



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
INSTITUTO DE RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**Aplicações de um modelo de transferência radiativa
para avaliação de uma série temporal de radiação
solar**

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

Lara Amanda Marques Vieira

Itajubá, MG, Brasil

2017

Aplicações de um modelo de transferência radiativa para avaliação de uma série temporal de radiação solar

por

Lara Amanda Marques Vieira

Monografia apresentada à comissão examinadora Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas da Universidade Federal Itajubá (UNIFEI, MG), como requisito parcial para obtenção do grau de

Bacharel em Ciências Atmosféricas.

Orientador: Marcelo de Paula Corrêa

**Itajubá, MG, Brasil
2017**

**Universidade Federal de Itajubá
Instituto de Recursos Naturais
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a
Monografia

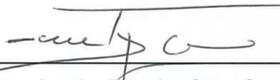
**APLICAÇÕES DE UM MODELO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA
PARA AVALIAÇÃO DE UMA SÉRIE TEMPORAL DE RADIAÇÃO
SOLAR**

elaborada por

Lara Amanda Marques Vieira

Como requisito parcial para a obtenção do grau de
Bacharel em Ciências Atmosféricas

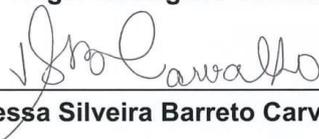
Comissão Examinadora:



Marcelo de Paula Corrêa, Dr. (UNIFEI)
(Presidente/Orientador)



Roger Rodrigues Torres, Dr. (UNIFEI)



Vanessa Silveira Barreto Carvalho, Dr^a. (UNIFEI)

Itajubá, 16 de novembro de 2017.

AOS MEUS PAIS

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Professor Doutor Marcelo de Paula Corrêa pela confiança em meu trabalho, pela orientação desde a iniciação científica, pelo positivismo, pelas críticas sempre construtivas e pela estrutura física e científica que oferece, que vai além dos limites do Instituto de Recursos Naturais da Universidade Federal de Itajubá. Agradeço à ele principalmente por sempre incentivar a busca pela interdisciplinaridade, de modo que, conseqüentemente, sempre foi capaz de oferecer a todos seus alunos uma vasta experiência profissional e uma rede de contato com pesquisadores espalhados pelo mundo.

À competente equipe técnica da Estação Meteorológica de Água Funda de São Paulo/ SP, pelo excelente trabalho na instalação e manutenção dos instrumentos presentes no local, além da disponibilização dos dados para o desenvolvimento deste estudo.

À Bruna, Rayan e Vitor Hugo, meus grandes companheiros de sala. Ao Mateus, Eduardo, Thales, Rani e Kelvem pela amizade construída ao longe destes quatro anos. Ao excelente corpo docente do curso de Ciências Atmosféricas da UNIFEI, pois foi fundamental o empenho e comprometimento de todos eles para que o curso obtivesse o destaque que tem na atualidade.

Gostaria de agradecer a todos os alunos do curso que se fizeram presentes nesta caminhada, principalmente aos veteranos, que além de oferecerem inúmeras dicas com relação ao que estava por vir, foram fundamentais para criar um ambiente familiar dentro do universo universitário.

Por fim, gostaria de agradecer aos meus pais, José e Lúcia, minha irmã, Bárbara, e aos meus amigos Camila, Carina, Cornélio, Cris, Fabiana, Michelle, Lucas, Raquel e diversos outros pela confiança na minha capacidade de chegar até aqui e pelo imenso apoio nos momentos mais difíceis desta caminhada.

“A natureza é o único livro que oferece um conteúdo valioso em todas as suas folhas”

Johann Goethe

RESUMO

Monografia de Graduação
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Itajubá, MG, Brasil

APLICAÇÕES DE UM MODELO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA PARA AVALIAÇÃO DE UMA SÉRIE TEMPORAL DE RADIAÇÃO SOLAR

AUTOR(A): LARA AMANDA MARQUES VIEIRA
ORIENTADOR: MARCELO DE PAULA CORRÊA
Sala de Reuniões do Bloco M3 da Universidade Federal de Itajubá
Itajubá, 16 de novembro de 2017.

A quantidade de radiação solar que atinge a superfície da Terra é determinada pelas condições atmosféricas, latitude e estações do ano. Estimativas e medidas são importantes pois o fluxo de radiação solar na superfície da Terra é a principal fonte de energia para a vida, bem como um regulador do clima no nosso planeta. Diante disto, a primeira fase deste estudo tem a finalidade de analisar a climatologia da nebulosidade, irradiação, insolação e profundidade óptica dos aerossóis para a região de Água Funda localizada na cidade de São Paulo/ SP. A segunda fase do trabalho consiste na realização de testes de sensibilidade realizados no modelo computacional de transferência radiativa *Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer (SBDART)*. A fim de avaliar a qualidade das simulações, foram realizadas métricas estatísticas, tais como: médias, desvio padrão, testes de tendência e significância. Os resultados apresentaram que a irradiação solar, no período entre 1962 e 2014, possui valores maiores no verão, média (\pm desvio padrão) de $19,8 \pm 6,6$ MJ/m², e menores no inverno, com $12,3 \pm 4,1$ MJ/m². Por outro lado, a insolação apresentou valores de $4,9 \pm 3,7$ horas de insolação no verão, enquanto que no inverno esse valor passa à $5,3 \pm 3,2$ h. A avaliação da nebulosidade mostra os padrões esperados para a localidade, com maior cobertura de nuvens durante o verão ($79,8 \pm 23,1\%$) e menor no inverno ($58,8 \pm 33,6\%$). Quanto a profundidade óptica dos aerossóis, há uma grande variabilidade sazonal, possuindo maiores valores na primavera, de $0,26 \pm 0,04$, devido ao transporte a longa distância de material particulado de queimadas na Amazônia e do Brasil Central, e menores no verão, $0,16 \pm 0,04$. Com relação ao teste de sensibilidade do código computacional SBDART, o modelo superestimou os valores observados em São Paulo em cerca de 8 MJ/m². Essa superestimava pode estar relacionada à variabilidade da nebulosidade e dos aerossóis, cuja representação em modelos numéricos é ainda complexa.

Palavras-chave: Climatologia. SBDART. Irradiação. São Paulo.

ABSTRACT

Monografia de Graduação
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Itajubá, MG, Brasil

APPLICATIONS OF A RADIATIVE TRANSFER MODEL FOR THE EVALUATION OF A TEMPORARY SERIES OF SOLAR RADIATION

AUTHOR: LARA AMANDA MARQUES VIEIRA
ADVISOR: MARCELO DE PAULA CORRÊA
Meeting room of the M3 block of the Federal University of Itajubá
Itajubá, November 16, 2017.

The amount of solar radiation that reaches the earth's surface is determined by weather conditions, latitude, and seasons. Estimates and measurements are important because the flux of solar radiation on the Earth's surface is the main source of energy for life, as well as a climate regulator on our planet. Therefore, the first phase of this study has the purpose of analyzing the climatology of cloudiness, irradiation, insolation and optical depth of the aerosols for the region of Água Funda located in the city of São Paulo / SP. The second phase of the work consists of conducting sensitivity tests performed on the *Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer (SBDART)* radiative transfer model. In order to evaluate the quality of the simulations, statistical metrics were performed, such as: averages, standard deviation, trend and significance tests. The results showed that solar irradiation between 1962 and 2014 had higher values in the summer, mean (\pm standard deviation) of $19,8 \pm 6,6$ MJ / m², and lower in winter, with $12,3 \pm 4,1$ MJ / m². On the other hand, the insolation presented values of $4,9 \pm 3,7$ hours of insolation in summer, whereas in winter this value goes to $5,3 \pm 3,2$ hours. The cloudiness assessment shows the expected patterns for the locality, with higher cloud cover during summer ($79,8 \pm 23,1\%$) and lower in winter ($58,8 \pm 33,6\%$). As for the optical depth of the aerosols, there is a great seasonal variability, with higher values in the spring, of $0,26 \pm 0,04$, due to the long-distance transport of particulate matter in the Amazon and Central Brazil, and smaller in summer, $0,16 \pm 0,04$. Regarding the sensitivity test of the SBDART computational code, the model overestimated the values observed in São Paulo at about 8 MJ / m². This overestimation may be related to the variability of the nebulosity and the aerosols, whose representation in numerical models is still complex.

Key word: Climatology. SBDART. Irradiation. São Paulo.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA	1.1	-	Espectro Eletromagnético.	Fonte:	
			http://labcisico.blogspot.com.br/2013/03/o-espectro-eletromagnético-na-natureza.html		2
	Figura 1.2 - Irradiância solar espectral no topo da atmosfera e na superfície ao nível do mar. A linha tracejada representa a curva correspondente de corpo negro a uma temperatura média equivalente a 6.000 K. As regiões hachuradas representam as absorções moleculares na atmosfera (ozônio, vapor d'água e outros). Fonte: SEINFELD e PANDIS, 1998.....				3
	Figura 1.3 - Parâmetros influenciadores na quantidade de radiação que chega à superfície. Fonte: Global Solar UV INDEX – A Practical Guide (2002).....				4
	Figura 1.4 – Variação Global de Radiação conforme a latitude. Fonte: Solar Ultraviolet Radiation – Global burden of disease from solar ultraviolet radiation (2006).....				7
	Figura 1.5 – Esquema simplificado das reações que formam eventos de smog fotoquímico. Fonte: Fornaro (2011).....				9
	Figura 1.6 – Ozônio estratosférico. Fonte: Tanimoto e Soares (2003).....				10
	Figura 1.7 – Interação da atmosfera e da superfície terrestre com a radiação solar. Fonte: adaptado de Ahrens (2009).....				16
	Figura 1.8 – Balanço de energia entre a superfície da Terra e a atmosfera. Fonte: adaptado de Ahrens (2009).....				17
	Figura 2.1 – Localização de Água Funda na cidade de São Paulo (Zona Sul de São Paulo).....				19

Figura 2.2 – Fotômetro CE318A. (a) Modo “parking”, (b) Modo automático.....	20
Figura 2.3 – Medições do CE318A, onde θ e ϕ são, respectivamente, os ângulos zenital e azimutal do sensor, e θ_0 e ϕ_0 do disco solar . (a) No plano principal. (b) Em almucântar. (Fonte: Castanho, 2005).....	21
Figura 2.4 – INPUT utilizado e definição de cada um dos parâmetros.....	25
Figura 3.1 – Boxplot de irradiação (MJ/m^2) diária na estação meteorológica de Água Funda entre os anos de 1962 e 2014.....	28
Figura 3.2 – Boxplot de insolação (h) diária na estação meteorológica de Água Funda entre os anos de 1962 e 2014.....	29
Figura 3.3 – Boxplot de cobertura de nuvens (%) diária na estação meteorológica de Água Funda entre os anos de 1962 e 2014.....	29
Figura 3.4 – Boxplot dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 1020 nm entre os anos de 1978 e 2015.....	31
Figura 3.5 – Boxplot dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 870 nm entre os anos de 1978 e 2015.....	31
Figura 3.6 – Boxplot dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 675 nm entre os anos de 1978 e 2015.....	32
Figura 3.7 – Boxplot dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 500 nm entre os anos de 1978 e 2015.....	32

Figura 3.8 – Boxplot dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 440 nm entre os anos de 1978 e 2015.....	33
Figura 3.9 – Boxplot dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 380 nm entre os anos de 1978 e 2015.....	33
Figura 3.10: Médias mensais da espessura óptica em 550 nm, obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.....	34
Figura 3.11 – Quantidade de nuvens baixas no período de 1962 à 2014.....	35
Figura 3.12 – Quantidade de nuvens médias no período de 1962 à 2014.....	35
Figura 3.13 – Quantidade de nuvens altas no período de 1962 à 2014.....	36
Figura 3.14 – Séries temporais de Irradiação de 1962 a 2014 segundo os dados da Estação Meteorológica de Água Funda.....	37
Figura 3.15 – Séries temporais de Insolação de 1962 a 2014 segundo os dados da Estação Meteorológica de Água Funda.....	37
Figura 3.16 – Séries temporais de espessura óptica do aerossol médio de 2000 a 2016 segundo os dados da plataforma AERONET.....	38
Figura 3.17 - Simulação da Irradiação para cidade de São Paulo para os dias 21 de cada mês de acordo com o meio-dia local.....	39
Figura 3.18 - Simulação da Irradiação para cidade de São Paulo considerando dados de todos os dias do ano de 2014 variando de dez em dez minutos.....	40

Figura 3.19 – Diferença entre os dados simulados pelo SBDART e os valores observados na estação meteorológica de Água Funda considerando dados de todos os dias do ano de 2014 variando de dez em dez minutos.....	41
Figura 3.20 - Simulação da Irradiação para cidade de São Paulo considerando dados de todos os dias do ano de 2014 variando de hora em hora minutos.....	42
Figura 3.21 – Diferença entre os dados simulados pelo SBDART e os valores observados na estação meteorológica de Água Funda considerando dados de todos os dias do ano de 2014 variando de hora em hora.....	42
Figura 3.22 – Boxplot dos dados observados na estação meteorológica de Água Funda em São Paulo e dados simulados para cinco diferentes casos de input no SBDART.....	44

LISTA DE TABELAS

TABELA 1.1 – Altura médias das bases das nuvens nas diferentes regiões do planeta.....	11
TABELA 2.1 – Casos considerados no INPUT do modelo SBDART	27
TABELA 3.1 – Valores médios de profundidade óptica de aerossóis de acordo com cada comprimento de onda separados por estação do ano.....	30
TABELA 3.2 – Valores de desvio padrão da profundidade óptica de aerossóis de acordo com cada comprimento de onda separados por estação do ano.....	30

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

AERONET – Aerosol RObotic NETwork
 BDMEP - Banco Meteorológico para Ensino e Pesquisa
 BOTDIR - Fluxo descendente direto do ZOUT base (W/m^2)
 BOTDN - Fluxo total descendente do ZOUT base (W/m^2)
 BOTUP - Fluxo total ascendente do ZOUT base (W/m^2)
 CCN – Núcleo de condensação de nuvens
 DISORT – Discrete Ordinate Radiative Transfer
 EMAF - Estação Meteorológica de Água Funda
 ETR – Equações de Tranferência Radiativa
 EXCEL – Microsoft Office Excel
 FFEW - Função de filtro de largura equivalente (microns)
 FORTRAN - IBM Mathematical FORMula TRANslation System
 GOES – Geostationary Operational Environmental Satellites
 NASA – National Aeronautic Spacial Agency
 NIR – Infravermelho Próximo
 NOAA – Administração Oceânica e Atmosférica Nacional
 R-UV - Radiação Ultra Violeta
 SBDART - *Santa Barbara* DISORT Atmospheric Radiative Transfer
 SP - São Paulo
 TOPDIR - Fluxo descendente direto do ZOUT topo (W/m^2)
 TOPDN - Fluxo descendente total do ZOUT topo (W/m^2)
 TOPUP - Fluxo ascendente total do ZOUT topo (W/m^2)
 UNIFEI - Universidade Federal de Itajubá
 USP - Universidade de São Paulo
 UV - Ultra Violeta
 UVA - Radiação Ultravioleta tipo A
 UVB - Radiação Ultravioleta tipo B
 UVC - Radiação Ultravioleta tipo C
 WLINF - Limite inferior do comprimento de onda analisado (microns)
 WLSUP - Limite superior do comprimento de onda analisado (microns)

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABELAS	VII
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	XII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 RADIAÇÃO	1
1.2 RADIAÇÃO ULTRAVIOLETA.....	5
1.3 OZÔNIO ATMOSFÉRICO.....	8
1.4 NEBULOSIDADE.....	10
1.5 AERROSSÓIS	12
1.6 BALANÇO DE ENERGIA.....	15
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	18
2.1. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	18
2.2. DESCRIÇÃO DOS DADOS	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
2.3. TESTE DE TENDÊNCIA MANN-KENDALL.....	21
2.4. UTILIZAÇÃO DOS DADOS	23
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	28
4. CONCLUSÃO.....	45
5. REFERÊNCIAS	47

1. INTRODUÇÃO

A quantidade de radiação solar que atinge a superfície da Terra é de extrema importância e é determinada pelas condições atmosféricas, latitude e estações. Essa importância se dá, pois o fluxo de radiação solar na superfície da Terra é a principal fonte de energia para a vida, bem como um regulador do clima no nosso planeta. A radiação solar incidente sobre a superfície da Terra tem muitas aplicações; tais como estudos de balanço energético da atmosfera, estudos de sumidouros de carbono globais, análise da carga térmica em edifícios e outros.

Quanto a Meteorologia, a radiação tem devida importância por proporcionar melhorias aos modelos numéricos de transferência radiativa para a previsão de R-UB; além de um conhecimento completo de radiação solar ser muito importante para compreender a climatologia local, pois a energia radiante líquida disponível para a atmosfera da Terra é uma força motriz para chuvas convectivas. Ou seja, o tempo e o clima são determinados pela quantidade e distribuição da radiação solar que atinge a Terra. Para tanto, deve-se considerar o balanço de energia, em que considera-se as quantidades de energia que entram e saem do sistema Terra.

1.1 Radiação

A principal fonte de energia do sistema Terra-atmosfera é a radiação eletromagnética proveniente do Sol, ou seja, a radiação solar. O Sol emite radiação como um corpo negro – corpo idealizado que absorve toda a radiação incidente sobre si, em todos os comprimentos de onda e de qualquer direção. De modo que, a radiação é a transferência de energia térmica por ondas eletromagnéticas. Essa forma de transferência de energia não necessita de matéria para ser realizada, pois propaga-se no vácuo. A onda eletromagnética se propaga a uma velocidade de aproximadamente $300.000 \text{ km s}^{-1}$, à velocidade da luz (Ynoue *et al.*, 2017).

A radiação eletromagnética é um conjunto de várias ondas que se propagam no espaço. Uma onda oscila em torno de um eixo de equilíbrio e pode ser descrita pelo seu comprimento e amplitude. Os pontos com maiores distâncias acima do eixo são as cristas, e os pontos com maiores distâncias abaixo do eixo são os cavados. O comprimento de onda (λ) é a distância entre as cristas ou cavados sucessivos, e a amplitude de onda equivale à intensidade (ou altura) de cristas e cavados. Ondas

com diferentes comprimentos compõem o espectro eletromagnético (Ynoue *et al.*, 2017).

Toda matéria que tem temperatura acima de 0 K emite radiação devido à vibração dos átomos que a compõem. Assim, os comprimentos de onda das radiações que cada objeto emite dependem basicamente de sua temperatura. Quanto maior ela for, mais rápido vibrarão os átomos e, portanto, menores serão os comprimentos de onda das radiações emitidas.

Os comprimentos de onda associados a diferentes tipos de radiação, de modo que o espectro eletromagnético vai da região das ondas de rádio aos raios gama. Radiações de comprimentos de onda menores são mais energéticas do que as de comprimentos de onda maiores. Assim, pode-se dividir o espectro eletromagnético em regiões de propriedades características. A região dos raios X tem comprimento de onda característico em torno de 10^{-9} m. A radiação dessa região é muito mais energética do que aquela da região das ondas de rádio, que tem comprimento de onda característico da ordem de 100 m. A radiação ultravioleta (UV) concentra-se na faixa de comprimentos de onda em torno de 10^{-7} m. A região da radiação visível – luz – é particularmente interessante, pois é nessa pequena faixa que os olhos humanos detectam as cores. O azul tem comprimento de onda menor, aproximadamente $0,4 \mu\text{m}$ ($1 \mu\text{m} = 10^{-6}$ m), e o vermelho, comprimento de onda maior, cerca de $0,7 \mu\text{m}$. A radiação infravermelha pode ser percebida por suas propriedades de aquecimento.

