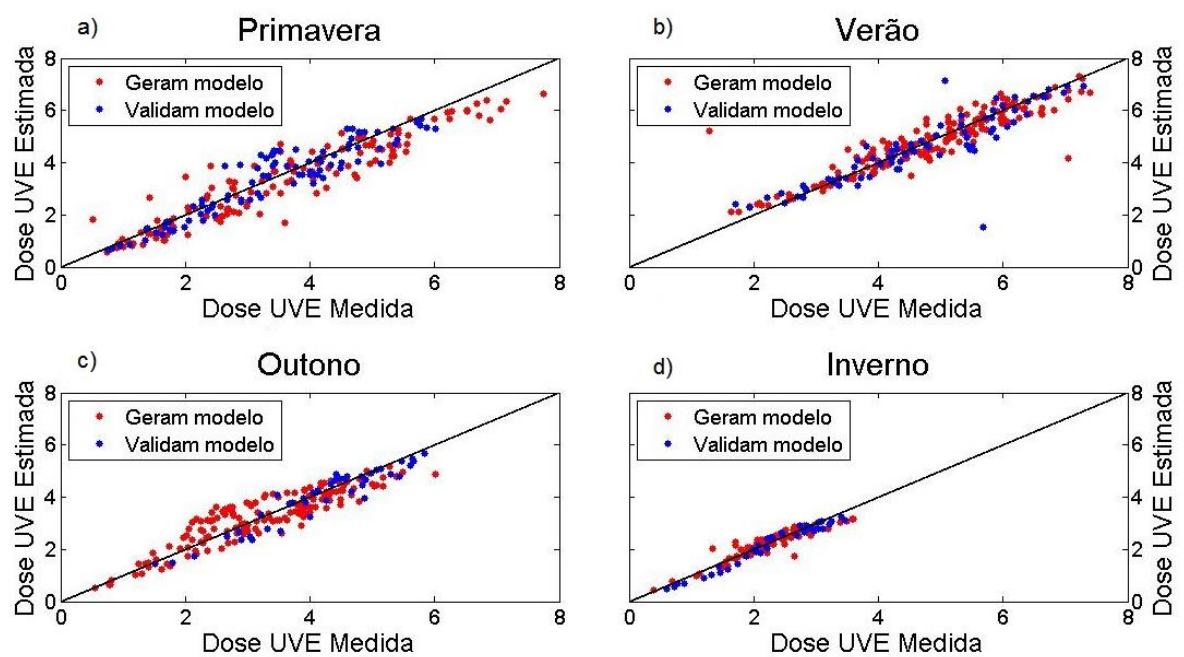


Figura 26: Dados medidos e estimados da dose de UVE (kJ.m^{-2}) utilizados para gerar as equações (em vermelho) e para validá-las (em azul) para a) primavera; b) verão; c) outono e d) inverno e reta 1x1 (preto).

Tabela 6: Validação dos modelos para céu sem nuvens, todas as condições e cada estação do ano utilizando os dados de 2007 e 2008. Coeficiente de determinação (R^2), raiz quadrada do erro (RMSE) e quantidade de dados utilizadas para validar as equações (N).

	R^2	RMSE	N
Céu sem nuvens	0,94	0,33	16
Todas as condições	0,74	0,77	247
Primavera	0,87	0,49	92
Verão	0,77	0,67	76
Outono	0,90	0,39	42
Inverno	0,96	0,19	38

4.3.2 Dose horária de UVE

Villán et al. (2010) utilizaram o espectro ultravioleta total e não a ponderação da RUV para UVE. Logo, algumas equações, como as que usam a transmitância do UVE tornaram-se sem efeito neste trabalho. As equações geradas (a partir dos dados de 2005, 2006 e 2009) foram adaptadas para considerar a região espectral medida e para as condições da RMSP. Os dados foram analisados em forma de doses horárias (tanto de UVE como de G, ambos em $\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$), dada pela soma de toda a UVE recebida por uma pessoa em um intervalo de uma hora, tornando possível, por exemplo, calcular o tempo necessário em um determinado horário de exposição ao Sol para que o corpo processe a vitamina D3.

As três primeiras equações geradas são equações de 2º grau para dias de céu sem nuvens, em função da massa óptica do ar (m), sendo as 2 primeiras para UVE (equações 20 e 21) e a terceira para G (equação 22), necessária para o cálculo do fator de modificação de nuvens (CMF_G), dado pela ponderação entre o G medido e o modelado para céu sem nuvens.

$$\text{UVE}_{\text{Claro1}} = 1,0217m^2 - 3,999m + 4,1187 \quad (20)$$

$$\text{UVE}_{\text{Claro2}} = 0,3385 - \frac{1,2032}{m} + \frac{2,052}{m^2} \quad (21)$$

$$\text{G}_{\text{Claro}} = 668 + \frac{1553}{m} + \frac{1719,6}{m^2} \quad (22)$$

Para os modelos que incluem dias com nuvens (equações 23 – 26), além da massa óptica e dos modelos de céu sem nuvens foram utilizados outros parâmetros, como o índice de claridade (k_t) e o CMF_G . O modelo de UVE para céu sem nuvens utilizado foi o apresentado na equação 21, pois estatisticamente foi o que apresentou melhores resultados, como mostra a tabela 7.