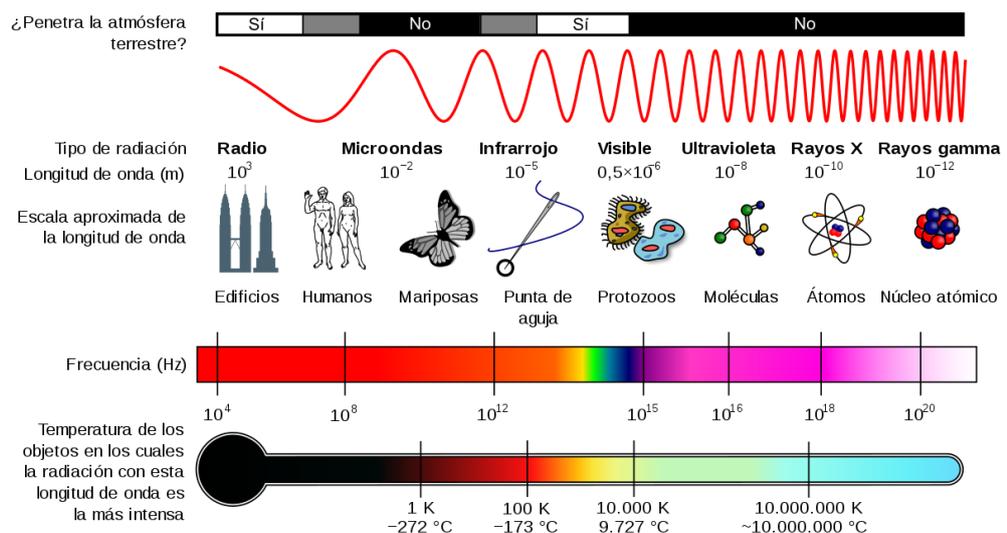


Figura 1.1 - Espectro Eletromagnético. Fonte: <http://labcisco.blogspot.com.br/2013/03/o-espectro-eletromagnetico-na-natureza.html>

A radiação solar que incide no topo da atmosfera é alterada até chegar à superfície, devido à: absorção por gases presentes na atmosfera (O_3 e H_2O), ao espalhamento Rayleigh por moléculas de N_2 e O_2 , e à absorção e ao espalhamento por partículas de aerossóis, como mostra a figura 1.2, em que o espectro da irradiância na superfície terrestre, com as respectivas bandas de absorção.

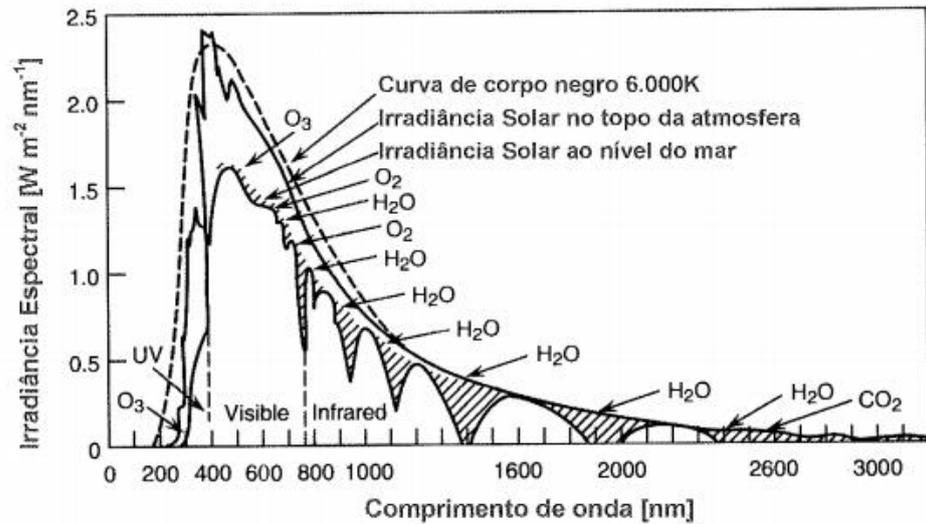


Figura 1.2 - Irradiância solar espectral no topo da atmosfera e na superfície ao nível do mar. A linha tracejada representa a curva correspondente de corpo negro a uma temperatura média equivalente a 6.000 k. As regiões hachuradas representam as absorções moleculares na atmosfera (ozônio, vapor d'água e outros). Fonte: SEINFELD e PANDIS, 1998.

Além destes fatores, existem alguns outros parâmetros que influenciam na quantidade de radiação que chega à superfície, tais parâmetros estão descritos na figura 1.3 juntamente com suas características que serão aprofundadas em outras secções.

OS NÍVEIS DE RADIAÇÃO UV SÃO INFLUENCIADOS POR:

ELEVAÇÃO DO SOL

Quanto mais elevado o sol no céu, maior o nível de radiação UV. Assim, os níveis de radiação UV variam com a hora do dia e a época do ano. Ao lado das trópicos, os níveis mais altos ocorrem quando o sol está em sua elevação máxima, ao redor do meio-dia (meio-dia solar) durante os meses de verão.

LATITUDE

Quanto mais próximas as regiões equatoriais, maiores são os níveis de radiação UV.

COBERTURA DE NUVENS

Os níveis de radiação são mais altos sob céus sem nuvens, mas mesmo com a cobertura da nuvem, os níveis de radiação UV podem ser altos. A dispersão pode ter o mesmo efeito que a reflectância por diferentes superfícies e assim aumentar os níveis de radiação UV total.

ALTITUDE

Em altitudes mais altas, uma atmosfera mais fina absorve menos radiação UV. Com cada aumento de 1000 metros de altitude, os níveis de radiação UV aumentam 10% para 12%.

OZÔNIO

O ozônio absorve algumas das radiações UV que de outra forma alcançariam a superfície da Terra. Os níveis de ozônio variam ao longo do ano e até ao longo do dia.

REFLEXÃO DA TERRA

A radiação UV é reflectida ou dispersa para diferentes extensões por superfícies diferentes, por exemplo, a neve fresca pode refletir tanto quanto 80% da radiação UV, areia seca da praia cerca de 15% e espuma do mar cerca de 25%.

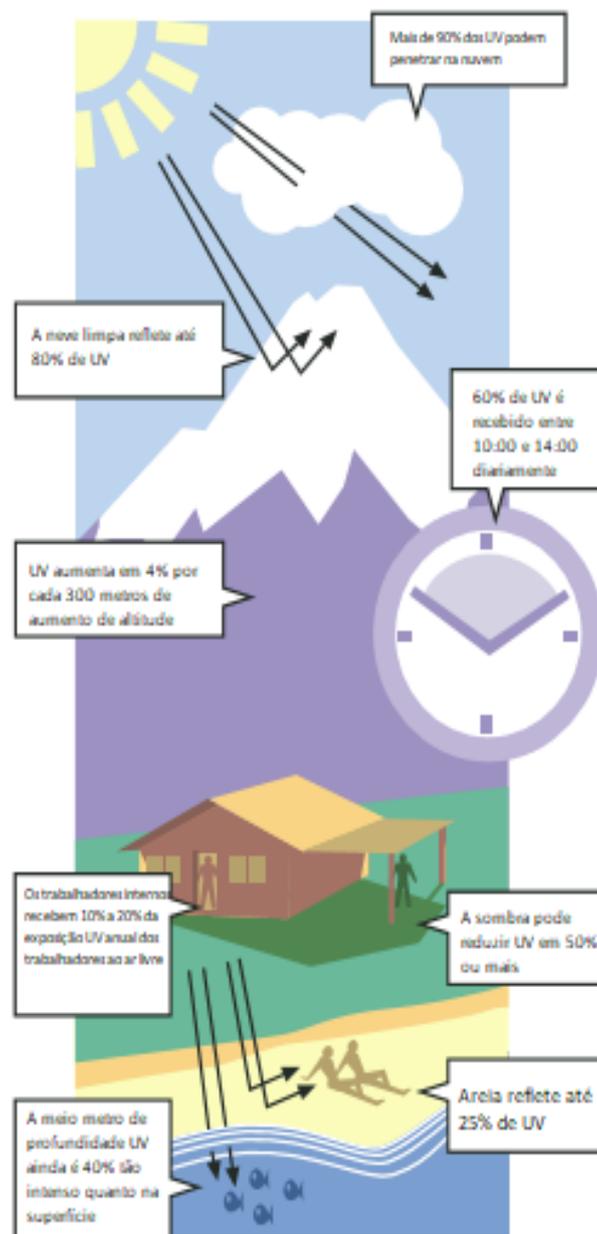


Figura 1.3 – Parâmetros influenciadores na quantidade de radiação que chega à superfície. Fonte: Global Solar UV INDEX – A Practical Guide (2002).

O efeito da radiação solar sobre a saúde humana depende da quantidade e tipo de radiação que atinge o corpo. Isto por sua vez depende, por um lado, da concentração de ozônio atmosférico que está disponível para absorver a radiação ultravioleta, em particular UVB. Em seguida, a quantidade e estrutura de radiação espectral atingindo o corpo é dependente do ângulo em que os raios solares atravessam a atmosfera, de modo que isto influencia fortemente a atividade biológica, por exemplo: em baixas latitudes há maior intensidade de R-UV com uma maior proporção de comprimentos de onda mais curtos, relacionado com o ângulo baixo de incidência da radiação incidente (FREEDMAN et al., 2000).

Atualmente tem-se notado que em escala global e regional há uma pequena variação na radiação solar durante os anos (SOLOMEN et al., 2007 e LEAN E RIND, 2009). Isto deve-se ao fato de que com a urbanização (ALPERT, KISHCHA e SCHWARZBARD, 2005), a industrialização e outras atividades antrópicas. De modo que a carga atmosférica aumentou e isto, provavelmente, tem causado redução suficiente na radiação solar (escurecimento global) (LIEPERT, 2002 e WILD et al., 2001).

1.2 Radiação Ultravioleta

A radiação ultravioleta é uma parte do espectro de radiação eletromagnética emitida pelo Sol, e é dividida em três bandas de comprimento de onda diferentes (SELGRADE et al, 1997).

UVA: 400 - 315 nm

UVB: 315 - 280 nm

UVC: 280 - 100 nm

A UVC é totalmente absorvida pelo ozônio atmosférico, e tem uma penetração mínima da superfície do Terra e, portanto, tem pouco efeito sobre a saúde humana. A UVB, é cerca de 90% ou mais absorvida pela ozônio atmosférico (MCMICHAEL & HALL, 1997), enquanto que os raios UVA passam através da atmosfera com pequena mudança. Desta forma, a radiação solar ultravioleta que afeta a saúde humana consiste de UVA e UVB.

A UVA penetra na pele humana mais profundamente do que UVB. Espectros de ação biológica para respostas indicam que a radiação UVB é absorvida pelo ADN – subsequente danos ao DNA parecem ser um fator-chave para o início do processo

de carcinogênese na pele (DUMAS & JAUBERTEAU-MARCHAN, 2000 e MCMICHAEL & HALL, 1997).

1.3 Altitude, estações e latitude

Quanto maior a altitude, mais frio será e quanto menor a altitude, mais quente. Isto ocorre, entre outros motivos, porque os raios solares chegam com certo comprimento de onda e ao refletirem de volta para o espaço mudam este comprimento. Além disso, nas baixas altitudes o ar é mais concentrado (maior densidade) e por isso tem maior capacidade de acumular calor, enquanto nas altas altitudes o ar é mais rarefeito e possui menor capacidade de armazenar calor. A altitude é tão importante para a determinação da temperatura que mesmo em áreas de baixa latitude podemos encontrar montanhas com neve eterna

O aumento da altitude aumenta a intensidade de R-UV através da diminuição da massa de ar, do qual a energia solar deve passar (Ynoue *et al.*, 2017). Do mesmo modo, a hora do dia e da estação, bem como presença de nuvens, poeira, neblina e vários compostos orgânicos podem alterar a intensidade da radiação solar incidente.

A latitude é uma coordenada geográfica calculada através da medição da distância, em graus, de um determinado ponto da Terra em relação à Linha do Equador. Trata-se de uma série de linhas imaginárias traçadas horizontalmente sobre a Terra, das quais a principal é a própria Linha do Equador, responsável por dividir o planeta nos hemisférios norte e sul. Além dela, outras latitudes também são importantes, como os Trópicos de Câncer e Capricórnio, além dos Círculos Polares Ártico e Antártico.

Como o Equador representa a latitude 0° , por convenção, as regiões mais próximas a essa linha são consideradas de latitudes baixas e as regiões mais afastadas, ou seja, mais próximas aos polos da Terra, são consideradas de latitudes altas.

Conforme pode-se observar na figura 1.3, temos três principais zonas térmicas no hemisfério norte e no sul respectivamente, formando as zonas polares, as zonas temperadas e as zonas tropicais. Elas existem em virtude das diferenças em relação à incidência dos raios solares sobre a superfície terrestre, onde agem de forma mais intensa à medida em que estiverem próximas da Linha do Equador.

Por essa razão, conclui-se que, quanto mais próximos estivermos do Equador, mais intensos serão os efeitos do sol e, conseqüentemente, maior tende ser a temperatura. Em outras palavras, diz-se que: quanto menores as latitudes, maiores as temperaturas; e quanto maiores as latitudes, menores as temperaturas. São, portanto, variáveis inversamente proporcionais.

Além das temperaturas, as variações de latitude interferem também na pressão atmosférica. Isso porque as regiões que recebem mais calor costumam dispersar as massas de ar, uma vez que essas ficam mais aquecidas e elevam-se na atmosfera, dispersando-se logo em seguida.

Desse modo, depreende-se daí uma outra relação, dessa vez diretamente proporcional: quanto menores as latitudes, menor a pressão atmosférica, e quanto maiores as latitudes, maior a pressão atmosférica.

Essa relação explica, por exemplo, a existência dos ventos alísios, que são aqueles que sopram sempre em direção à Linha do Equador. Assim como toda e qualquer massa de ar, eles se movimentam das zonas de maior pressão para as zonas de menor pressão que, no caso, são as regiões equatoriais.

A latitude fornece uma aproximação grosseira à variação global em R-UV (Figura 1.2). Contudo, por causa da natureza elíptica da órbita da Terra em torno do sol, há uma diferença de 7% em intensidade entre os hemisférios para qualquer nível de latitude, em que o hemisfério sul que apresenta uma intensidade maior (MUNGER et al., 2004). Além disso, céus mais claros do hemisfério sul podem aumentar esta diferença de R-UV ambiente a 10-15% (GOLDACRE et al., 2004).

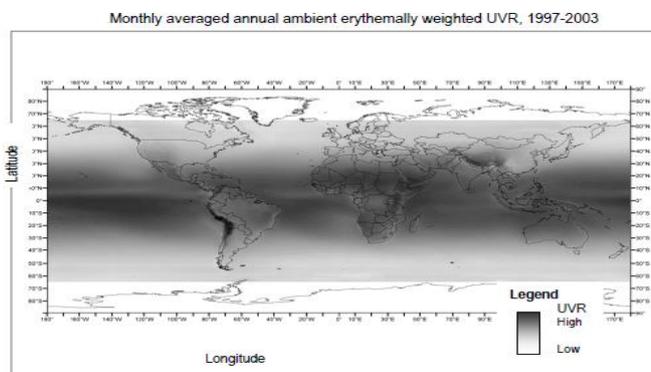


Figura 1.4 – Variação Global de Radiação conforme a latitude. Fonte: Solar Ultraviolet Radiation – Global burden of disease from solar ultraviolet radiation (2006).

1.5 Ozônio Atmosférico

Oxidantes fotoquímicos é a denominação que se dá à mistura de poluentes secundários formados pela reação entre os óxidos de nitrogênio e os COVs na presença de luz solar. Tais poluentes formam a névoa fotoquímica. Por ser o principal produto dessa reação, o ozônio é utilizado como parâmetro indicador da presença de oxidantes fotoquímicos na atmosfera (Ynoue *et al.*, 2017).

O ozônio encontrado na faixa de ar próxima ao solo – na troposfera, onde respiramos – é chamado de mau ozônio, pois é tóxico, e, além de prejuízo à saúde, pode causar danos à vegetação. Entretanto, na camada de ozônio, localizada na estratosfera, a cerca de 25 km de altitude, esse gás tem a importante função de proteger a Terra dos raios ultravioleta emitidos pelo Sol, como se fosse um filtro.

O ozônio é formado naturalmente na atmosfera, tanto na estratosfera, onde forma a camada de ozônio, quanto na troposfera.

A luz solar com a radiação de comprimentos de onda menores do que $0,41 \mu m$, aqui representada como $h\nu$, dissocia o dióxido de nitrogênio em óxido nítrico e oxigênio atômico:



O oxigênio atômico, por sua vez, combina-se com um oxigênio molecular na presença de uma terceira molécula (M, normalmente nitrogênio, N_2 , pois é a molécula mais abundante na atmosfera), formando o ozônio:



O ozônio é destruído ao reagir com o óxido de nitrogênio:



Havendo radiação solar, o dióxido de nitrogênio se dissocia novamente, voltando à reação apresentada na equação 1.1. Portanto, nesse ciclo, há equilíbrio entre a formação e o consumo de ozônio, o que caracteriza uma condição de estado fotoestacionário. Porém, em determinadas condições de concentração dos NO_x e presença dos COVs emitidos, podem ocorrer eventos de smog fotoquímico. Nas grandes cidades, esses eventos acontecem na forma de um grande acúmulo de ozônio, principalmente durante as primeiras horas da tarde de um dia bastante ensolarado. O acumulado desse gás na atmosfera urbana ocorre porque o NO reage com os COVs, produzindo NO_2 e outros produtos, e, assim, deixa de consumir

O_3 . De maneira bastante simplificada, figura 1.5, a reação apresentada na equação 1.3 é substituída pela reação 1.4 (Ynoue *et al.*, 2017).

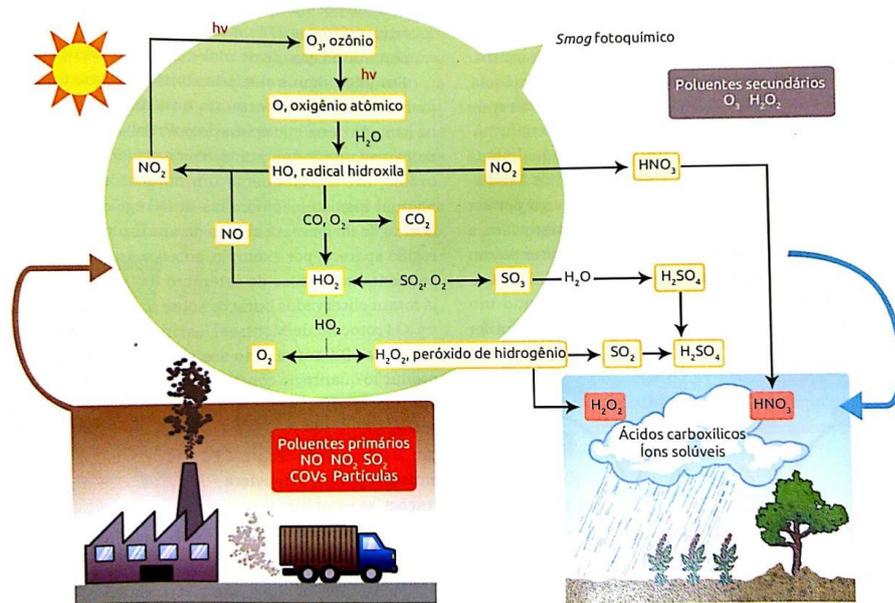
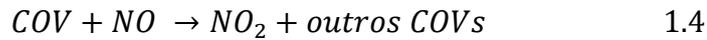
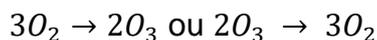


Figura 1.5 – Esquema simplificado das reações que formam eventos de smog fotoquímico. Fonte: Fornaro (2011).

A camada de ozônio encontra-se na estratosfera, a aproximadamente 25 km de altura. Ela protege os seres vivos na Terra dos danos causados pela radiação ultravioleta do Sol. Raios ultravioleta em excesso que atinjam a superfície terrestre, sobretudo na faixa do UV-B e de comprimentos de onda menores, podem acarretar sérios prejuízos à saúde do homem e ao meio ambiente em geral.

O ozônio forma-se naturalmente na estratosfera, num ciclo descoberto por Sydney Champan (1888-1970) em 1930, como mostra a figura 1.6. Segundo Chapman (1930), na reação 1 a radiação solar ultravioleta na estratosfera, com comprimento de onda inferiores a 0,24 micrômetros, lentamente dissocia o oxigênio (O_2). Na reação 2, o oxigênio atômico (O) reage de maneira rápida com o O_2 na presença de uma terceira molécula (M , que pode ser outro O_2 ou N_2) para formar o ozônio (O_3). Na reação 3, o O_3 formado passa a absorver rapidamente a radiação com comprimentos de onda inferiores a 0,32 micrômetros, voltando a se decompor em O_2 e O . Na reação 4, o O_3 , também pode reagir com o oxigênio atômico, produzindo novamente duas moléculas de O_2 . O resultado final é uma reação global:



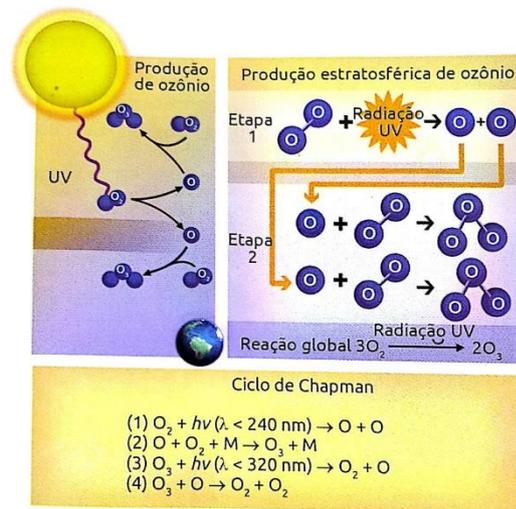


Figura 1.6 – Ozônio estratosférico. Fonte: Tanimoto e Soares (2003).

Com relação à química do ozônio na estratosfera e na troposfera, é importante saber que elas se diferenciam em ambos os casos. Na estratosfera ocorre fotólise (dissociação de moléculas por efeito da radiação eletromagnética) do oxigênio, enquanto na troposfera ocorre a fotólise do dióxido de nitrogênio (Ynoue *et al.*, 2017).

Este processo é extremamente importante e de alguns estudos é possível observar que o ozônio, principal absorvedor da R-UV, não teve variações significativas sobre o território brasileiro e os modelos de projeções climáticas não preveem quaisquer tipos de variações até o final do século XXI.

1.6 Nebulosidade

As nuvens são manifestações visíveis da condensação e deposição de vapor d'água na atmosfera e podem ser definidas como conjuntos visíveis de minúsculas gotículas de água ou cristais de gelo (ou até mesmo uma mistura de ambos). Sua formação consiste do aquecimento da superfície e da atmosfera terrestre devido à incidência de radiação solar durante o dia, o qual resulta em instabilidade, gerando movimentos convectivos do ar próximo à superfície. Algumas parcelas de ar sofrem movimentos ascendentes, e outras, descendentes. O movimento ascendente da parcela de ar causa resfriamento adiabático. Caso a atmosfera esteja suficientemente úmida e na presença de núcleos de condensação, as nuvens podem se formar (CORRÊA e YAMASOE, 2016).

Para ocorrer a formação de nuvens, é necessário um mecanismo de levantamento do ar e que as parcelas de ar ascendentes sejam instáveis e transportem umidade.

As nuvens são compostas de gotas da água líquida ou/ e cristais de gelo. Elas possuem diversos tamanhos e formatos, além de ocorrer em diversas alturas da atmosfera, sendo em maior número na troposfera.

Analisando-as nas regiões espectrais do visível e infravermelho próximo do espectro, pode-se caracterizá-las como:

- Gotas de nuvens agem como espalhadoras, não seletivas espectralmente, mas de alta eficiência;
- Nuvens apresentam mínima absorção na região do espectro visível;
- No infravermelho, a absorção aumenta devido ao aumento dos coeficientes de absorção tanto do vapor quanto da água líquida.

O sistema clássico de classificação de nuvens baseia-se em formas, com as seguintes categorias:

- Cirrus: Nuvens finas compostas de cristais de gelo;
- Stratus: Nuvens em camadas;
- Cumulus: Nuvens isoladas, com cortornos bem definidos e base achatada, formadas pelo processo de convecção;
- Nimbus: Nuvens que produzem chuva.

Além desta classificação, as nuvens também possuem uma caracterização quanto à altura de sua base, sendo divididas entre nuvens altas, médias, baixas e nuvens convectivas ou de desenvolvimento vertical (Tabela 1.1).

Tabela 1.1 – Altura médias das bases das nuvens nas diferentes regiões do planeta.

<i>Altura da Base da Nuvem</i>	<i>Região Tropical (km)</i>	<i>Região Temperada (km)</i>	<i>Região Polar (km)</i>
<i>Baixa</i>	Superfície a 2	Superfície a 2	Superfície a 2
<i>Média</i>	2 a 8	2 a 7	2 a 4

Altas

6 a 18

5 a 13

3 a 8

As nuvens são importantes, pois elas possuem a capacidade de refletir, absorver e transmitir a radiação de onda curta (solar), além de refletir, absorver e aprisionar a radiação de onda longa (terrestre). Desta maneira, o efeito líquido resultante de sua interação com a radiação pode ocasionar o aquecimento ou resfriamento do sistema Terra-Atmosfera (Ynoue *et al.*, 2017).

As variações na cobertura de nuvens geralmente reduzem o nível de R-UV dependem das características da própria nuvem. A cobertura de nuvens também pode resultar em aumento da R-UV no nível do solo se a luz direta do Sol e de a luz difusa de nuvens, alcançar a superfície da terra (VAN DER MAI *et al.*, 2003), por esta razão este estudo também analisa diferentes tipos e quantidades de nuvens em um longo período de tempo.

1.7 Aerossóis

Segundo Iqbal (1983), os aerossóis são partículas sólidas ou líquidas que permanecem suspensas no ar e movimentam-se, até certos níveis da atmosfera. Tais partículas podem ser de origem terrestre (decorrentes de fumaça industrial, poeira, erupção vulcânica, fogos em florestas, etc.), oceânica e extraterrestre. Muitas vezes, os aerossóis são classificados, também, como: continentais, marítimos, urbanos, estratosféricos ou vulcânicos. Os tamanhos das partículas de aerossóis variam consideravelmente, dependendo do mecanismo de produção. Jungle, em 1955, definiu as seguintes categorias de aerossóis baseadas em seus tamanhos (Iqbal, 1983; Stephens, 1994): (1) partículas muito pequenas, com raios menores que $0,1 \mu\text{m}$; (2) partículas grandes, com raios entre $0,1 \mu\text{m}$ e $1 \mu\text{m}$; e (3) partículas gigantes, com raios maiores que $1 \mu\text{m}$.

Com relação ao tempo de permanência dessas partículas na atmosfera, esse é controlado basicamente pelo tamanho dessas partículas. Assim como as partículas grossas, partículas menores do que 50 nm também apresentam um pequeno tempo de residência na atmosfera. As partículas menores são removidas por difusão, e as maiores por sedimentação e impactação (SANTOS, 2014). As partículas da moda de acumulação, com tamanho intermediário, são as que possuem o maior tempo de

residência, pois os processos de remoção citados acima são ineficientes nessa faixa de tamanho.

As partículas totais em suspensão, as inaláveis e as respiráveis, possuem um tempo de permanência de dias a semanas na atmosfera e podem ser transportadas a longas distâncias por correntes de ar favoráveis, interferindo na química e na física da atmosfera, não somente em escala local, mas também em escalas regional e global. Em um intervalo de tempo de 10 dias e velocidade média de 3 ms⁻¹ partículas com diâmetro entre 0,05 e 2 µm podem ser transportadas a 2500 km de distância (HORVATH, 2000).

Com relação aos processos de remoção de aerossóis da atmosfera, destacam-se os processos físicos de deposição seca e úmida. A deposição seca ocorre devido à ação da gravidade, onde as partículas se depositam sobre uma superfície. Pode ocorrer tanto com partículas consideradas grandes quanto com partículas consideradas pequenas que se aglutinam aumentando sua massa. Já a deposição úmida ocorre pela incorporação de aerossóis por gotículas de nuvens e pela remoção de partículas através da precipitação (SEINFELD E PANDIS, 2006).

Testes preliminares têm mostrado que mudanças na concentração, distribuição e no tipo de aerossóis afetam a temperatura e o gradiente térmico atmosférico. Assim, há pesquisas relacionadas ao clima que tentam determinar o quanto o aquecimento ou resfriamento da terra e de sua atmosfera é devido aos aerossóis (Gerber e Hindmam, 1982).

Na troposfera, os aerossóis estão concentrados próximos à superfície, na camada limite planetária. Seu período de permanência na atmosfera é afetado pelos processos do tempo e é da ordem de uma semana, em regiões onde a atmosfera é frequentemente lavada por precipitação, ou de poucas semanas, em outras partes. Os efeitos dos aerossóis troposféricos ocorrem principalmente sobre o fluxo de radiação de ondas curtas (Gerber e Hindmam, 1982).

Os efeitos indiretos dos aerossóis estão relacionados à capacidade das partículas de atuarem como núcleos de condensação de nuvens (NCN) e de gelo (NCG) (COSTA et al., 2012). Os núcleos de condensação de nuvens (NCN) são partículas higroscópicas necessárias para aglutinação do vapor d'água fundamentais para o processo de precipitação. No Brasil sobre a região Amazônica, mostrou-se recentemente que as partículas consideradas finas (mesma faixa em que predominam os núcleos de condensação de nuvens (NCN) são compostas de

material orgânico secundário formado pela oxidação de precursores biogênicos, enquanto que as partículas consideradas grossas são nucleadoras de gelo constituídas de material biológico emitido diretamente pela floresta (POSCHL et al., 2010).

A análise dos aerossóis é de extrema importância uma vez que a poluição do ar é um dos maiores problemas das megacidades do mundo, principalmente nos países desenvolvidos. Uma grande fonte de poluentes é a queima incompleta de combustível fóssil, muito utilizado no setor de transportes, geração de energia elétrica, processos industriais, e uso doméstico.

Ou seja, avaliar o comportamento do aerossol ao longo dos anos é de extrema importância para identificar o quanto ele é capaz de influenciar nos dados de irradiação, pois as partículas de aerossóis interagem com a radiação solar, absorvendo e espalhando a radiação no chamado efeito direto dos aerossóis no clima (RAMANATHAN et al., 2001). Este efeito promove um resfriamento da superfície durante o dia, devido à redução da radiação incidente.

O efeito direto causa alterações no perfil vertical de temperatura, modificando a estabilidade atmosférica, e altera as eficiências de produção fotoquímica de poluentes na superfície, nos centros urbanos como, por exemplo, o ozônio.

Além disto, os aerossóis também afetam indiretamente o balanço radiativo da atmosfera e o ciclo hidrológico, através das alterações nas propriedades das nuvens. Os aerossóis atuam como núcleos de condensação de nuvens (CCN), sendo um dos ingredientes principais nos seus mecanismos de formação (ROBERTS et al., 2002; RAMANATHAN et al., 2001). Quanto maior a quantidade de CCN, menor o tamanho das gotas das nuvens formadas, o que faz com que as nuvens aumentem a refletância na faixa da luz visível da radiação solar (deixando menos radiação chegar à superfície) (RAMANATHAN et al., 2001; KAUFMAN e FRASER, 1997). O menor tamanho das gotas de nuvens também reduz a eficiência de precipitação e pode promover sua evaporação, ou ainda inibir a formação de nuvens, devido ao aquecimento da camada atmosférica que contém os aerossóis. Estes efeitos estão ainda em grande discussão no meio científico, não havendo um quadro claro de qual efeito predomina em determinada situação (ROSENFELD, 1999; ANDREAE et al., 2004; KOREN et al., 2004).

Uma das formas de se avaliar os efeitos provocados pelos aerossóis é através da análise de suas propriedades óticas, entre elas a Profundidade de Ótica

do Aerossol, (AOD - OAT) (Aerosol Optical Depth) é um indicador da quantidade de aerossóis na coluna vertical da atmosfera, sendo assim, um parâmetro fundamental na avaliação do forçamento radiativo e seu impacto sobre o clima (BALAKRISHNAIAH et al., 2011; ZHANG et al., 2014).

1.8 Espalhamento Atmosférico

O espalhamento atmosférico consiste no processo em que as partículas em suspensão na atmosfera interagem com o fluxo de energia solar radiante, reduzindo sua intensidade e reirradiando-o dentro de um ângulo sólido, centrado na própria partícula; ou seja, provoca uma redistribuição angular da radiação (McCartney, 1976). Basicamente, o espalhamento pode ser dividido em seletivo e não-seletivo. O espalhamento seletivo ocorre quando o raio das partículas espalhadoras é menor ou da mesma ordem de grandeza que o comprimento de onda da radiação incidente sobre elas. Enquanto isso, o não-seletivo ocorre quando os raios das partículas são bem maiores que o comprimento de onda. No segundo caso, normalmente, as partículas têm diâmetros que variam entre 5 μm e 100 μm (Liou, 1980; Lillesand and Kiefer, 1994).

Os parâmetros que caracterizam o regime de espalhamento são: (1) a eficiência de extinção; (2) o albedo de espalhamento simples, que pode ser definido como a fração da energia radiante removida da onda incidente, que reaparece como radiação espalhada; e (3) o fator de assimetria, que pode ser definido como a média, ou o valor estatisticamente esperado, do co-seno do ângulo de espalhamento da radiação espalhada (Towmey, 1977).

1.9 Absorção Atmosférica

A absorção atmosférica é um fenômeno irreversível que resulta na perda efetiva de energia para os constituintes atmosféricos, ou seja, a energia radiante é transformada em um outro tipo de energia, geralmente calor. A absorção não é muito significativa na região no visível. Alguns dos componentes da atmosfera como vapor d'água (H_2O), dióxido de carbono (CO_2) e ozônio (O_3) são responsáveis por bandas de absorção tão intensas que tornam algumas regiões do espectro inviáveis para o sensoriamento remoto (Steffens, 1996; Liou, 1980). Por outro lado, os constituintes majoritários em número de moléculas por volume na atmosfera (N_2 e

O2) não absorvem nas regiões do visível e do infravermelho solar, porém participam da dispersão molecular, segundo Rayleigh (Liou, 1980).

1.10 Balanço de Energia

Para um clima em equilíbrio, a energia que sai do sistema Terra deve ser necessariamente igual àquela que entra. Caso contrário, ele pode resfriar, se a quantidade de energia que entra for menor do que a que sai, ou aquecer, se a quantidade de energia que entra for maior do que a que sai. Para realizar o balanço de energia global, são consideradas três regiões-limites: o topo da atmosfera terrestre, a atmosfera e a superfície. Ao chegar ao topo da atmosfera terrestre, a radiação solar pode ser espalhada ou refletida pelas nuvens e aerossóis ou ainda ser absorvida pela atmosfera. A radiação transmitida (ou seja, aquela que consegue “atravessar” a atmosfera) pode ser, então, ou absorvida, ou refletida pela superfície da Terra.

A radiação solar absorvida pela superfície é, assim, distribuída em calor sensível, calor latente (considerando as diferentes fases da água) e condução de calor no solo. A superfície da Terra aquecida também emite radiação.

O balanço de energia pode ser entendido da seguinte forma: se cem unidades de energia solar atingem o topo da atmosfera terrestre (figura 1.7), aproximadamente 30% dessa radiação volta para o espaço como radiação de onda curta (albedo planetário) – 6% espalhada pela atmosfera, 20% refletida pelas nuvens e 4% refletida pela superfície da Terra. A atmosfera absorve 19% da radiação solar, restando 51% dessa radiação para ser absorvida pela superfície terrestre, ou seja, 51% da radiação solar foi transmitida através da atmosfera, conseguindo atingir a superfície.

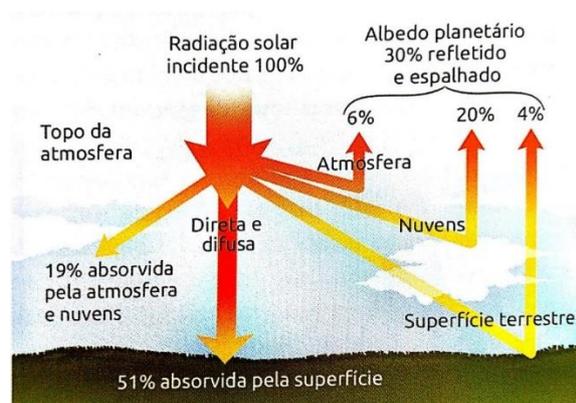


Figura 1.7 – Interação da atmosfera e da superfície terrestre com a radiação solar.

Fonte: adaptado de Ahrens (2009).

Na figura 1.8, nota-se que destas 51 unidades de radiação solar transmitidas que atingem a superfície, 23 são utilizadas na evaporação da água (transformação de energia solar em calor latente), e 7, nos processos de condução e convecção. Sobrariam, então, 21 unidades para serem armazenadas na superfície e emitidas na forma de radiação infravermelha. Entretanto, a superfície terrestre emite 117 unidades. Isso ocorre porque, além da radiação solar que recebe durante o dia, a superfície recebe continuamente radiação infravermelha da atmosfera, tanto de dia quanto de noite. Da energia emitida pela superfície da Terra, a atmosfera permite que apenas 6 unidades a atravessem.

A maior parte, 111 unidades, é absorvida principalmente pelos gases do efeito estufa e pelas nuvens. Dessa absorção, 96 unidades são reemitidas para a superfície (efeito estufa), completando as 147 unidades absorvidas (51 da radiação solar e 96 da radiação emitida pela atmosfera). Assim, as 147 unidades de energia emitida pela superfície da Terra ficam balanceadas pelas 147 unidades de energia absorvida.