$$UVE_1 = UV_0 * 0,0383 * k_t^{0,7940} * m^{-1,3051} \quad (23)$$

$$UVE_2 = 1,2099 * k_t^{0,7911} * UVE_{claro2}^{1,0740} \quad (24)$$

$$CMF_{UVE} = 0,9474 * CMF_G^{0,9399} \quad (25)$$

$$UVE_3 = 0,9945 * CMF_G^{0,8127} * UVE_{Claro2}^{1,0706} \quad (26)$$

A tabela 7 apresenta os resultados estatísticos da validação das equações, com os dados de 2007 e 2008. Pelos valores positivos do BIAS, todos os modelos superestimaram a irradiância incidente em superfície em São Paulo. Nos casos de UVE a superestimativa aconteceu sob todas as condições de céu, ao passo que o modelo considerando a CMF_{UVE} foi o que apresentou menor superestimativa. Por outro lado, o modelo UVE_1 foi o que apresentou menores valores de mabe e rmse, mostrando-se assim o modelo mais robusto para a reconstrução e previsão de UVE em função de UV_0 , k_t e m .

Tabela 7: Validação (com os dados de 2007 e 2008) dos modelos de dose horária gerados: coeficiente de determinação (R^2), erro médio (bias), erro absoluto médio (mabe), raiz do erro quadrático médio (rmse) e quantidade de dados utilizadas para gerar a equação (N).

Modelo	R^2	bias(%)	mabe(%)	rmse(%)	N
UVE_{Claro1}	0,91	4,98	8,05	9,76	125
UVE_{Claro2}	0,92	4,19	7,09	8,94	125
G_{Claro}	0,96	0,33	2,11	2,62	125
UVE_1	0,97	2,69	10,88	16,24	2799
UVE_2	0,95	4,30	13,45	18,68	2551
CMF_{UVE}	0,80	2,05	17,65	24,14	2693
UVE_3	0,96	4,08	12,03	16,74	2693

A figura 27 apresenta os dados medidos e modelados por cada um dos 4 modelos de céu com nuvens, ambos os dados utilizados para gerar as equações (em vermelho) como os dados para validá-las (azul). Observa-se que no modelo de CMF_{UVE} há mais dispersão dos dados em torno da reta 1x1 do que nos outros modelos.

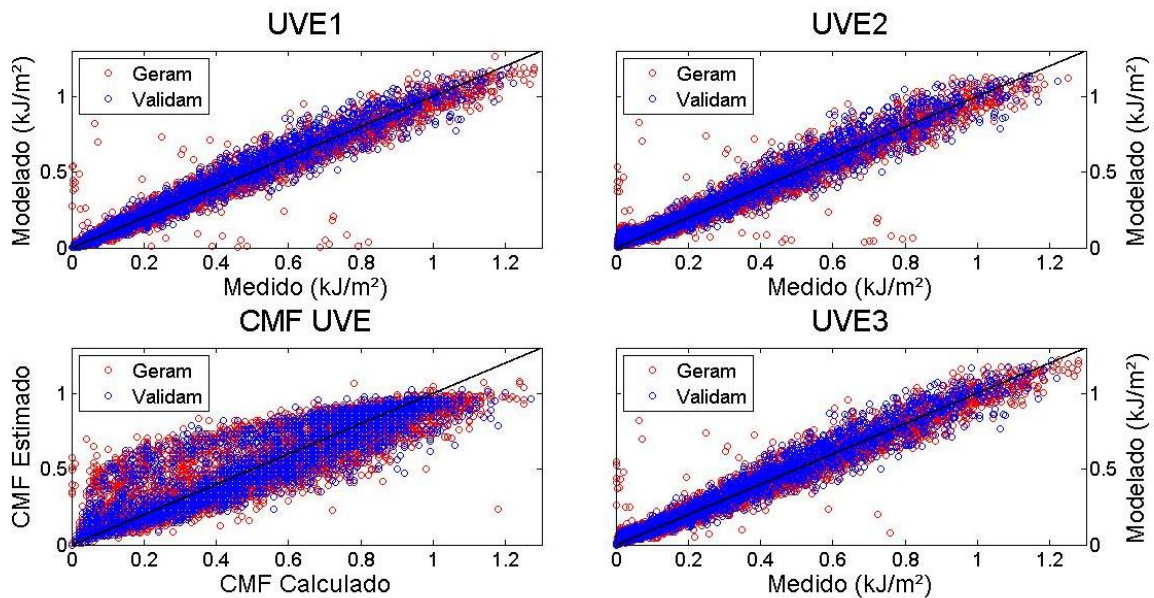


Figura 27: Dados medidos e estimados utilizados para gerar as equações (vermelho) e para validá-las (azul) por cada um dos modelos gerados pelas equações 23 – 26 e linha 1x1 (preto).