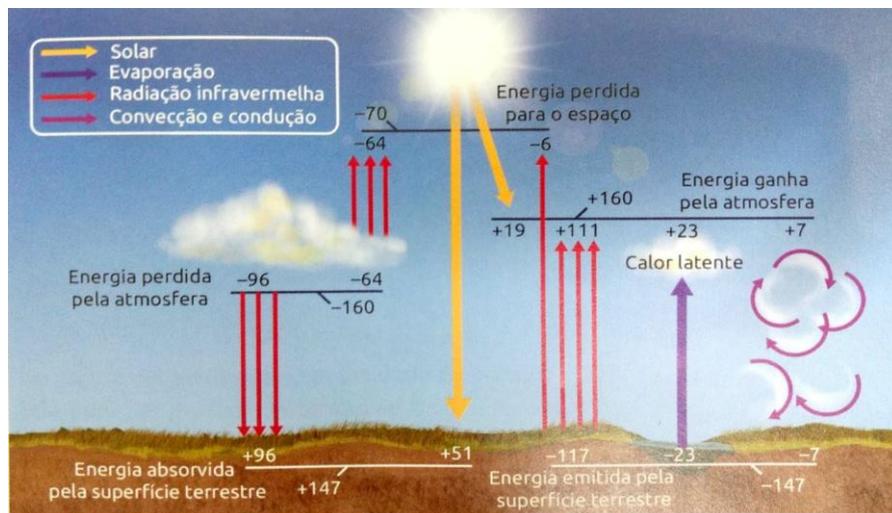


Figura 1.8 – Balanço de energia entre a superfície da Terra e a atmosfera. Fonte: adaptado de Ahrens (2009).

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Fonte de dados

A Seção Técnica de Serviços Meteorológicos do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo está localizada no Parque Estadual das Fontes do Ipiranga (antigo Parque do Estado), bairro da Água Funda, capital, SP. A Estação Meteorológica está registrada na Organização Meteorológica Mundial sob o número 83004. Ela é constituída de um cercado meteorológico, de um conjunto de salas no terraço do edifício da administração do CIENTEC (“terraço da Estação”), e de uma torre no alto deste mesmo edifício (“torre da Estação”). Em termos geográficos, tanto o cercado quanto o edifício se encontram nos arredores do marco da latitude $23^{\circ}39'$ S, longitude $46^{\circ}37'$ W e Altitude 799,2m.

As instalações da Estação Meteorológica têm sido praticamente as mesmas desde o início de suas atividades em 22 de novembro de 1932. Além de medir, observar, analisar e disseminar variáveis de superfície, e de receber visitantes de quase todas as faixas escolares ao longo do ano, a Estação Meteorológica tem sido utilizado como laboratório didático para aulas práticas do curso de Bacharelado em Meteorologia.

Mais informações quanto a estação e aos instrumentos contidos nela podem ser encontrados no boletim climatológico anual da estação meteorológica do IAG/USP, que traz informações relativas ao funcionamento ininterrupto da Estação Meteorológica do IAG USP durante os últimos anos, a fim de auxiliar todos aqueles que utilizam das medições e observações nela efetuadas.

Entre outras informações, destacam-se os detalhes dos instrumentos em operação, os procedimentos de análise, a organização do acervo de dados, o estado atual da digitalização do acervo e, por fim, sobre a evolução temporal de várias variáveis meteorológicas ao longo do ano e um resumo das características climatológicas observadas ao longo do ano, bem como a série histórica de temperatura, precipitação e trovoadas.

A partir de 2009, a Estação Meteorológica disponibiliza suas informações em um portal na internet, <http://www.estacao.iag.usp.br>, aonde estão disponíveis

informações observadas em tempo real, dados históricos e características de cada estação do ano.

Nesta estação foram utilizados os dados de irradiação, insolação e nebulosidade utilizados foram registrados na Estação Meteorológica da Água Funda (EMAF - Figura 2.1), para o período composto entre os anos de 1962 e 2014.

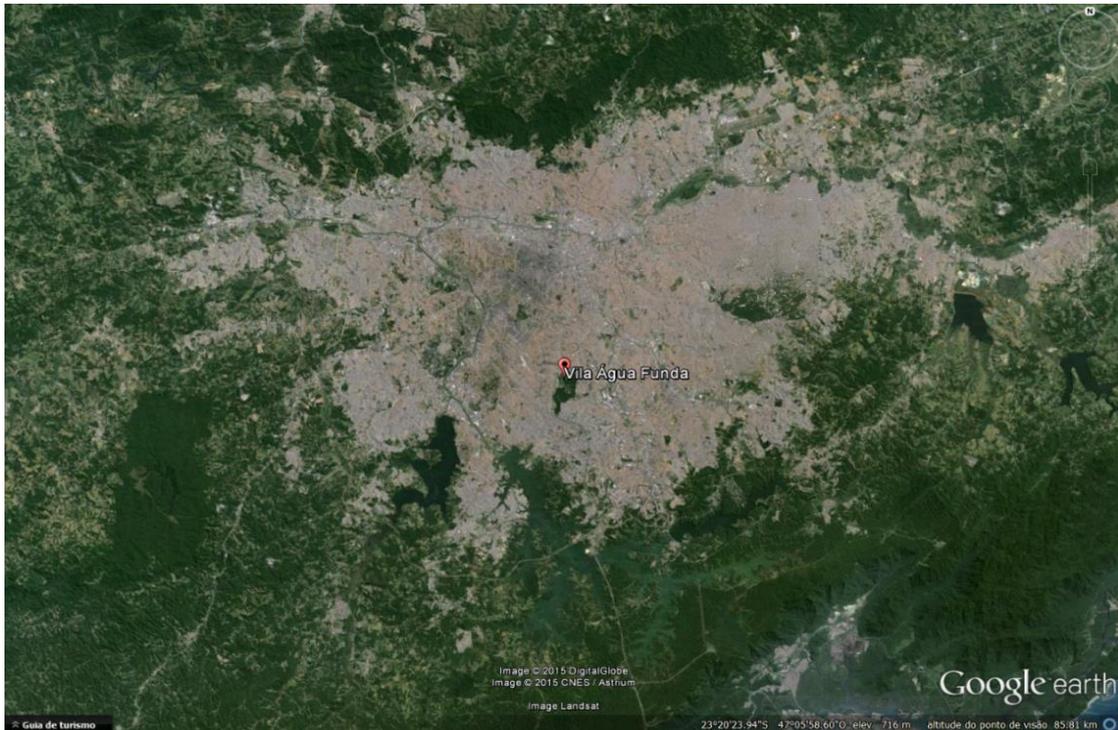


Figura 2.1 – Localização de Água Funda na cidade de São Paulo (Zona Sul de São Paulo).

Sendo os dados de nebulosidade referentes aos horários de 07 às 19 horas, considerando as características quanto a altura e tipo de nuvem. Além dos dados referentes à nuvens, foram disponibilizados os dados diários de insolação, em horas (h), e irradiação, em MegaJoule por metro quadrado (MJ/m^2).

Os dados de ozônio foram obtidos na plataforma de Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (NOAA). Os dados de vapor d'água foram obtidos pela pelo estudo de Yamasoe, em que ela determinou a quantidade de vapor d'água climatológica anual para a região de Água Funda.

Os aerossóis foram coletados via fotômetro modelo CE318A desenvolvidos pela Cimel Eletronique (Holben et al., 1998), um instrumento meteorológico que tem a finalidade de medir a irradiância solar direta em bandas espectrais estreitas (a largura à meia altura da banda pode variar entre 2 a 10 nm na maioria dos fotômetros), e disponibilizados na plataforma AErosol RObotic NETwork (AERONET)

da National Aeronautic Spacial Agency (NASA), no nível 2.0 (calibrado) para São Paulo (AUD 2.0).

O fotômetro solar CE318A (Figura 3.1) faz parte da rede mundial AERONET [Holben et al. 1998] mantida pela NASA em cooperação com diversas instituições internacionais de pesquisa. Encontra-se instalado e operacional, desde maio de 2000, no topo do Edifício Pelletron do IFUSP.

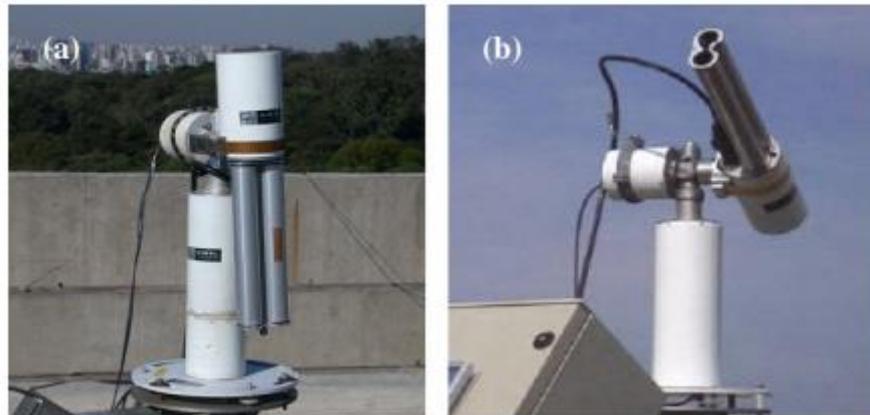


Figura 2.2 – Fotômetro CE318A. (a) Modo “parking”, (b) Modo automático.

O sistema óptico do CE318A é formado por dois tubos colimadores com idêntico campo de visão ($1,2^\circ$) e diferentes sensores que medem radiância espectral solar proveniente diretamente do sol e do céu. A radiância espectral direta do sol é obtida para oito canais espectrais com comprimentos de onda nominais: 1020, 940, 870, 670, 500, 440, 380 e 340 nm. A largura dos canais varia entre 2,5 nm para os localizados na região do ultravioleta (340 e 380 nm) e 10 nm para os demais. A radiância espectral difusa proveniente do céu é medida a cada hora para os canais de 1020, 870, 670 e 440 nm. No módulo automático, um sensor de umidade detecta a precipitação e força o instrumento a recolher-se de modo a proteger o sistema óptico. A temperatura no sistema é monitorada continuamente, o que permite corrigir eventuais dependências. Com o auxílio de um robô, medições sistematizadas de radiância difusa são obtidas em almucântar e no plano principal. Para medições em almucântar é fixado ângulo zenital de visada ao do Sol e varia-se o azimute (Figura 2.3 a), enquanto medições no plano principal do disco solar são realizadas variando-se o ângulo zenital de visada (Figura 2.3 b). A precisão do sistema em apontar na direção de um determinado ponto no céu é de $0,1^\circ$, sendo que a posição do sol é

estimada por meio de um acurado algoritmo com base no horário e nas coordenadas geográficas.

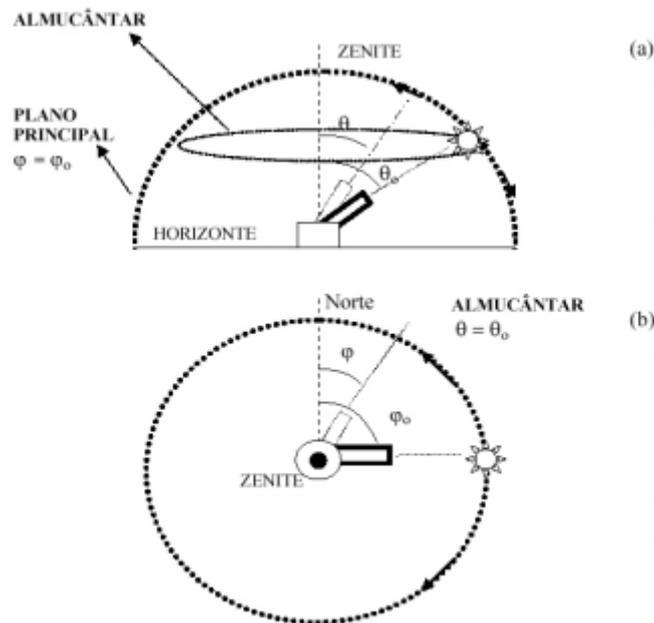


Figura 2.3 – Medições do CE318A, onde θ e ϕ são, respectivamente, os ângulos zenital e azimutal do sensor, e θ_0 e ϕ_0 do disco solar . (a) No plano principal. (b) Em almucântar. (Fonte: Castanho, 2005).

As informações obtidas pelo CE318A são transferidas automaticamente, a cada hora, por meio da plataforma de coleta de dados localizada no satélite geoestacionário GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites). Este, por sua vez, retransmite os dados para a central de controle na NASA onde são processados e disponibilizados na rede mundial de computadores sob a forma de novos produtos (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). Maiores informações sobre o fotômetro CE318A podem ser encontradas em HOLBEN et al. [1998] e YAMASOE [1999].

2.2. Métricas Estatísticas

Os dados passaram por diversas métricas estatísticas: média, desvio padrão, análise de tendência e significância.

Para tanto, os dados foram separados de acordo com as estações do ano e aplicado as métricas.

2.3. Teste Estatístico Mann-Kendall

O teste estatístico Mann- Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975) foi aplicado aos dados de insolação, irradiação e aerossóis a fim de determinar a significância da tendência destes dados ao longo dos anos.

Primeiramente inicia-se o teste realizando o cálculo dado pela equação (1):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (1)$$

Onde:

- n é o número de pontos de dados;
- X_j e X_i são os valores de dados em i séries temporais e j ($j > i$);
- $\text{sgn}(X_j - X_i)$ é o sinal da função:

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1, & \text{if } x_j - x_i > 0 \\ 0, & \text{if } x_j - x_i = 0 \\ -1, & \text{if } x_j - x_i < 0 \end{cases} \quad (2)$$

Em seguida, calcula-se a variância pela equação (2):

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \quad (3)$$

Onde:

- n é o número de pontos de dados;
- m representa o número de grupos amarradas;
- T_i denota o número de laços de medida i .

Um grupo vinculado é um conjunto de dados da amostra com o mesmo valor. Nos casos em que o tamanho da amostra $n > 10$, a estatística de teste normal padrão Z_s é calculado usando Eq. (4) :

$$Z_s = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{if } S > 0 \\ 0, & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

Os valores positivos de z_s indicam tendências crescentes, enquanto z_s negativos revelam tendências decrescentes. Tendências de teste são feitas em um nível específico de significância α .

Quando:

- $z_s > z_{1-\alpha/2}$, a hipótese nula é rejeitada e uma tendência significativa existe na série histórica.
- $z_{1-\alpha/2}$ é obtido a partir do quadro de distribuição normal padrão.

Neste estudo, os níveis de significância utilizados foram de $\alpha = 0,01$ e $\alpha = 0,05$. Para significância de 5%, a hipótese nula de nenhuma tendência é rejeitada se $|z_s| > 1,96$ e rejeitado se $|z_s| > 2,576$, no nível de significância de 1 %.

2.4. Análise dos dados

Foram calculados os seguintes parâmetros estatísticos: média, desvio padrão, correlação e teste de tendência de Mann-Kendall (conferir item 2.4) no *software Microsoft Office Excel, Origin e QTIplot* para indicar qual a tendência quanto à quantidade de cobertura de nuvens, aerossóis, ozônio, irradiação e insolação partindo de dados sazonais, disponibilizados em *boxplot* a fim de apresentar os resultados como uma representação gráfica.

Para isso, foi gerado um programa em *FORmula TRANslation System* (FORTRAN) para o cálculo da média para cada horário do mês de cada ano. Foi utilizado o *software Microsoft Office Excel (EXCEL)* para gerar gráficos de cada estação e configurar uma linha de tendência, que comprovada sua significância baseada no teste de *Mann-Kendall*. A partir desta linha de tendência pode-se determinar como foi o desenvolvimento da cobertura de nuvens (baixa, média e alta), aerossóis e ozônio ao longo dos anos para relacioná-la com os dados de irradiação e insolação obtidos na primeira fase deste trabalho.

2.5. Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer - SBDART

A continuação deste trabalho se deu na avaliação da radiação solar global incidente à superfície e aquela observada por um satélite posicionado na vertical. Para tanto, foram realizados diversos testes no *SBDART*.

O *SBDART* é uma ferramenta de *software* que calcula a transferência radiativa plano-paralela em condições claras e turvas dentro da atmosfera terrestre e na superfície. Todos os processos importantes que afetam os campos de radiação ultravioleta, visível e infravermelho estão incluídos.

O código é a junção de um sofisticado módulo de transferência radiativa de coordenadas discretas, modelos de transmissão atmosférica de baixa resolução e resultados de dispersão Mie por gotas de água e cristais de gelo.

Ele é adequado para uma grande variedade de estudos de equilíbrio energético radiativo atmosférico e de sensoriamento remoto. Ele é projetado para que ele possa ser usado para estudos de caso, bem como análise de sensibilidade.

Para pequenos conjuntos de computações ou aplicações de ensino, ele está disponível na World Wide Web com uma interface amigável. Para estudos de sensibilidade que exigem muitas computações, ele está disponível como um código fonte FORTRAN 77 bem organizado e documentado.

Os principais componentes do código e os modelos em que o *SBDART* se baseia incluem modelos de nuvem, modelos de absorção de gás, espectros de fontes extraterrestres, modelos atmosféricos padrão, solucionadores de equações de transmissão radiativa padrão e modelos de superfície.

2.6. Casos Estudados

O primeiro teste, caso 1, consistiu em uma rodada curta para todos os dias 21 ao longo do ano de 2014 considerando o meio-dia local, pois a transição das estações ocorre neste dia e seria o ideal para um estudo inicial.

Para realizar estas rodadas, primeiramente foi necessário preparar os dados, adaptando-os ao INPUT do modelo. Para tanto, efetuou-se o cálculo do meio-dia “verdadeiro” local.

Em seguida, transformou-o em horário de Greenwich de acordo com o fuso horário e considerou-se o dia na análise como “dia corrido do ano” a fim de atender ao padrão do programa.

A partir destes valores foi possível realizar os inputs a serem utilizados no programa. Um exemplo de input está evidenciado na figura 2.4, em que, em cada uma das linhas, à frente de cada função está especificada a finalidade de cada parâmetro utilizado no programa.

```

&INPUT
alat = -23.339983 !Latitude do local
alon = -47.099611 !Longitude do local
iday = 21 !Dia decorrido do ano
time = 15.19 !hora em UT para o meio-dia verdadeiro

tcloud = 15 !Tipo de nuvem
zcloud = 1 !Altura da nuvem

wlinf = 1 !Limite inferior do comprimento de onda desejado para o estudo
wlsup = 4 !Limite superior do comprimento de onda desejado para o estudo
wlinc = 0.01 !Parâmetro que especifica a resolução espectral que o SBDART vai considerar

idatm = 1 !Atmosfera considerada
jaer = 1 !Aerossol estratosférico - Tipo
iaer = 0 !Camada limite de aerossol
vis = 20 !Visibilidade (km) de 0.55 microns para camada limite de aerossol

uw = 4.117 !Valor de vapor d'água
uo3 = 0.263 !Valor de ozônio
xco2 = 360 !Valor de dióxido de carbono

isalb = 10 !Tipo de albero
sc(1) = 0 !Albedo de neve
sc(2) = 0 !Albedo do oceano
sc(3) = 0 !Albedo de areia
sc(4) = 0.4 !Albedo de vegetação

albcon = 0.05 !Albedo de superfície

iout = 10 !Formato de saída
nstr = 4 !Número computacional de angulos zenitais utilizados (em função do tipo de formato de saída)

uzen= 5,15,25,35,45,55,65,75,85,95,105,115,125,135,145,155,165,175 !Angulos zenitais utilizados
phi=0,15,30,45,60,75,90,105,120,135,150,165,180 !Angulos azimutais utilizados
/

```

Figura 2.4 – INPUT utilizado e definição de cada um dos parâmetros.

A continuidade deste processo consistiu na modificação dos parâmetros a fim de testar o programa. Desta maneira trocava-se os valores de data, hora, vapor d'água (que foi utilizado o padrão tropical no verão e padrão temperado de verão - latitudes médias para o inverno), ozônio e tipo de albedo de acordo com a época do ano.

Em seguida, o SBDART foi executado e gerou nove resultados para cada dia escolhido:

1) WLINF: Limite inferior do comprimento de onda analisado (microns);

- 2) WLSUP: Limite superior do comprimento de onda analisado (microns);
- 3) FFEW: Função de filtro de largura equivalente (microns);
- 4) TOPDN: Fluxo descendente total do ZOUT topo (W/m^2);
- 5) TOPUP: Fluxo ascendente total do ZOUT topo (W/m^2);
- 6) TOPDIR: Fluxo descendente direto do ZOUT topo (W/m^2);
- 7) BOTDN: Fluxo total descendente do ZOUT base (W/m^2);
- 8) BOTUP: Fluxo total ascendente do ZOUT base (W/m^2);
- 9) BOTDIR: Fluxo descendente direto do ZOUT base (W/m^2).

A partir destes resultados foi possível comparar os modelos com os dados observados na estação.

Este teste preliminar apresentou bons resultados, porém pelo pouco número de dados rodados, existe pouca confiabilidade nos resultados apresentados. Deste modo, decidiu-se testar o modelo para a série inteira, a fim de trazer mais credibilidade ao trabalho.

A priori, decidiu-se utilizar realizar a rodada para todos os anos de dados, ou seja, 38 anos de dados de 10 em 10 minutos. Porém era necessário otimizar isto, um vez que isto exige um grande esforço computacional para tais rodadas.

A fim de otimizar a utilização do modelo, decidiu-se trabalhar com mais dois casos para o mesmo período e compará-los, caso 2 e caso 3. O segundo e o terceiro caso consistiram na realização do mesmo processo realizado no caso 1, considerando o ano de 2014 inteiro no intervalo de dez em dez minutos e de uma em uma hora das 7h às 19h, respectivamente.

Nestes novos casos, os parâmetros foram os mesmos, porém, a fim de obter um resultado mais realístico, utilizou-se as séries de ozônio e vapor d'água adquiridos conforme consta no item 2.1.

A partir do resultado de ambos, gerou-se diversos gráficos e estatísticas a fim de determinar a melhor maneira de modelar a série inteira de modo eficiente. No caso, ao comparar aos dados observados notou-se que não havia grande perda ao realizar o estudo na série de hora em hora; na verdade, foi possível encontrar um fator de correção entre os dados simulados de hora em hora com relação aos de dez em dez minutos.

Com esta premissa, decidiu-se fazer a utilização do modelo para todos os anos de dados, ou seja, 38 novos casos. Porém, ao iniciar este processo, foi

possível notar que não havia tanta diferença dos primeiros anos aos últimos, o que viabilizou mais uma vez otimizar a utilização do modelo.

Diante disto, decidiu-se trabalhar com um menor número de rodadas, em que considerava-se apenas a variação do ozônio e do vapor d'água influenciando na quantidade de radiação.

Foi realizada uma interpolação com relação aos dados de ozônio a fim de encontrar um valor de ozônio médio para cada dia do ano, assim como os dados de vapor d'água. Desta maneira, tinha-se dados ideais para realização do input no modelo, mas como o intuito do estudo era efetuar diversos testes no SBDART a fim de avaliar a qualidade deste modelo, decidiu-se considerar alguns cenários em que os valores de ozônio e vapor d'água modificam-se.

Por fim, no presente estudo, considerou-se mais cinco casos, descritos na tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Casos considerados no INPUT do modelo *SBDART*.

Casos	Considerações
1	Rodada para todos os dias 21 ao longo do ano de 2014 para o meio-dia local
2	Rodada para todos os dias do ano de 2014 de 10 em 10 minutos utilizando dados observados de ozônio e vapor d'água climatológico proposto por YAMASOE
3	Rodada para todos os dias do ano de 2014 de hora em hora utilizando dados observados de ozônio e vapor d'água climatológico proposto por YAMASOE
4	Variação de ozônio climatológico e variação de vapor d'água climatológico
5	Variação de ozônio climatológico mais duas vezes o desvio padrão e variação do vapor d'água climatológico
6	Variação de ozônio climatológico menos duas vezes o desvio padrão e variação do vapor d'água climatológico
7	Variação de ozônio climatológico e vapor d'água equivalente a zero
8	Variação de ozônio climatológico e duas vezes o máximo valor de vapor d'água

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

As Figuras 3.1, 3.2, 3.3 apresentam, respectivamente, os *boxplots* dos valores diários de irradiação solar, insolação e cobertura total de nuvens com relação aos dados observados na estação meteorológica de Água Funda para cada estação do ano, entre 1962 e 2014.

A irradiação solar possui valores maiores no verão, média (\pm desvio padrão) de $19,8 \pm 6,6$ MJ/m², e menores no inverno, com $12,3 \pm 4,1$ MJ/m². Outono e primavera têm valores intermediários de $16,7 \pm 5,2$ MJ/m² e $16,1 \pm 6,3$ MJ/m², respectivamente.

Por outro lado, a insolação não apresenta variabilidade significativa entre as estações do ano. Os padrões de nebulosidade, maior no verão, parecem compensar a menor duração do dia no inverno. No verão, tem-se $4,9 \pm 3,7$ horas de insolação, enquanto que no inverno esse valor passa à $5,3 \pm 3,2$ h. Outono e primavera apresentam médias de 5,4 e 5,3 horas, com o mesmo desvio-padrão de 3,3h.

A avaliação da nebulosidade mostra os padrões esperados para a localidade, com maior cobertura de nuvens durante o verão ($79,8 \pm 23,1\%$) e menor no inverno ($58,8 \pm 33,6\%$). Primavera e outono apresentaram coberturas médias de $67,8 \pm 33,0\%$ e $72,0 \pm 25,6\%$ respectivamente.

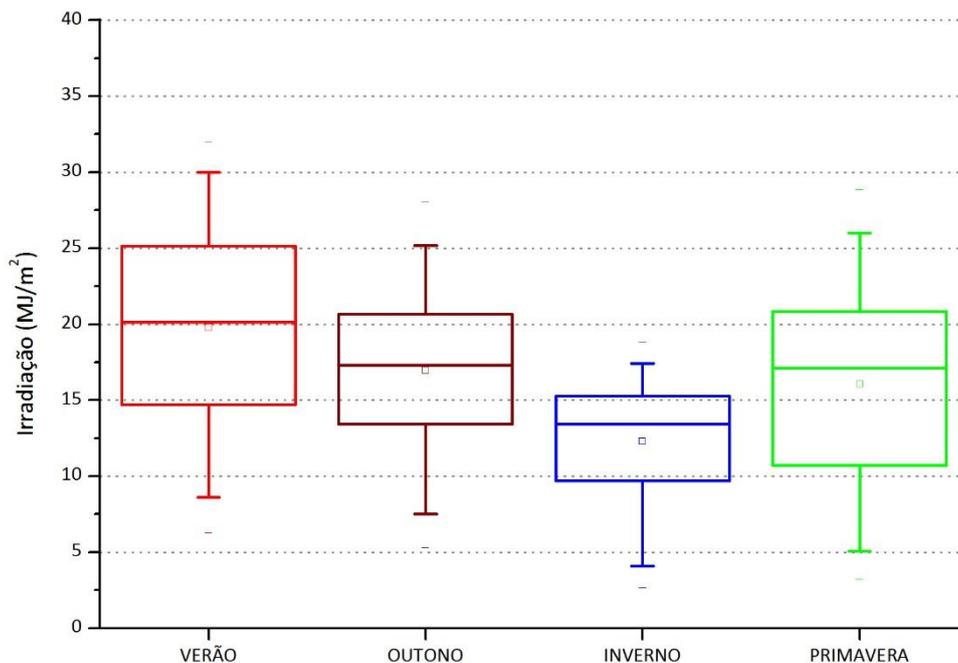


Figura 3.1 – *Boxplot* de irradiação (MJ/m²) diária na estação meteorológica de Água Funda entre os anos de 1962 e 2014.

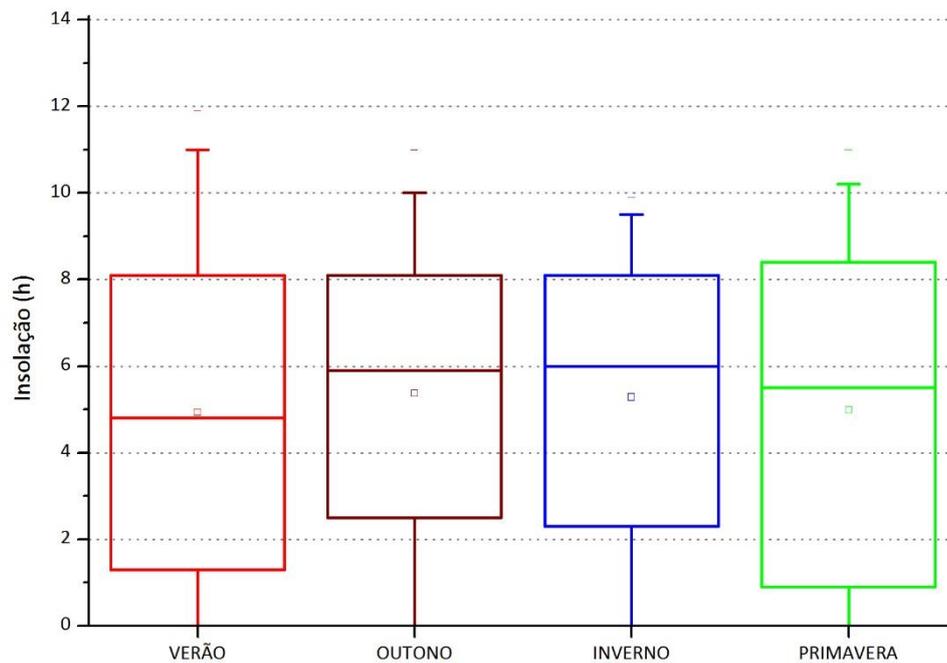


Figura 3.2 – *Boxplot* de insolação (h) diária na estação meteorológica de Água Funda entre os anos de 1962 e 2014.

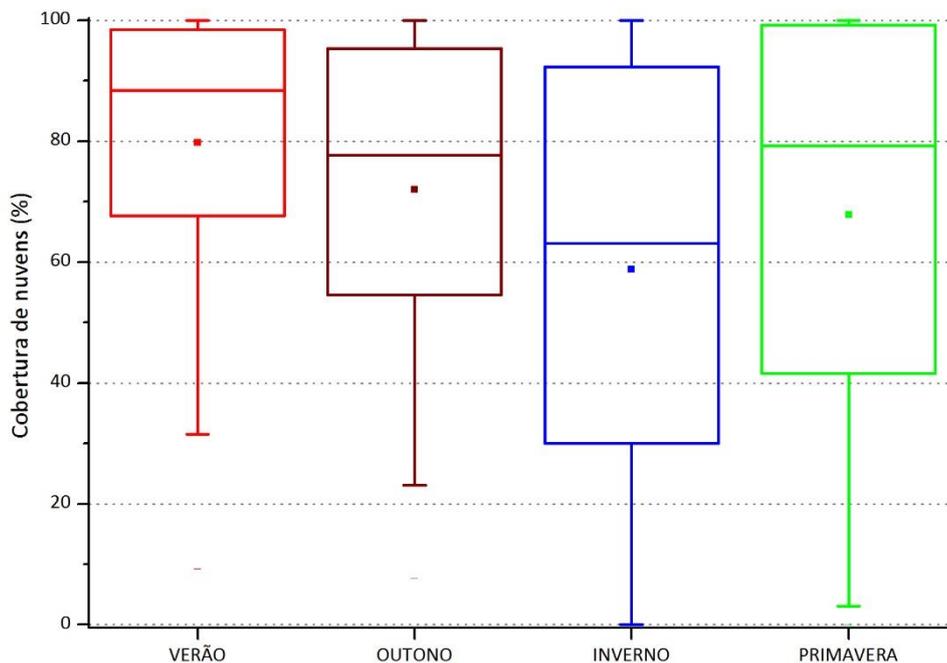


Figura 3.3 – *Boxplot* de cobertura de nuvens (%) diária na estação meteorológica de Água Funda entre os anos de 1962 e 2014.

As Figuras 3.4, 3.5, 3.6, 3.7, 3.8 e 3.9 mostram, respectivamente, os *boxplots* dos valores diários de aerossóis em seis canais espectrais com comprimentos de onda de 1020, 870, 675, 500, 440 e 380 nm, respectivamente. Obtidos na plataforma

AERosol RObotic NETwork (AERONET) da National Aeronautic Spacial Agency (NASA) para cada estação do ano, entre 1978 e 2015.

Os aerossóis comportam-se de modo similar em todos os comprimentos de onda, com valores maiores na primavera, média em todos comprimentos de onda (\pm desvio padrão médio em todos os comprimentos de onda), de $0,258 \pm 0,0391$, e menores no verão, $0,158 \pm 0,039$. Outono e inverno têm valores próximos dos registrados no verão e na primavera, de $0,156 \pm 0,042$ e $0,211 \pm 0,073$, respectivamente.

Os *boxplots* mostram que as maiores profundidades ópticas dos aerossóis concentram-se justamente para os períodos mais críticos da estação seca que são os meses de agosto e setembro (primavera).

Além dos dados médios das profundidades ópticas dos aerossóis, têm-se também os valores de média e desvio padrão de acordo com cada comprimento de onda, exposto na tabela 3.1 e 3.2, respectivamente. A sigla correspondente à OAT possui o mesmo significado de AOD (Aerossol Optical Depth) – Profundidade Ótica do Aerossol.

A profundidade de ótica do aerossol (AOD ou AOT) é um indicador da quantidade de aerossóis na coluna vertical da atmosfera, sendo assim, um parâmetro fundamental na avaliação do forçamento radiativo e seu impacto sobre o clima (BALAKRISHNAIAH et al., 2011; ZHANG et al., 2013).

Tabela 3.1 – Valores médios de profundidade óptica de aerossóis de acordo com cada comprimento de onda separados por estação do ano.

	AOT_1020	AOT_870	AOT_675	AOT_500	AOT_440	AOT_380
VERÃO	0,073682	0,088902	0,117337	0,063750	0,182887	0,096391
OUTONO	0,071634	0,086971	0,116890	0,073282	0,182052	0,108264
INVERNO	0,089618	0,112074	0,156090	0,109072	0,248453	0,170667
PRIMAVERA	0,1166377	0,139344	0,194286	0,139168	0,303467	0,214536

Tabela 3.2 – Valores de desvio padrão da profundidade óptica de aerossóis de acordo com cada comprimento de onda separados por estação do ano.

	AOT_1020	AOT_870	AOT_675	AOT_500	AOT_440	AOT_380
VERÃO	0,041460	0,088902	0,046922	0,117337	0,063750	0,182887
OUTONO	0,045990	0,086971	0,054282	0,116890	0,073282	0,182052
INVERNO	0,054623	0,112074	0,071252	0,15609	0,109072	0,248453

PRIMAVERA | 0,076502 0,139344 0,093766 0,194286 0,139168 0,303467

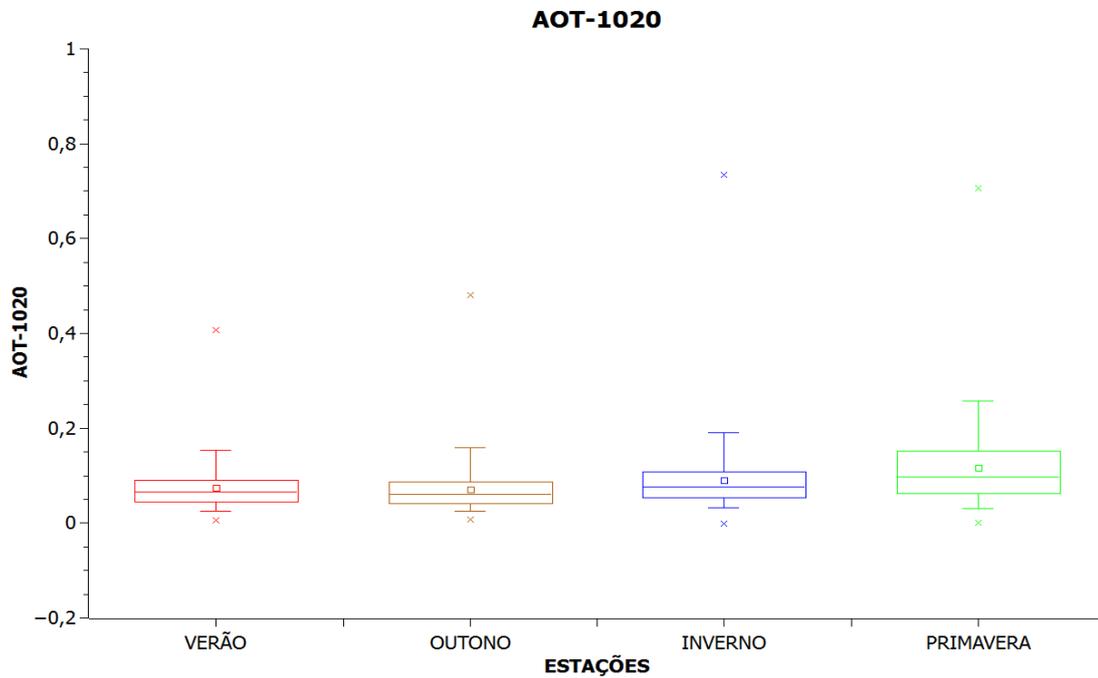


Figura 3.4 – *Boxplot* dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 1020 nm entre os anos de 1978 e 2015.