4.3.3 Razão entre UVE e G

Antón et al. (2008) calcularam uma razão (R) entre UVE e G próximo ao meio dia solar para estudar a relação entre essas duas grandezas, em 3 diferentes regiões da Espanha. Enquanto a RUV representa cerca de 8% da radiação solar global incidente no topo da atmosfera, a UVE, por ser mais dependente da UVB, é calculada em aproximadamente 0,7% (IQBAL, 1983). Na superfície, próximo ao meio dia solar em regiões espanholas a razão média foi de $0,017 \pm 0,005$ %, em São Paulo este valor foi estimado em $0,0275 \pm 0,007$ %, o que indica que a radiação UVE em São Paulo é mais que 1,5 vezes maior do que nas regiões espanholas.

A figura 28 apresenta a média mensal (e a respectiva barra de incerteza) da razão e da inclinação do ozônio para o período de estudo. Nota-se uma sazonalidade bem marcada em ambas as variáveis e um padrão inverso entre elas, isto é, quando ocorre diminuição da inclinação do ozônio, há aumento de R , fato esperado devido a este ser o maior atenuador na alta atmosfera do UVB. Também nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) a variação da UVE é mais acentuada, podendo ser uma resposta da maior presença de nuvens nessa época.

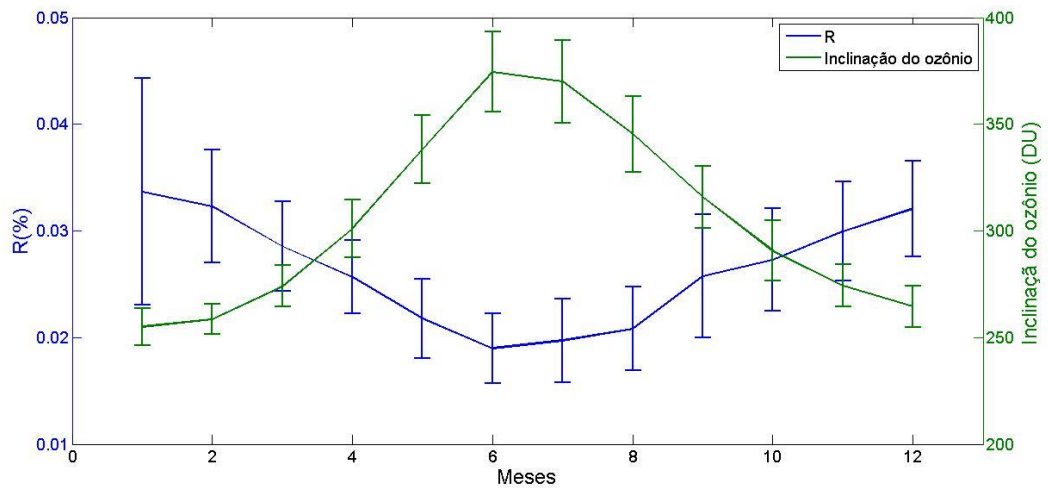


Figura 28: Média mensal e incerteza de R (em azul) próximo ao meio-dia e inclinação do ozônio (em verde) para o período de estudo.

A figura 29 apresenta o papel das nuvens em R. Foram analisados 2 períodos, fevereiro, mês geralmente marcado pela maior presença de nuvens; e agosto, período seco e com poucas nuvens. Nota-se que quando há mais nuvens (baixo índice de claridade) a taxa é maior, ou seja, a quantidade de UVE em relação à G chegando em superfície é maior do que quando há poucas nuvens. Isso indica que G é mais atenuado pelas nuvens do que a UVE.

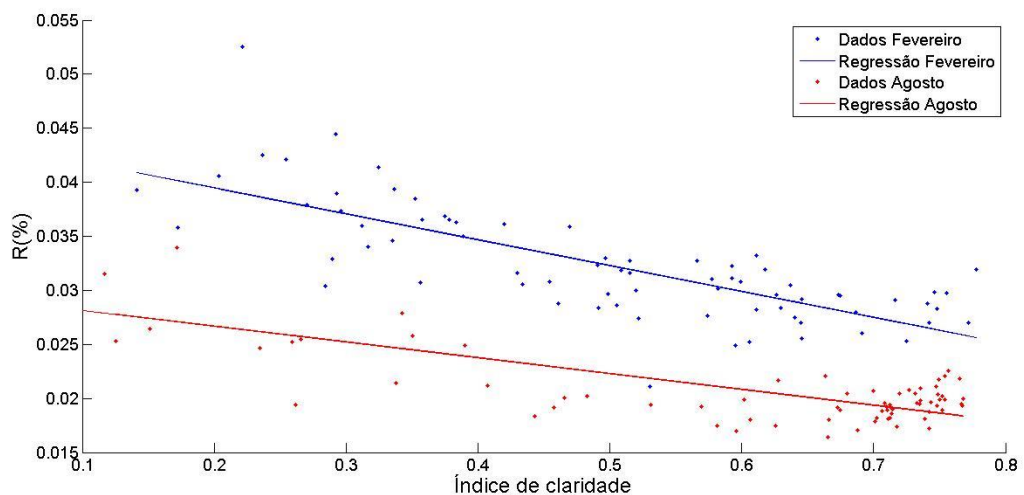


Figura 29: Relação entre R e o índice de claridade nos meses de fevereiro (verão) e agosto (inverno) no período de estudo.