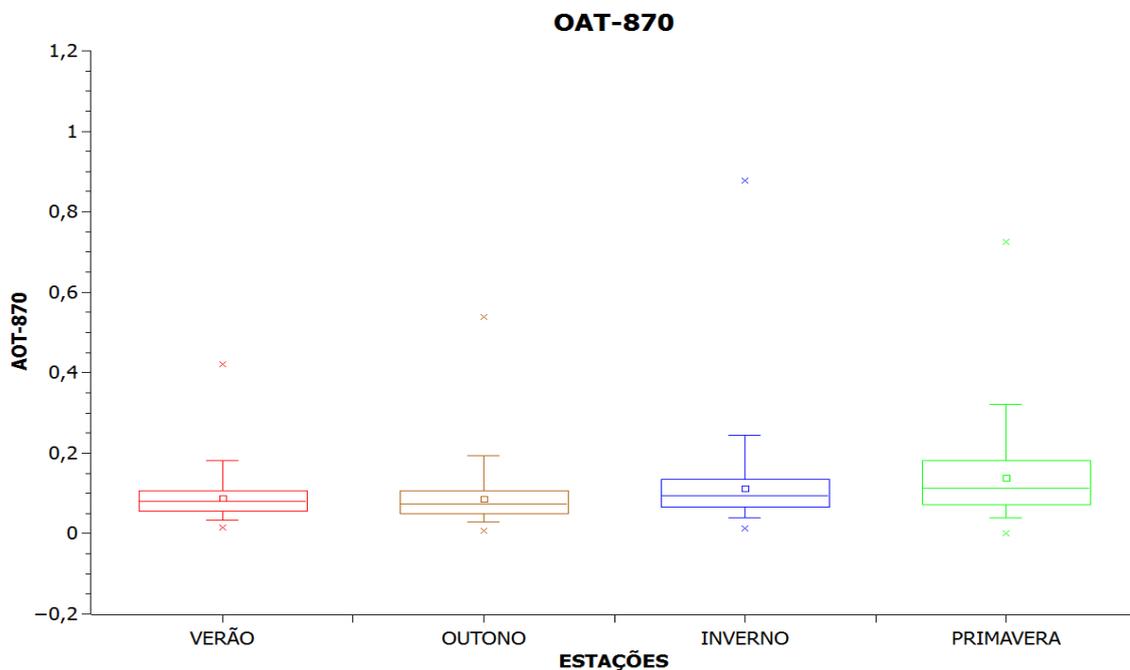


Figura 3.5 – *Boxplot* dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 870 nm entre os anos de 1978 e 2015.

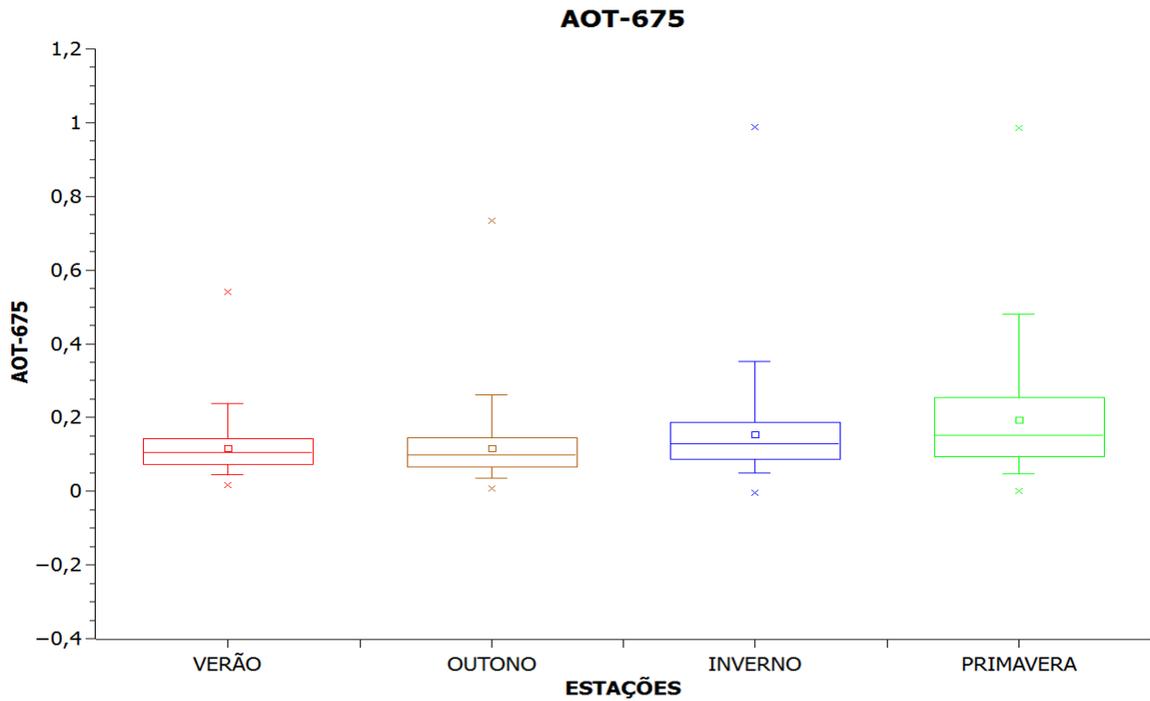


Figura 3.6 – *Boxplot* dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 675 nm entre os anos de 1978 e 2015.

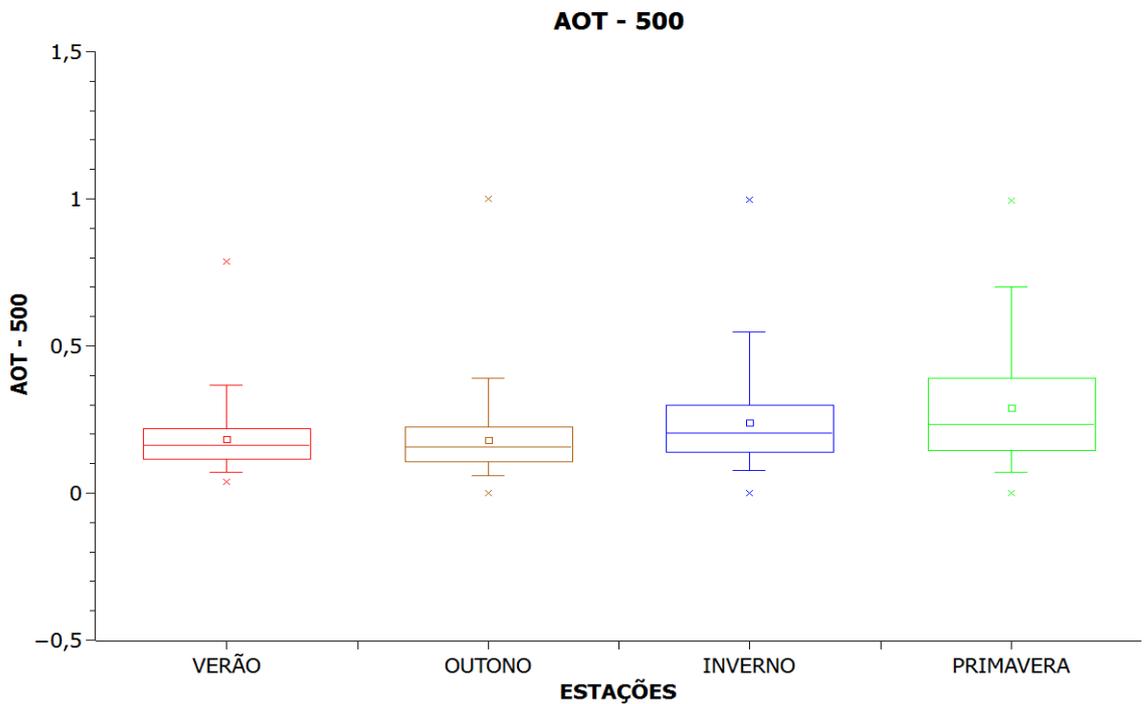


Figura 3.7 – *Boxplot* dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 500 nm entre os anos de 1978 e 2015.

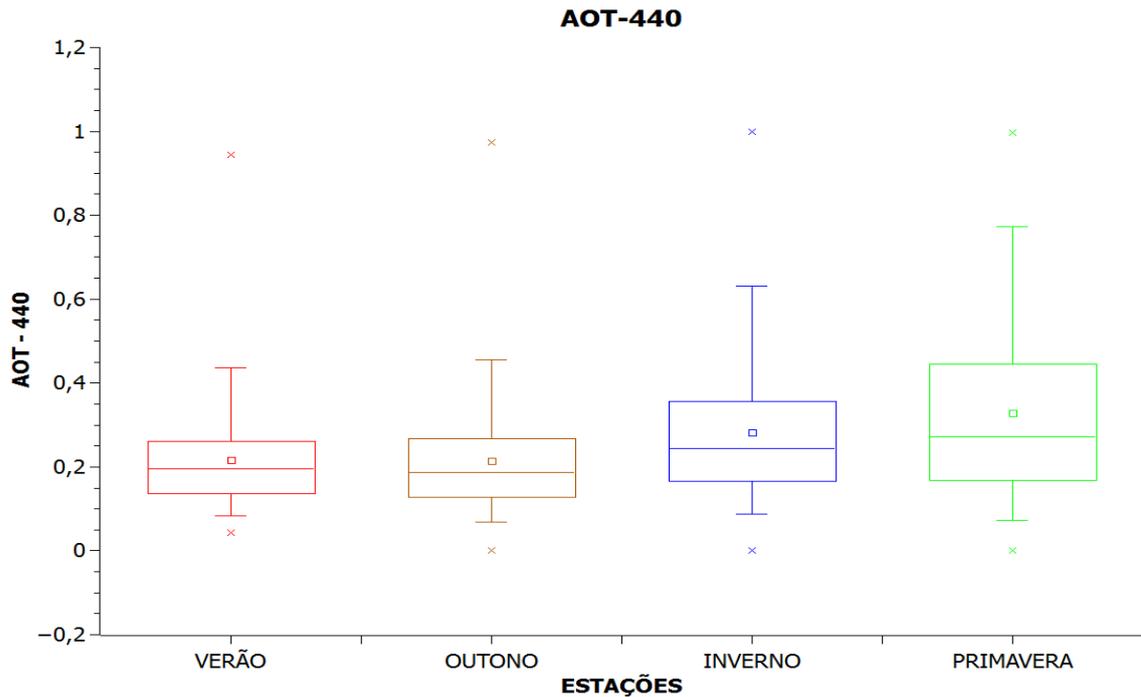


Figura 3.8 – *Boxplot* dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 440 nm entre os anos de 1978 e 2015.

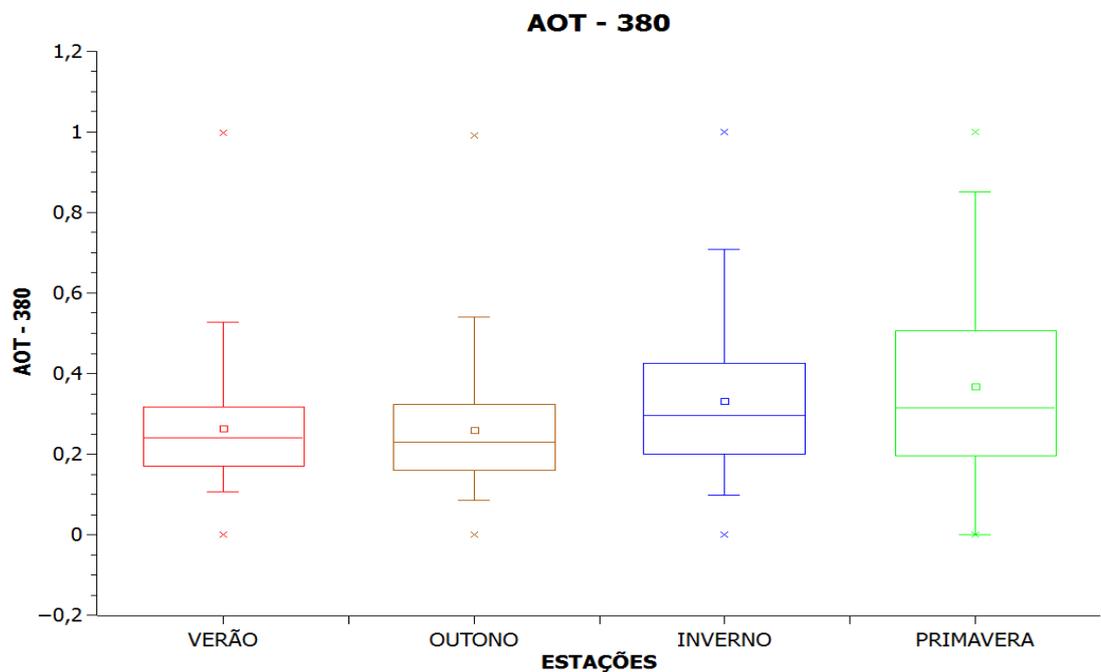


Figura 3.9 – *Boxplot* dos valores diários de espessura óptica dos aerossóis no canal espectral com comprimento de onda de 380 nm entre os anos de 1978 e 2015.

Considerando essa separação sazonal dos dados, é notável que as condições meteorológicas influenciam diretamente os níveis de concentrações de

poluentes na região urbana de São Paulo (ANDRADE et al., 1994, FREITAS, 2004; CASTANHO, 2005).

No inverno, as condições meteorológicas são, em geral, desfavoráveis à dispersão dos poluentes, pois é um período caracterizado por poucas chuvas, frequentes inversões térmicas, baixas altitudes e alta estabilidade atmosférica, o que favorece o acúmulo de poluentes de um dia para o outro. Já no verão, as frequentes chuvas favorecem a remoção do material particulado da atmosfera.

Corroborando os resultados encontrados, o trabalho de CASTANHO (2005) apresentou médias mensais de medidas realizadas nos anos de 2002 a 2003, com dados de qualidade assegurada, de propriedades ópticas dos aerossóis em São Paulo no comprimento de onda de 550 nm, obtido da interpolação dos comprimentos de onda de 440 nm e 670 nm. Em que têm-se a variação do aerossol em cada mês. Os resultados para as espessuras ópticas monitoradas pela rede de radiômetros solares AERONET em espessura óptica de 550 nm apresentaram valores médios para São Paulo em torno de 0,5, com frequentes eventos chegando a 1. Este trabalho apresentou que no período de setembro e outubro houve um aumento significativo quanto aos aerossóis, devido ao transporte a longa distância de material particulado de queimadas na Amazônia e do Brasil Central (SANCHEZ-CCOYLLO et al., 2005; PIRES et al., 2004; LANDULFO et al., 2003).

Neste período, as espessuras ópticas aumentam para 0,3 na média, porém podem chegar a valores extremos de 3, em eventos de transporte intenso de queima de biomassa na Amazônia e cerrado. Nesta época, de seca e queimada na região amazônica, as altas concentrações de aerossóis emitidas se inserem na circulação atmosférica cobrindo cerca de 2 a 4 milhões de quilômetros quadrados todos os anos (FREITAS, 2004; ARTAXO et al., 2002; ANDREAEE at al., 2001; Longo, 1999).

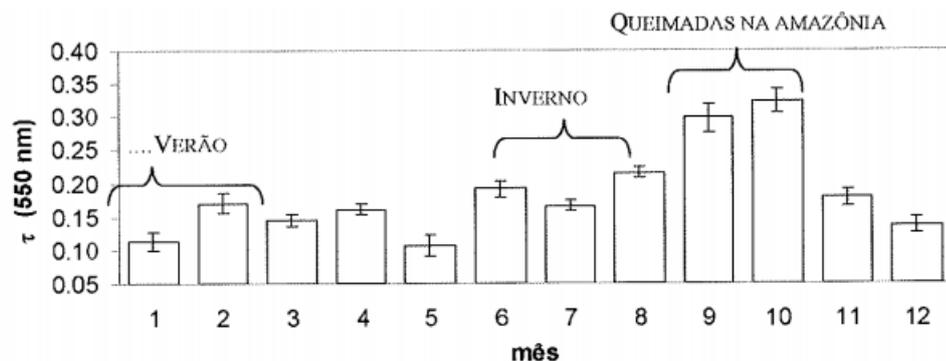


Figura 3.10: Médias mensais da espessura óptica em 550 nm, obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da

média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.

Ainda sobre os dados relacionados à cobertura de nuvens, foi possível determinar a tendência destes 52 anos quanto a sua quantidade. É apenas um estudo prévio em que tem-se a figura 3.11 para nuvens baixas, figura 3.12 para nuvens médias e figura 3.13 para nuvens altas de acordo com cada estação do ano.

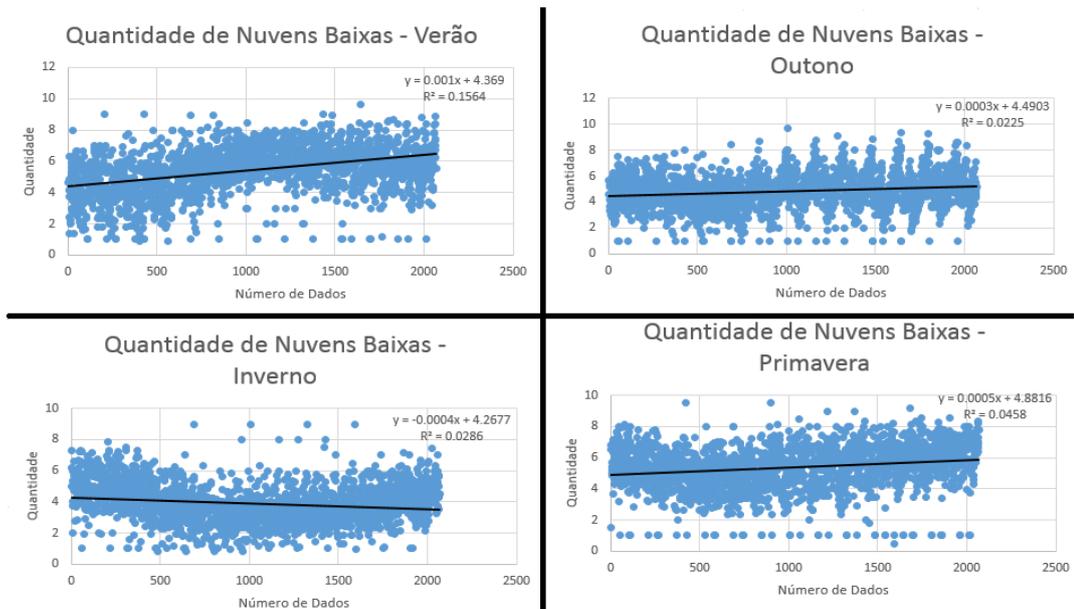


Figura 3.11 – Quantidade de nuvens baixas no período de 1962 à 2014.

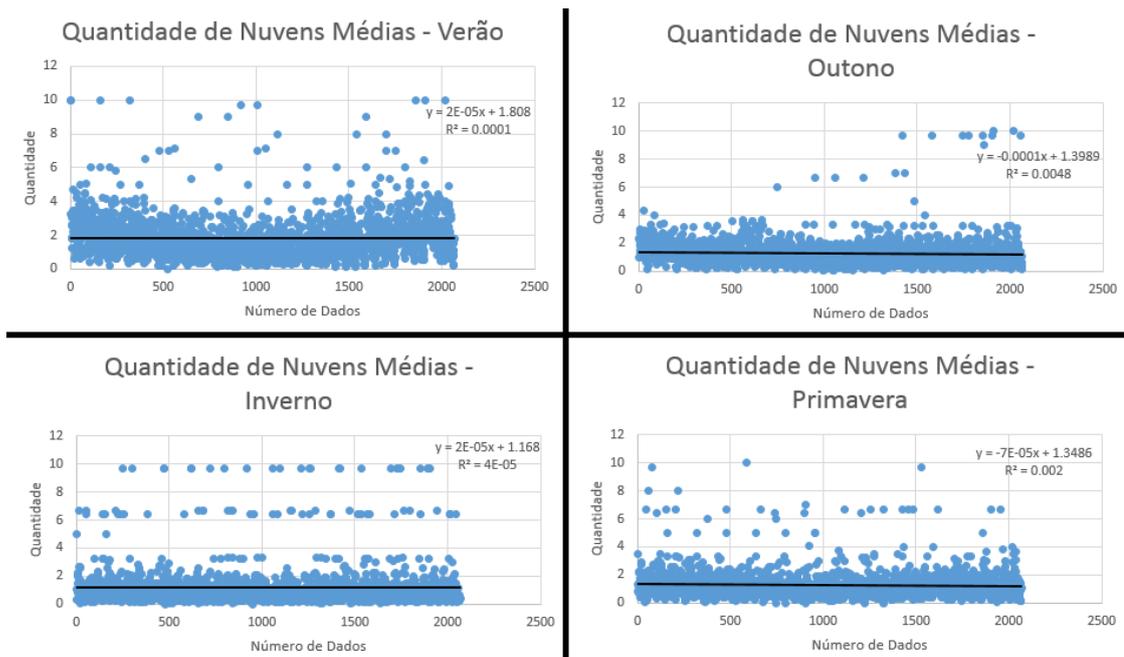


Figura 3.12 – Quantidade de nuvens médias no período de 1962 à 2014.