A figura 30 apresenta os valores de R em relação à AOD em 380 nm, para os dias sem nuvens e em todo o período de estudo (2006 a 2015). Nota-se que quanto menor a AOD, maior a quantidade de UVE chegando em superfície em relação à G, no entanto não apresenta uma relação linear. Isto mostra um padrão oposto ao das nuvens, ou seja, a UVE é mais dependente dos aerossóis do que G. Quanto mais poluída a atmosfera, menos UVE e G alcançam a superfície, porém a atenuação de G se dá a uma taxa menor do que UVE, comprovadas pela inclinação negativa da reta. Esse resultado era esperado para São Paulo, visto que há predomínio de partículas da moda fina.

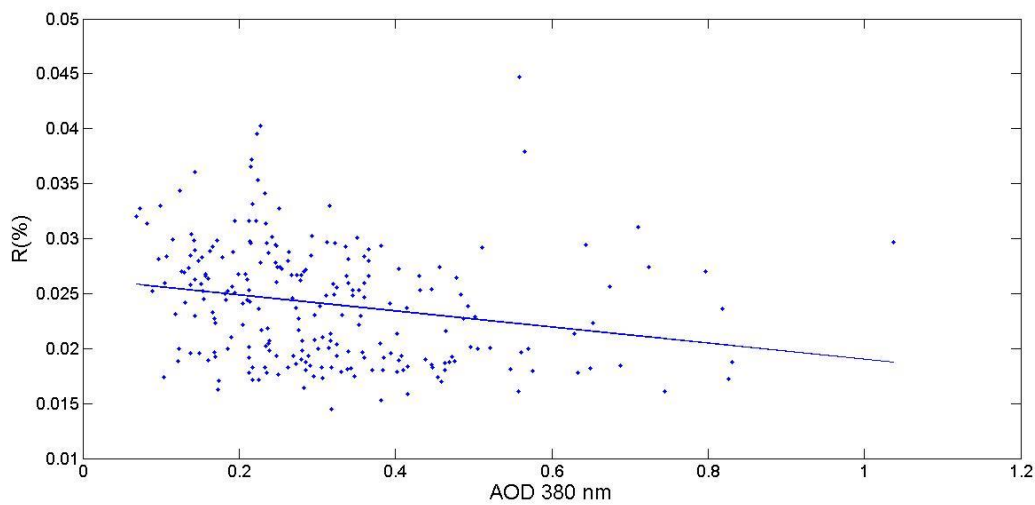


Figura 30: Relação entre R e a AOD em 380 nm no período de estudo.

CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES

Dados da coluna total de ozônio (TOC) obtidas dos instrumentos TOMS a bordo dos satélites Nimbus 7, Meteor 3, Earth Probe e também do instrumento OMI, a bordo do satélite Aura foram utilizados para estudar a climatologia da TOC sobre a região metropolitana de São Paulo (RMSP). Os resultados indicam que há uma tendência de declínio da TOC (cerca de 5 DU/década), o que deve alterar o padrão da radiação ultravioleta incidente em superfície, aumentando-a e tornando os efeitos do Sol ainda mais perigosos na região, caso essa tendência persista.

Dois biômetros em diferentes períodos mediram/medem a radiação ultravioleta eritematosa (UVE) sobre o topo do edifício Pelletron, no Instituto de Física da USP, entre os períodos 2005 – 2009 e de 2014 em diante. Juntamente com os dados do radiômetro CIMEL da rede AERONET (em superfície) e do instrumento OMI e radar CPR a bordo dos satélites Aura e CloudSat, respectivamente, alguns dias de medidas foram simulados através do código de transferência radiativa LibRadtran para avaliar a habilidade em reproduzir numericamente os valores de UVE em superfície na presença de partículas de aerossol e nuvens.

Foram simulados dias de céu sem nuvens com os dados de profundidade óptica de aerossol (AOD) em 550 nm a cada intervalo de medições para avaliar 3 modelos ópticos de aerossol (CASTANHO, 2005) para a região, cada qual definido em função do albedo simples (ω_0) em 550 nm, sendo um mais absorvedor ($\omega_0=0,76$), um moderadamente absorvedor ($\omega_0=0,85$) e um mais espalhador ($\omega_0=0,96$). Os resultados mostraram que o modelo mais absorvedor melhor representa a atmosfera local na região espectral do UVE e da radiação solar global (G), e ao utilizar um dos 3 modelos aleatoriamente, pode-se obter um erro de até 13% na dose diária de UVE. Estudos de sensibilidade com variações na TOC também foram realizados nesses dias, e alterando-a em $\pm 10\%$ notou-se que a variação da UVE é pouco maior do que $\pm 10\%$, dependendo das condições da atmosfera.

Quanto aos dias nublados, dados do raio efetivo e conteúdo integrado de água líquida/gelo para cada intervalo de altura do radar foram extraídos do produto 2B-CWC-RO, do CloudSat. Como o satélite não passa exatamente sobre São Paulo, obtiveram-se os dados do pixel mais próximo e compararam-se com os dados sobre São Paulo, para o topo da nuvem, referentes ao raio efetivo, profundidade óptica da nuvem e conteúdo integrado de água/gelo do

instrumento MODIS a bordo do satélite Aqua. Devido a este fato, somente em sete dias foi possível fazer a simulação na presença de nuvens.