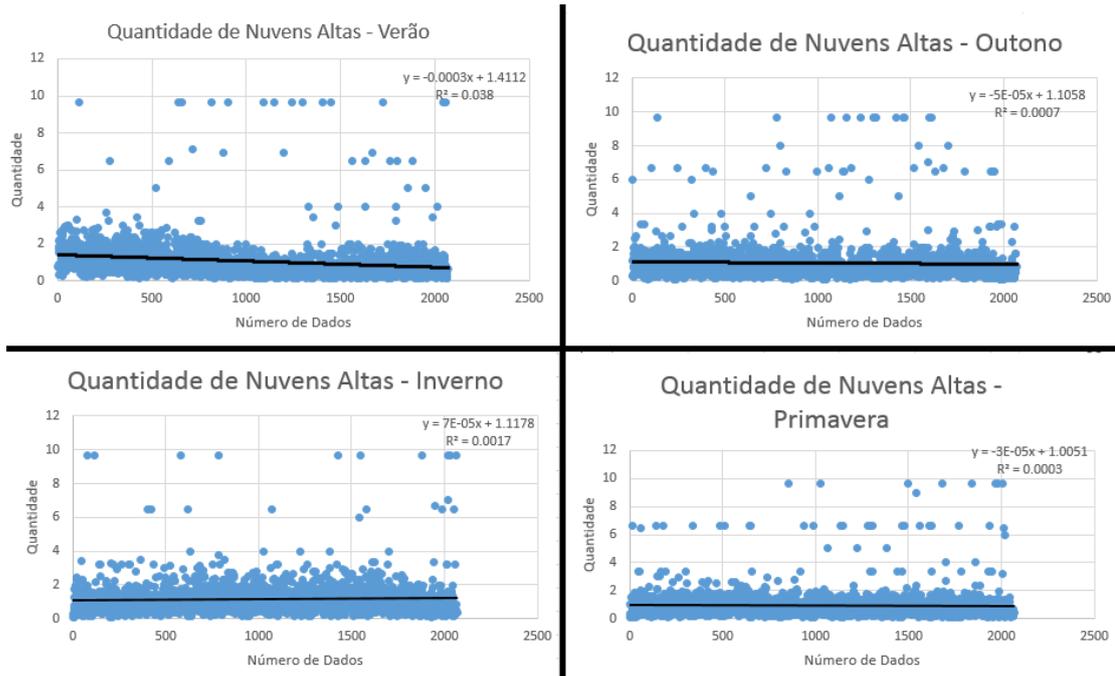


Figura 3.13 – Quantidade de nuvens altas no período de 1962 à 2014.

Na figura 3.11 é possível notar, em geral, um aumento na cobertura de nuvens durante os anos, exceto no inverno (em que nota-se uma diminuição na quantidade de nuvens). Já na figura 3.12 e figura 3.13 observa-se, em geral, um pequeno aumento na quantidade de cobertura de nuvens presentes no local, exceto no período de verão da figura 3.13 (caracterizado por uma leve diminuição na quantidade de nuvens).

A fim de caracterizar a climatologia local e dar respaldo ao resultado encontrado desta análise preliminar com relação à tendência de variação de quantidade de nuvens, fez-se o teste de tendência de *Mann-Kendall* para os dados de irradiação solar e de insolação.

A figura 3.14 mostra que houve diminuição da irradiação solar no verão (3,3%), outono (2,2%) e inverno (1,9%) nesses últimos 52 anos. Essas tendências são sustentadas pelo *teste de Mann-Kendall*, cujos valores $-p$ são dados por, 0,005, 0,006 e $< 0,001$, respectivamente. Para primavera não houve indicação de tendência da irradiação.

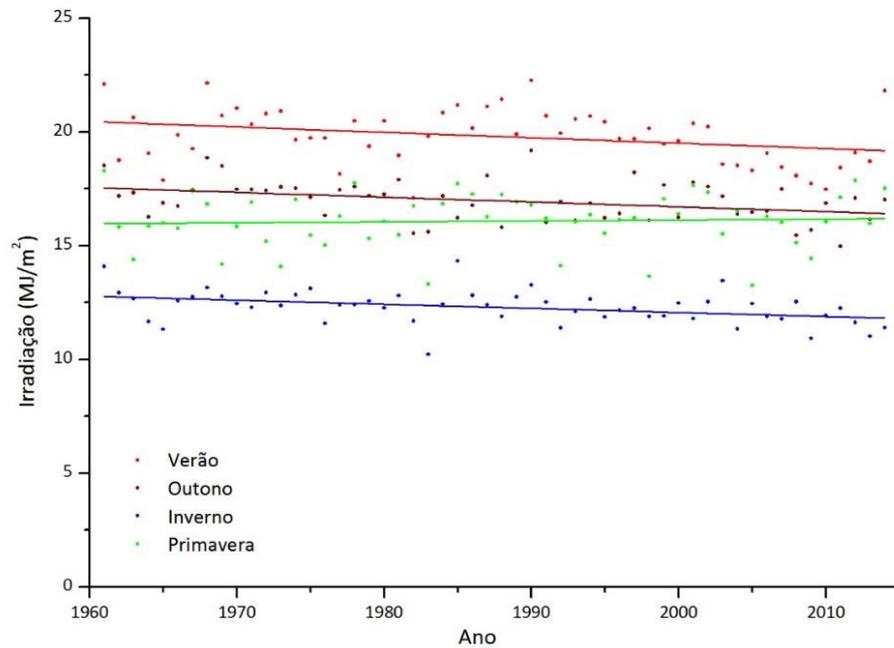


Figura 3.14 – Séries temporais de Irradiação de 1962 a 2014 segundo os dados da Estação Meteorológica de Água Funda

No caso da insolação, não houve uma tendência significativa para o período, o que foi comprovado via Mann-Kendall e está ilustrado na Figura 3.15.

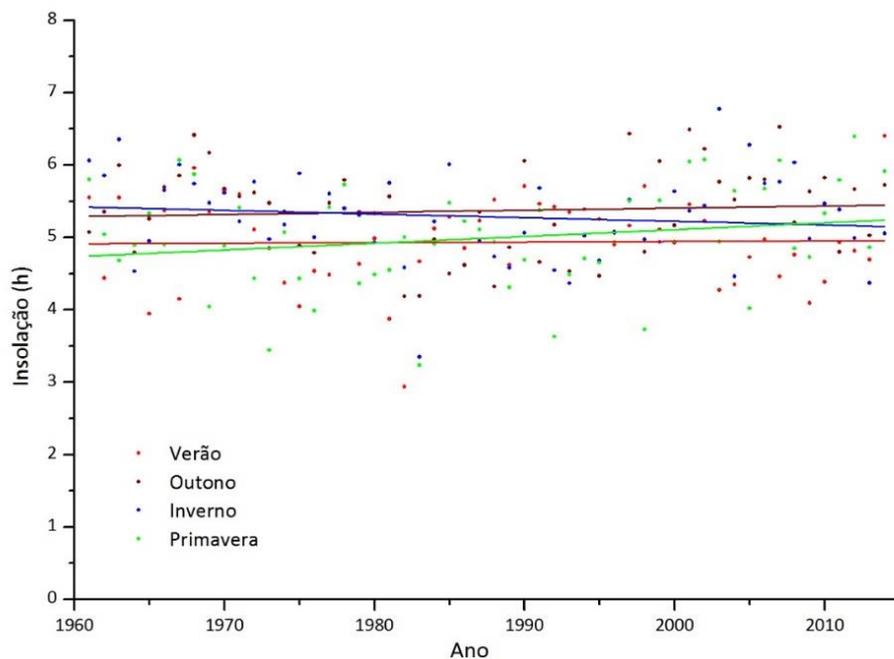


Figura 3.15 – Séries temporais de Insolação de 1962 a 2014 segundo os dados da Estação Meteorológica de Água Funda

Ao longo da pesquisa decidiu-se avaliar também a tendência de variação dos aerossóis ao longo dos anos quanto ao aspecto sazonal. Para tanto, também

aplicou-se o teste de *Mann-Kendall* para cada uma das estações no comprimento de onda de 500 nm.

Pela figura 3.16 é possível notar que a primavera e o verão seguem uma tendência de aumento e que, outono e inverno diminuíram sua concentração ao longo dos anos.

Agora analisando a questão de magnitude desta tendência, nota-se que a primavera realmente possui os valores mais elevados da série. O aumento de concentração no verão é próximo aos valores atingidos pelo outono, ou seja, mesmo o outono apresentando uma diminuição ao longo dos anos, ainda está à frente dos valores observados no verão. No inverno, houve uma diminuição considerável na concentração de aerossóis para o local.

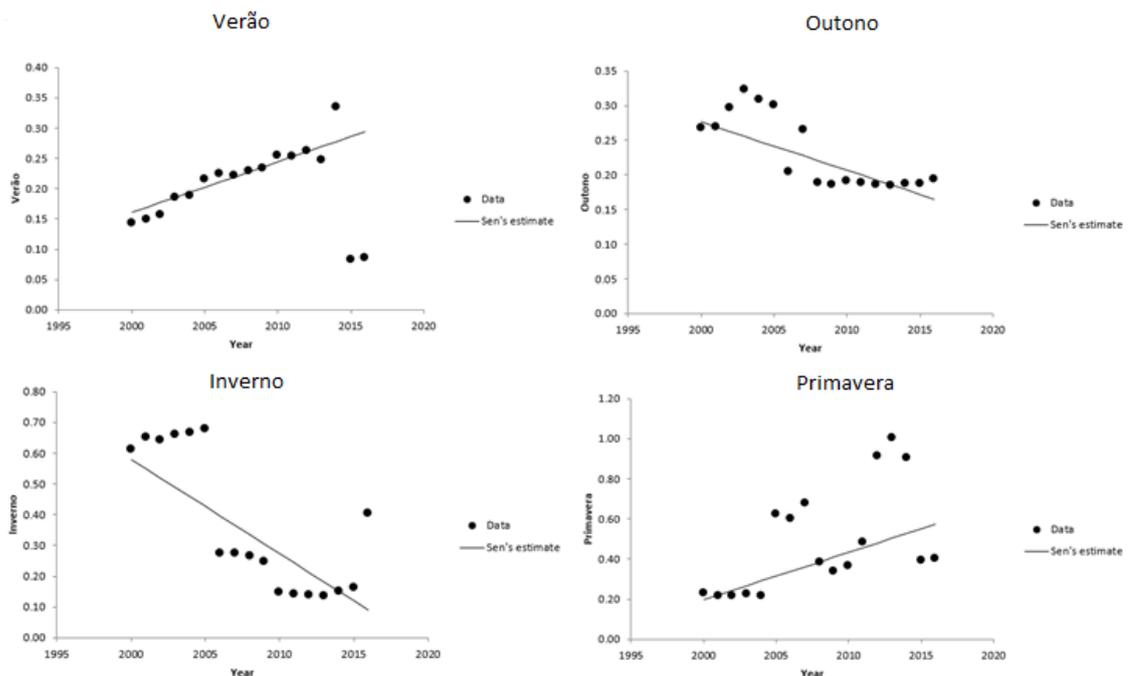


Figura 3.16 – Séries temporais de espessura óptica do aerossol médio de 2000 a 2016 segundo os dados da plataforma AERONET.

Até o presente momento, foram apresentados os resultados quanto à análise climatológica de nebulosidade, insolação, irradiação e profundidade óptica dos aerossóis. A partir deste ponto, o estudo designa à realização de testes no modelo *SBDART*, ainda para esta mesma localidade.

Como citado na metodologia, secção 2.4, foram efetuados diversos testes no modelo *SBDART* totalizando o número de 8 casos que visam estimar a R-UV para

céu claro. De modo que os parâmetros resultantes da rodada do modelo estão em W/m^2 e no comprimento de onda compreendido entre 0,2 e 0,4 μm , correspondentes à banda espectral do UV-R.

O primeiro caso está ilustrado na figura 3.17, em que considerou-se apenas os dias 21 de cada mês para o horário de meio-dia local, apenas.

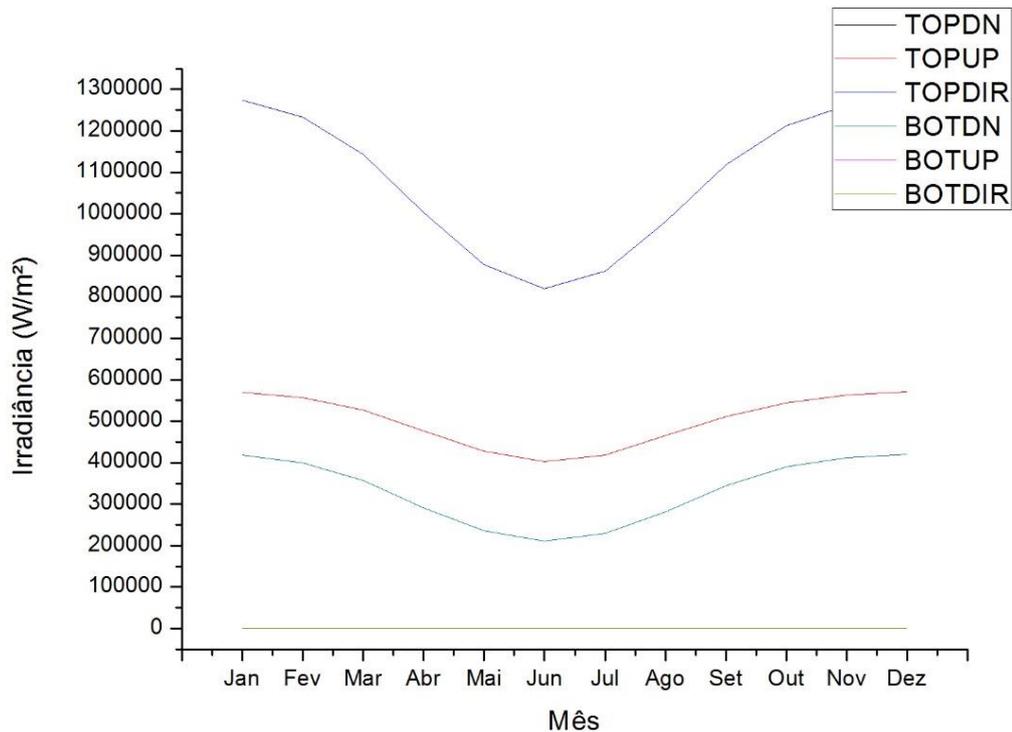


Figura 3.17 - Simulação da Irradiação para cidade de São Paulo para os dias 21 de cada mês de acordo com o meio-dia local.

Iniciando a análise de cada parâmetro da figura 3.17 têm-se o resultado esperado quanto à irradiação, uma vez que o TOPDN e o TOPDIR, que representam o fluxo de irradiação descendente incidente no topo da atmosfera total e direta respectivamente, estes parâmetros possuem pico no verão. A curva crescente inicia-se na primavera e a decrescente no outono que, são estações de transição. Por consequência, os menores valores de TOPDN e TOPDIR estão no inverno. O parâmetro TOPUD possui ordem de grandeza menor se comparado aos parâmetros TOPDIR e TOPDN. Isto se dá ao fato de que TOPUD trata-se de fluxo ascendente total no topo da atmosfera. Ainda é possível complementar, afirmando que este valor é menor porque trata-se da parcela de irradiação incidente que foi refletida no topo da atmosfera. Mesmo diante de uma menor magnitude, o perfil sazonal desse parâmetro é semelhante ao perfil dos parâmetros de topo.

O parâmetro BOTDN é o fluxo total descendente na superfície. Este parâmetro também acompanha o perfil de sazonalidade, sendo maior no verão e menor no inverno. Este parâmetro também possui menor ordem de grandeza com relação aos outros, pois os gases presentes na atmosfera são absorvedores de radiação infravermelha e, portanto, a fração que chega na superfície é diminuída. O parâmetro BOTDIR considera o fluxo descendente direto na superfície, é análogo ao BOTDN e ainda menor e quase constante durante todo o ano, pois só é contabilizado o fluxo direto.

O segundo caso está ilustrado na figura 3.18, em que considerou-se os dados referentes à todos os dias do ano de 2014 variando de dez em dez minutos, de modo que este resultado também visa estimar a R-UV para céu claro. A novidade neste caso é que considerou-se a base de dados de ozônio coletados pelos sensores a bordo de satélites desde 1978 (<http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/>) a fim de alimentar os inputs.

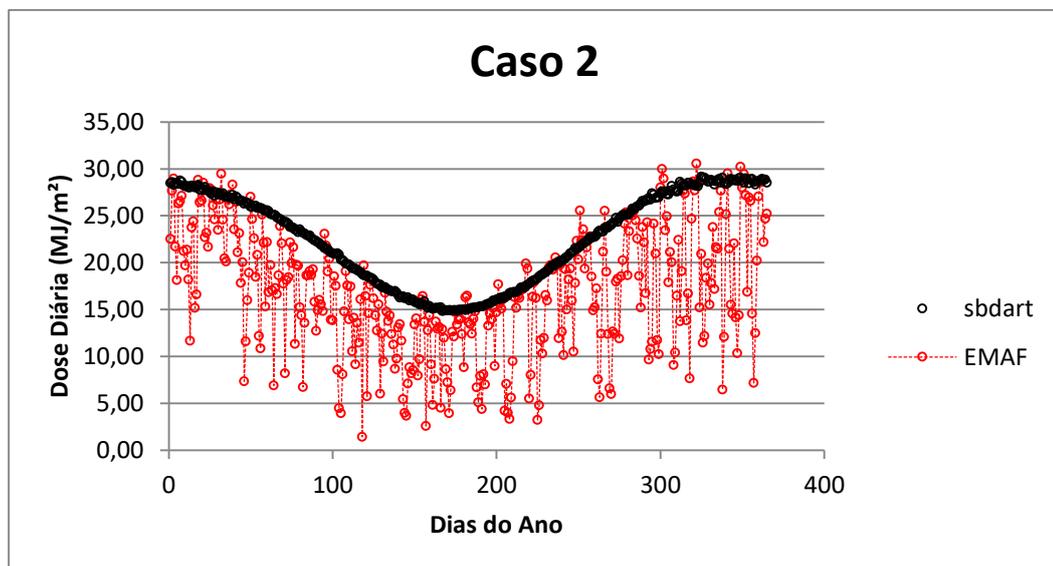


Figura 3.18 - Simulação da Irradiação para cidade de São Paulo considerando dados de todos os dias do ano de 2014 variando de dez em dez minutos.