Os modelos de nuvens de água líquida e água líquida e gelo subestimaram, em média, 30% e 10%, respectivamente, as medições em superfície, enquanto o de nuvens de gelo superestimou em 185%. Variando-se em ± 10 e 20% as propriedades ópticas da nuvem, não foram encontradas grandes variações no IUV. Ao extrapolar os dados do conteúdo de gelo, no caso das nuvens só de gelo, é possível reduzir a diferença do modelo para mais próximo do medido pelos biômetros e também pelo piranômetro, para radiação solar global, para 24%. Dessa forma, se houvesse um instrumento medindo estes dados em um intervalo regular, mais curto e próximo aos outros instrumentos seria possível modelar de maneira mais precisa estas situações.

Dois modelos empíricos são sugeridos para previsão e reconstrução de séries passadas de UVE, em função da irradiância solar global incidente em superfície. O primeiro, que permite estimar a dose diária de UVE, resultou em 6 equações, uma para situações de céu sem nuvens, outro com nuvens e uma para cada estação do ano. O modelo que apresentou melhor desempenho foi o de inverno e depois o de céu sem nuvens. Entretanto, para esses modelos, a quantidade de dados utilizados para a validação foi pequena, fazendo com que o resultado não tenha sido estatisticamente robusto. Os modelos sazonais apresentaram ajustes dos modelos melhores que o anual com atmosfera para todas as condições, tornando-se assim mais recomendados.

O segundo modelo empírico sugerido foi gerado em função da dose horária de UVE e G. Três equações para céu sem nuvens (2 para UVE e 1 para G) foram sugeridas e quatro (para UVE) para céu em todas as condições. Todos os modelos superestimaram a UVE, porém o modelo denominado UVE₁ (equação 19) foi o que gerou melhores resultados na validação, com diferença da ordem de 2%.

Por fim, foi avaliada a razão (R) entre UVE e G, apresentando comportamento sazonal contrário à inclinação da coluna de ozônio (aumento do ozônio concomitante a uma redução de R). Observou-se também que quanto maior a quantidade de nuvens, mais UVE em relação à G chega em superfície, e o contrário no caso dos aerossóis.

CAPÍTULO 6 - SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- A análise da TOC foi realizada de forma generalizada sem analisar cada fenômeno específico, tais como QBO, El Niño Oscilação Sul e ciclos solares, devido a diferentes escalas temporais de cada um. Desta forma, sugere-se a avaliação da variação sazonal da TOC com estes fenômenos pelo método da decomposição em ondaletas.
- Estudos (BUTCHART, 2014; YOUNG et al., 2012) sugerem a aceleração na circulação de Brewer-Dobson com as mudanças climáticas, e os distintos impactos sobre a TOC vem sendo analisados principalmente no hemisfério norte sobre diferentes locais. Estes efeitos também devem ser analisados sobre a RMSP.
- Como os dados da AERONET são a cada 15 minutos, os cálculos da irradiância UVE em superfície fica limitado a essa resolução temporal. O radiômetro Multifilter Rotating Shadowband faz medições direta e difusa em diversas bandas do espectro solar a cada minuto, possibilitando o cálculo da AOD550nm. Assim, repetir o estudo para dias de céu sem nuvens com estes dados em menor resolução temporal é eficaz, principalmente em dias com pluma de queimadas provenientes do interior do país.
- Como esperado, a simulação numérica da UVE em superfície na presença de partículas de aerossol mostrou-se mais robusta que na presença de nuvens. Primeiro porque a disponibilidade de valores ao longo do dia da AOD é maior assim como sua variabilidade temporal é menor do que a das nuvens. Conforme sugerido por Martins et al. (2009) há episódios de poluição local em São Paulo que reduzem ainda mais o albedo simples na região espectral do ultravioleta. Os modelos ópticos propostos por Castanho (2005) foram estimados para as regiões do visível e infravermelho próximo, canais disponíveis nos radiômetros da AERONET, e extrapolados para comprimentos de onda mais curtos. Assim, seria interessante ter um radiômetro dedicado a efetuar medições da radiação difusa também no ultravioleta, permitindo estimar os valores das propriedades ópticas intrínsecas do aerossol nessa região espectral. Com isso, espera-se que simulações numéricas mais precisas possam ser geradas no futuro.
- Devido a distância entre o ponto que o satélite CloudSat passa e a localização dos instrumentos, as simulações de UVE na presença de nuvens não foram efetivas. Seria então interessante repetir o estudo de nuvens para uma região sobre o nadir do satélite para que mais casos possam ser analisados.

- Como o satélite CloudSat passa sobre o mesmo ponto a cada 16 dias, em um determinado instante e as nuvens variam muito rapidamente, torna-se difícil a utilização destes dados para a simulação numérica a um intervalo de tempo maior, como do nascer ao pôr do sol em um dia por exemplo. Logo, seria interessante um instrumento em superfície que fizesse as medições das propriedades ópticas e microfísicas da nuvem com maior frequência, como por exemplo o próprio instrumento AERONET no chamado "cloud mode", programado para estimar a profundidade óptica da nuvem quando há presença destas e um radiômetro de micro-ondas, capaz de medir, dentre outros, o conteúdo de água líquida da nuvem.
- Como no período 2009 - 2013 e por diversos meses no ano de 2014 não houve medições de UVE sob o topo do edifício Pelletron, recomenda-se a reconstrução desta série a partir dos dados de radiação solar global para o período a partir dos modelos empíricos gerados neste trabalho.
- Os modelos empíricos trabalhados neste estudo são em função da dose diária e horária de UVE. Seria então interessante gerá-los em função da dose momentânea de radiação solar, o que aprimoraria os resultados em dias de nuvens.

CAPÍTULO 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE, M. F. et al. **Ozone sounding in the Metropolitan Area of São Paulo, Brazil: Wet and dry season.** Atmospheric Environment 61, 627-640. 2012.

ANTÓN, M.; SERRANO, A.; CANCELLO, M. L.; GARCÍA, J. A. **Relationship between erythemal irradiance and total solar irradiance in South-Western Spain.** Journal of Geophysical Research, 113, D14208, doi:10.1029/2007JD009627, 2008.

BAIS, A. F. et al. **Projections of UV radiation changes in the 21st century: impact of ozone recovery and cloud effects.** Atmos. Chem. Phys., 11, 7533–7545, 2011.

BERGER, D.; M., MORYS. **UV-biometer - A broadband instrument complementing ozone measurements with ground based UV exposure.** In Quadrennial Ozone Symposium, Charlottesville, VA. 1992.

BHARTIA, P.K. **OMI TOMS-V8 Total O3 Algorithm, Algorithm Theoretical Baseline Document: OMI Ozone Products.** Vol. II, ATBD-OMI-02, Version 2.0, Disponível em: <http://eosps.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/atbd/ATBD-OMI-02.pdf>. 2002

BUTCHART, N. **The Brewer-Dobson circulation.** Rev. Geophys., 52, 157–184, doi:10.1002/2013RG000448, 2014.

CALBÓ, J.; PAGÈS, D.; GONZÁLEZ, J.-A. **Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review.** Rev. Geophys., 43, RG2002, doi:10.1029/2004RG000155. 2005.

CASTANHO, A. D. **Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para a obtenção de profundidade óptica via satélite sobre São Paulo.** 210 f. Tese (Doutorado em Física) - Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2005.

CORRÊA, M. P.; PLANA-FATTORI, A. **Uma análise das variações do índice ultravioleta em relação às observações de conteúdo de ozônio e da espessura óptica dos aerossóis sobre a cidade de São Paulo.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.21, n.1, 24-32, 2006.

CORREIA, A.; PIRES, C. **Validation of Aerosol Optical Depth retrievals by remote sensing over Brazil and South America using MODIS.** Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006.

CPTEC/INPE. **Queimadas: Monitoramento de focos.** Disponível em: www.dpi.inpe.br/proarco/bdqueimadas. Acesso em 01/02/2016.

CPTEC/INPE. **Síntese do mês de agosto de 2006.** Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/noticias/noticia/5429>. Acesso em 01/02/2016. 2006.

DENG X. J., et al. **Attenuation of ultraviolet radiation reaching the surface due to atmospheric aerosols in Guangzhou.** Chinese Science Bulletin, Vol.57, No.21, 2759 - 2766, 2012.

DESSLER, A. E. **The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone.** International Geophysics series, v. 74, Academic Press, 2000.

DETRAN. **Frotas de veículos em SP** - por tipo de veículo. Disponível em: <http://www.detran.sp.gov.br/wps/portal/portaldetran/detran/estatisticastransito/sa-frotaveiculos/> Acesso em 09/03/2016, 2016.

DIFFEY, B. L.; JANSEN, C. T.; URBACHS, F.; WULF, H. C. **The standard erythema dose: a new photobiological concept.** Photodermatol Photoimmunol Photomed, v. 13, 64-66, 1997.

ERBERTSEDER, T.; EYRING, V.; BITTNER, M.; DAMERIS, M.; GREWE, V. **Hemispheric ozone variability indices derived from satellite observations and comparison to a coupled chemistry-climate model.** Atmos. Chem. Phys., 6, 5105–5120, 2006

FIOLETOV, V.; KERR, J. B.; FERGUSON, A. **The UV Index: Definition, Distribution and Factors Affecting It.** Can J Public Health; 101(4):I5-I9, 2010.

FIOLETOV, V. E. **Ozone Climatology, trends, and substances that control ozone.** Atmosphere-Ocean, 46:1, 39-67, DOI: 10.3137/ao.460103, 2008

GREWE, V. **The origin of ozone.** Atmos. Chem. Phys., 6, 1495–1511, 2006.

GUEYMARD, C. A. The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models. Solar Energy. V. 76, Pages 423–453, 2004.

HARTMANN, D. L. **Global Physical Climatology.** International geophysics series, v. 56, Academic Press, 1994.

HAYWOOD, J.; BOUCHER, O. **Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review.** Reviews of Geophysics, v. 38, p. 513–543, 2000.

HEGGLIN, M. I.; SHEPHERD, T. G. **Large climate-induced changes in ultraviolet index and stratosphere-to-troposphere ozone flux.** Nat. Geosci., 2, 687–691, doi:10.1038/Ngeo604, 2009.

HERMAN, J. R. et al. **Meteor-3 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide**. NASA Reference Publication, 1996

HOLBEN, B.N.; ECK, T.F.; SLUTSKER, I.; TANRE, D.; BUIS, J.P.; SETZER, A.; VERMOTE, E.; REAGAN, J.A.; KAUFMAN, Y.J.; NAKAJIMA, T.; LAVENU, F.; JANKOWIAK, I.; SMIRNOV, A. **AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization**. Remote Sensing of Environment 66(1), 1-16, 1998.

HU, Y. X.; STAMNES, K. **An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models**. J. Clim. 6:728-742. 1993.

HYNDMAN, R. J.; ATHANASOPOULOS, G. **Forecasting: principles and practice**. OTexts. Disponível em: <http://otexts.com/fpp/> 2013.

IBGE. **Nota técnica: Estimativas da população dos municípios brasileiros com data de referência em 1º de julho de 2014**. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/presidencia/noticias/pdf/analise_estimativas_2014.pdf>. Acesso em 09/03/2016, 2014.

INMET. **Normais Climatológicas do Brasil (1961 – 1990)**. Reeditado e Ampliado, organizadores: Andrea Malheiros Ramos, Luiz André Rodrigues dos Santos, Lauro Tadeu Guimarães Fortes. Brasília, DF. 465 p. 2009.

IQBAL, M. **An Introduction to Solar Radiation**. Academic Press, New York. 1983.

JACOB, AD. J. **Heterogeneous chemistry and tropospheric ozone**. Atmospheric Environment, 24, 2131 – 2159, 2000.

JOSEFSSON, W.; LANDELIUS, T. **Effect of clouds on UV irradiance: As estimated from cloud amount, cloud type, precipitation, global radiation and sunshine duration**. Journal of geophysical research, v. 105, p. 4927-4935, 2000.

KASTEN, F.; YOUNG, A. T. **Revised optical air mass tables and approximation formula**. Applied optics, 28: 4735 – 4738, 1989.

KING M. D., MENZEL W. P., KAUFMAN Y. J., TANRÉ D., GAO B-C., PLATNICK S., ACKERMAN S. A., REMER L. A., PINCUS R., HUBANKS P. A. **Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS**. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions, 41:442–458, 2003.

KIPP & ZONEN. **CM 21 Pyranometer** - Instruction Manual. Disponível em: <<http://www.kippzonen.com>>. 2004

KOUSKY, V. E. **Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector.** Revista Brasileira de Meteorologia, n. 3, p. 217-231, 1988.

KROON, M.; VEEFKIND, J. P.; SNEEP, M.; MCPETERS, R. D.; BHARTIA, P. K.; LEVELT, P. F. **Comparing OMI-TOMS and OMI-DOAS total ozone column data.** J. Geophys. Res., 113, D16S28, doi:10.1029/2007JD008798, 2008.

KYLLING, A.; BAIS, A. F.; BLUMTHALER, M.; SCHREDER, J.; ZEREFOS, C. S.; KOSMIDIS, E. **Effect of aerosols on solar UV irradiances during the Photochemical Activity and Solar Ultraviolet Radiation campaign.** Journal of Geophysical Research, Vol. 103, 26051 - 26060, 1998.

KYLLING, A.; STAMNES, K.; TSAY, S.-C. **A reliable and efficient two-stream algorithm for spherical radiative transfer: Documentation of accuracy in realistic layered media.** Journal of Atmospheric Chemistry, Volume 21, Page 115-150, 1995.

LIOU, K. N. **An introduction to Atmospheric Radiation.** 2nd Ed. International geophysics series, v. 84, Academic Press, 2002.

MARTINS, J. V.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y. J.; CASTANHO, A. D.; REMER, L. A. **Spectral absorption properties of aerosol particles from 350 – 2500 nm.** Geophysical Research letters, vol. 36, L13810, doi:10.1029/2009GL037435, 2009.

MATEOS, D.; PACE, G.; MELONI, D.; BILBAO, J.; DI SARRA, A.; DE MIGUEL, A.; CASASANTA, G.; MIN, Q. **Observed influence of liquid cloud microphysical properties on ultraviolet surface radiation.** J. Geophys. Res. Atmos., 119, 2429–2440, doi:10.1002/2013JD020309, 2014.

MAYER, B.; KYLLING, A. **The libRadtran radiative transfer package.** Atmos. Chem. Phys., 5, 1855–1877, 2005

MAYER, B.; KYLLING, A.; EMDE C.; BURAS, R.; HAMANN, U.; GASTEIGER, J.; RICHTER, B. **LibRadtran user's guide: Edition for libRadtran version 2.0.** 2015.

MCKINLAY, A. F.; DIFFEY B. L. **A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin.** CIE J; 6: 17-22, 1987

McPETERS, R. D. et al. **Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide.** NASA Technical Publication, 1998

McPETERS, R. D. et al. **Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide**. NASA Reference Publication, 1996.

OHRING, G.; MUENCH, H. S. **Relationships between ozone and meteorological parameters in the lower stratosphere**. J. Meteorol. 17: 195 - 206, 1959.

OMI Team. Ozone Monitoring Instrument (OMI) Data User's Guide. 2012

ONU. **Handbook for the Montreal Protocol on substances that deplete the ozone layer**. Disponível em: <http://ozone.unep.org/en/handbook-montreal-protocol-substances-deplete-ozone-layer/>. Acesso em 16/02/2016, 2015.

PITARI, G.; MANCINI, E. **Short-term climatic impact of the 1991 volcanic eruption of Mt. Pinatubo and effects on atmospheric tracers**. Natural Hazards and Earth System Sciences 2: 91–108, 2002.

RAES, F. et al. **Formation and cycling of aerosols in the global troposphere**. Atmospheric Environment 34 4215-4240, 2000.

REID, J. S. et al. **A review of biomass burning emissions part III: intensive optical properties of biomass burning particles**. Atmos. Chem. Phys., 5, 827-849. 2005.

RICCHIAZZI, P.; YANG, S.; GAUTIER, C.; SOWLE, D. **SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere**. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 79, 10, 2101 – 2114, 1998.

ROSÁRIO, N. M. E. **Comparação de profundidades ópticas espectrais do aerosol obtidas para São Paulo a partir de um Multifilter Rotating Shadowband Radiometer e do fotômetro solar da AERONET**. 137 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2006.

SABZIPARVAR, A. A. **Estimation of clear-sky effective erythema radiation from broadband solar radiation (300 – 3000 nm) data in an arid climate**. Int. J. Climatol. 29: 2027 – 2032, 2009.

SEÇÃO TÉCNICA DE SERVIÇOS METEOROLÓGICOS DO IAG USP. **Medições e observações de superfície efetuadas na estação meteorológica**. Disponível em: <<http://www.estacao.iag.usp.br/Boletins/2007.pdf>> Acesso em: 16/02/2016. 2008.

SHINDELL, D. **Solar Variability, Ozone, and Climate**. Science Briefs, disponível em: http://www.giss.nasa.gov/research/briefs/shindell_03/. Acesso em 14/01/2016. 1999

SOCIEDADE BRASILEIRA DE FÍSICA. **Enxergando no escuro: a física do invisível.** Física na Escola, v. 12, n. 2, 2011.

SOLAR LIGHT Co. **501 UV Biometer Owners Manual.** Disponível em: <http://solarlight.com/wp-content/uploads/2013/02/501.pdf>. Acesso em 01/02/2016. 2006

SOUKHAREV, B. E.; HOOD, L. L. **Solar cycle variation of stratospheric ozone:** Multiple regression analysis of long-term satellite data sets and comparisons with models, J. Geophys. Res., 111, D10314, doi:10.1029/2006JD007107, 2006.

STEPHENS, G. L. et al. **The CloudSat Mission and the A-Train:** A new dimension of space based observations of clouds and precipitation. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83, 1771–1790. 2002

UCAR. **Satellite Monitoring of Atmospheric Composition.** Disponível em: http://www.meted.ucar.edu/EUMETSAT/atmos_comp/index.htm. Acesso em 05 /01/2016, 2012

VAN DE HULST, H. C. **Multiple Light Scattering:** Tables, Formulas, and Applications. ACADEMIC PRESS, New York, USA, v. 2, 1980.

VEMADO, F. **Análise da circulação de brisa marítima e seus impactos sobre a precipitação na Região Metropolitana de São Paulo por meio do modelo ARPS.** 111 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciência Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

VILLÁN, D. M.; CASTRILLO, A. M.; SANTOS, J. B. **Empirical models of UV total radiation and cloud effect study.** Int. J. Climatolo. 20: 1407 – 1415, 2010.

WEBER, M.; DIKTY, S.; BURROWS, J. P.; GARNY, H.; DAMERIS, M.; KUBIN, A.; ABALICHIN, J.; LANGEMATZ, U. **The Brewer-Dobson circulation and total ozone from seasonal to decadal time scales.** Atmos. Chem. Phys., 11, 11221–11235, 2011.

WENNY, B. N.; SAXENA, V. K.; FREDERKC, J. E. **Aerosol optical depth measurements and their impact on surface levels of ultraviolet-B radiation.** Journal of Geophysical Research, v. 106, p. 17311-17319, 2001.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences,** 2nd Ed. International Geophysics Series, Vol 59, Academic Press, 464pp, 1995.

WHO (World Health Organization). **Global Solar UV Index:** A practical guide. Disponível em: <http://www.who.int/uv/publications/en/UVIGuide.pdf>. Último acesso em 01/06/2016. 2002.

WHO (World Health Organization). **Lasers and optical radiation**. Environmental Health Criteria, No. 23, Geneva, Switzerland, 1982.

WMO (World Meteorological Organization). **Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010**, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 52, 516 pp., Geneva, Switzerland, 2011.

WMO (World Meteorological Organization). **Assessment for Decision-Makers: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014**, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 56, Geneva, Switzerland, 2014.

YOUNG, P. J.; ROSENLOF, K. H.; SOLOMON, S.; SHERWOOD, S. C.; FU, Q.; LAMARQUE, J.-F. **Changes in Stratospheric Temperatures and Their Implications for Changes in the Brewer–Dobson Circulation, 1979–2005**. *Journal of Climate*, v. 25, 1759 - 1772, 2012.

ZHOU, J.; LAU, K. M. **Does a Monsoon Climate Exist Over South America?** *Journal of Climate*, v.11, n.5, p.1020-1040, 1998.