A figura 3.18 possui a curva com padrão semelhante ao do caso 1, além disto, ela está acompanhada de uma comparação com relação aos dados observados na estação meteorológica de Água Funda, de modo que a linha preta é o resultado simulado pelo *SBDART* e em vermelho são os valores registrados na estação meteorológica de Água Funda.

É possível notar que, deste resultado preliminar, o modelo superestima os valores observados. Diante desta observação optou-se pela realização do cálculo da diferença entre estes valores, expostos na figura 3.19, em que confirma-se esta observação quanto a superestimação do modelo. Os resultados são bons quanto ao comportamento da curva, mas há uma superestimativa com relação aos dados observados.

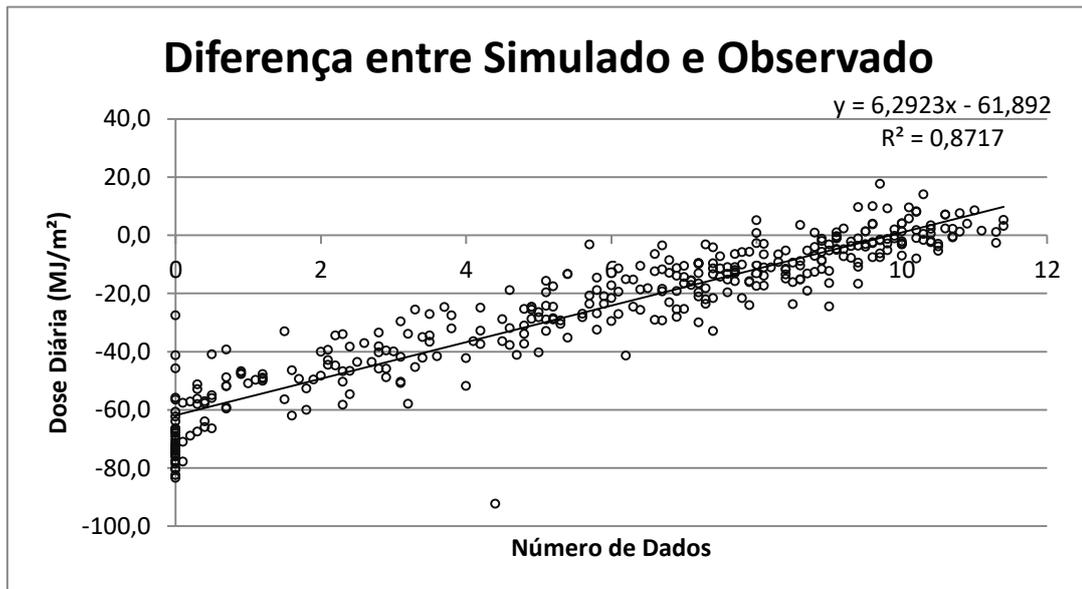


Figura 3.19 – Diferença entre os dados simulados pelo SBDART e os valores observados na estação meteorológica de Água Funda considerando dados de todos os dias do ano de 2014 variando de dez em dez minutos.

O terceiro caso está ilustrado na figura 3.20, em que considerou-se os dados referentes à todos os dias do ano de 2014 variando de hora em hora mantendo a utilização de dados de ozônio coletados pelos sensores a bordo de satélites desde 1978 a fim de alimentar os inputs.

A figura 3.20 possui os mesmos aspectos que a figura 3.20, de modo que a linha preta é o resultado simulado pelo *SBDART* e em vermelho são os valores registrados na estação meteorológica de Água Funda. Como resultado, é possível notar que o caso 3 mantém o padrão da curva e o caráter de subestimar os valores observados assim como o obtido no Caso 2.

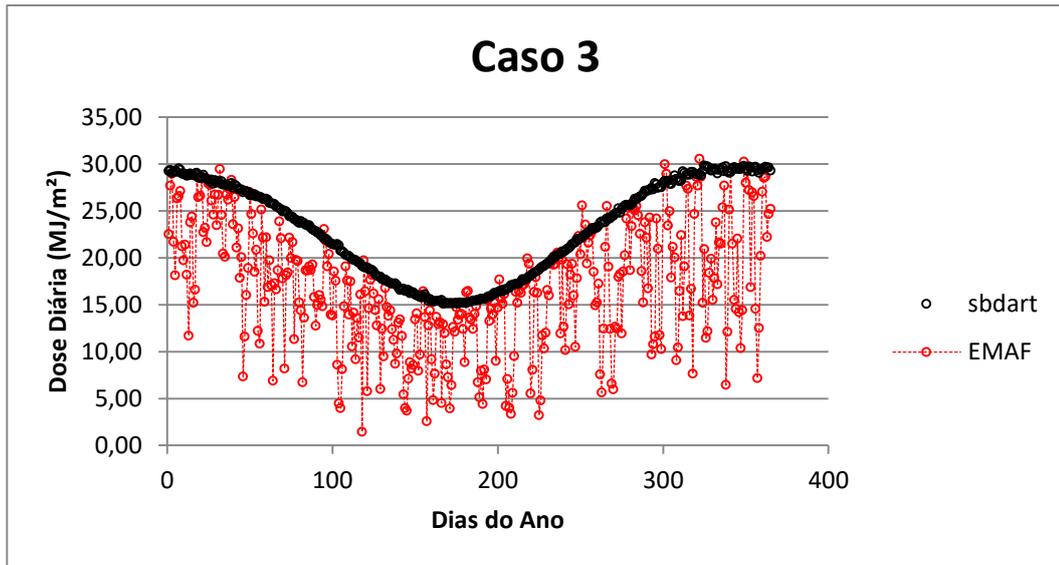


Figura 3.20 - Simulação da Irradiação para cidade de São Paulo considerando dados de todos os dias do ano de 2014 variando de hora em hora minutos.

Assim como o efetuado no caso de dez em dez minutos, fez-se também para o intervalo de hora em hora, a fim de otimizar o gasto computacional da rodada do modelo. A comparação entre os valores simulados pelo *SBDART* e os observados na *EMAF* estão expostos na figura 3.21, em que apresenta o mesmo padrão da figura 3.20, em que o modelo superestimou os valores observados.

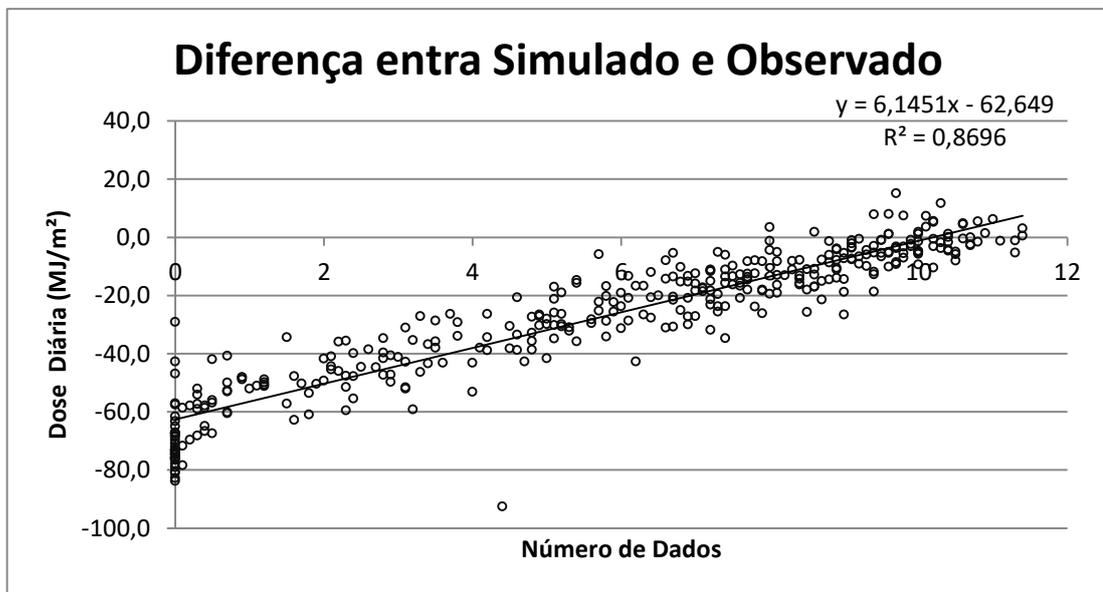


Figura 3.21 – Diferença entre os dados simulados pelo SBDART e os valores observados na estação meteorológica de Água Funda considerando dados de todos os dias do ano de 2014 variando de hora em hora.

A fim de otimizar a utilização do modelo *SBDART*, comparou-se os resultados obtidos do caso 2 e 3. A partir do resultado de ambos nota-se que não há grande perda ao realizar o estudo na série de hora em hora. Para tanto fez-se a divisão entre ambos os resultados para encontrar um fator de correção entre os dados simulados de hora em hora com relação aos de dez em dez minutos, que foi de 1,022.

A continuidade do estudo consistiu em rodadas de hora em hora de modo que o resultado final seria dividido pelo fator de correção a fim de aproximar-se ao cenário ideal.

Com esta premissa, o modelo foi utilizado de hora em hora para todos os anos de dados, como tínhamos dados de ozônio desde 1978 a 2014. Porém, ao iniciar este processo, foi possível notar que não havia tanta diferença dos primeiros anos aos últimos, o que viabilizou, mais uma vez, otimizar a utilização do modelo.

Diante disto, foi realizada uma interpolação com relação aos dados de ozônio a fim de encontrar um valor de ozônio médio para cada dia do ano, assim como os dados de vapor d'água.

Por fim, considerou-se mais cinco casos, explícitos na tabela 2.1. Os resultados de todos estes últimos casos com relação aos dados observados estão juntos na figura 3.22. Esta é uma figura que contém muita informação acerca dos dados observados e das saídas do *SBDART*.

Em cinza têm-se *boxplots* quanto a dose de radiação diária observada na estação ao longo de 52 anos, de modo que as bolinhas pretas caracterizam a média, o cinza escuro é a amplitude interquartilica do 1° ao 3° quartil e o cinza claro considera o mínimo e o máximo dos dados, indo de 5 a 95% dos dados. Por fim, as linhas que variam do verde ao azul são as simulações, ou seja, os cinco casos que consideramos.

Partindo para uma análise geral com relação ao comportamento da curva, nota-se que em todas as simulações o *SBDART* conseguiu se adequar muito bem o padrão observado para a cidade de São Paulo. Todavia, assim como nos casos anteriores, com relação a magnitude dos valores simulados, estes superestimaram, cerca de 8 MJ/m² em média, os valores observados em São Paulo.

Analisando estes casos, nota-se que a curva em azul referente ao caso 7, em que o vapor d'água equivale à zero, superestimou exageradamente os valores observados, cerca de 12,4 MJ/m² em média e apresentou uma curva constante, ou

seja, sem variações ao longo dos dias, isto ocorre devido a constância no valor de vapor d'água.

Já as demais curvas se sobrepõem, pois não há tanta variação com relação à magnitude dos valores entre os próprios casos simulados. Porém, mesmo a curva sendo muito bem definida, ao comparar estes resultados com o caso 7, estes apresentam variações ao longo dos dias devido a variabilidade do ozônio e do vapor d'água.

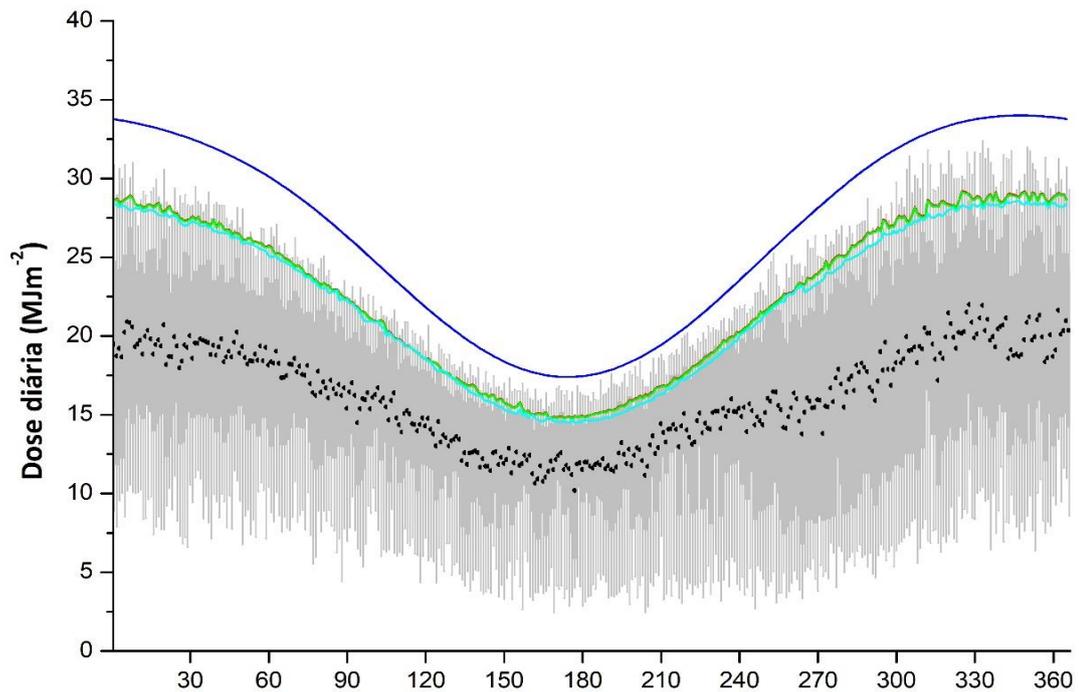


Figura 3.22 – *Boxplot* dos dados observados na estação meteorológica de Água Funda em São Paulo e dados simulados para cinco diferentes casos de input no SBDART.

4. CONCLUSÃO

Neste estudo foi possível caracterizar a nebulosidade, irradiação, insolação e profundidade óptica para a região de Água Funda em São Paulo. Com relação à radiação solar observou-se que a mesma sofreu diminuição ao longo dos 52 anos estudados, de 3,3% no verão, 2,2% no outono e 1,9% no inverno, no caso da primavera não houve indicação de tendência.

Essa variação pode estar relacionada à mudanças no domínio de nebulosidade no local e/ou por aerossóis, pois estes parâmetros possuem a capacidade de refletir, absorver e transmitir a radiação de onda curta (solar), além de refletir, absorver e aprisionar a radiação de onda longa (terrestre). Desta maneira, o efeito líquido resultante de sua interação com a radiação pode ocasionar o aquecimento ou resfriamento do sistema Terra-Atmosfera.

Essa atenuação (ou extinção) se deve aos processos que diminuem a energia radiante, tais como a absorção e o espalhamento da radiação ao atravessar um meio qualquer.

Com relação aos dados de nebulosidade, não houve variações significativas, pois a porcentagem de cobertura de nuvens prevaleceu consideravelmente constante nos últimos 52 anos e manteve seu padrão sazonal com maior nebulosidade no verão e menos no inverno.

A profundidade óptica dos aerossóis destaca-se por grandes variações sazonais, principalmente com o aumento da quantidade de particulados na primavera. Isto está associado aos focos de queimadas, pois a queima de biomassa na Amazônia afetou significativamente os valores de AOT sobre a região de São Paulo. Devido ao fato desses aerossóis produzidos por queimadas serem, em grande parte, dominados por partículas da moda fina ($AE \geq 1,5$) e, conseqüentemente, mais leves, os mesmos têm a capacidade de percorrer centenas de quilômetros agregados à circulação atmosférica. Isto significa que, no período da primavera, quando ocorre à maioria dos focos de queimadas na América do Sul, o sudeste do Brasil tem seu balanço de radiação local afetado pelos aerossóis advectados de outras localidades.

Após esta análise climatológica, foram realizados alguns testes de sensibilidade com relação ao modelo SBDART. O modelo apresentou resultados similares aos dados observados, principalmente com relação ao aspecto da curva de dose diária de irradiação ao longo do ano. Quanto à magnitude dos valores, em geral eles superestimaram os dados observados em 8 MJ/m².

Como sugestão para aprofundamento desse estudo seria a avaliação da influência da cobertura da nebulosidade e de propriedades ópticas dos aerossóis, como albedo simples e parâmetro de assimetria, por meio da modelagem numérica.

5. REFERÊNCIAS

AHRENS, C. D. **Meteorology today: na introduction to weather, climate, and the environment**. 9. Ed Belmont: Brooks/ Cole, 2009.

ALPERT, P., KISHCHA, P., KAUFMAN, Y. J., e SCHWARZBARD, R.. “Global Dimming or Local Dimming? Effect of Urbanization on Sunlight Availability,” **Geophysical Research Letters**, Vol. 32, 2005, 4 p. doi:10.1029/2005GL023320.

ANDREAE, M. O.; D. RODENFELD; P. ARTAXO; A. A. COSTA; G. FRANK; K. M. LONGO; M. A. F. SILVA DIAS. Smoking Rain Clouds over the Amazon. **Science**, vol. 303, p. 1337-1342, 2004.

ANDREAE, M. O.; P. ARTAXO; H. FISHER; S. R. FREITAS, et al.. Transporto of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region. **Geophysical Research Letters**, vol.28(6), p. 951-954, 2001.

ARTAXO, P.; J. V. MARTINS; M. A. YAMASOE; A. S. PROCÓPIO; T. M. PAULIQUEVIS; M. O. ANDREAE; P. GUYON; L. V. GATTI; A. M. C. LEAL. Physical and chemical properties of aerosol in the wet and dry season in Rondônia, Amazônia. **Journal of Geophysical Research**, vol. 107(D20), p. 8081 – 8095, doi: 10.1029/2001JD000666, 2002.

CALBÓ, J; PAGÈS, D; GONZÁLES, J-A. Empirical studies of cloud effects on UV radiation: a review. **Rev. Geoph.**, 43: 1-28, 2005.

CASTANHO, A. D. A.. Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para a obtenção de espessura óptica via satélite sobre São Paulo. **Tese de Doutorado**, Instituto de Física da USP, 2005.

CETESB. Relatório de qualidade do ar no Estado de São Paulo. Publicação CETESB. **Série de Relatórios/ CETESB**, São Paulo (<http://www.cetesb.sp.gov.br/>), 2004.

CORRÊA, M. P., YAMASOE, M.A.. **Processos Radiativos na Atmosfera**. Primeira Edição. São Paulo: Oficina de Textos, 2016. v. 1. 142p (2016).

CORRÊA, M.P., CEBALLOS, J. C. **Solar Ultraviolet Radiation Measurements in One of the Most Populous Cities of the World: Aspects Related to Skin Cancer Cases and Vitamin D Availability**. **Photochem Photobiol**. 2010;86:438-444.

DUMAS, M. & JAUBERTEAU-MARCHAN, M.O. **The protective role of Langerhans' cells and sunlight in multiple sclerosis**. **Medical Hypotheses**. 55 (6): 517-520, 2000.

FORNARO, A. **Química do ar. Slides**. Escola de Meio Ambiente. Cepema/ USP – Centro de Capacitação e Pesquisa em Meio Ambiente/ Universidade de São Paulo. 2011. Disponível em: <http://www.cepema.usp.br/wp-content/uploads/2011/06/0-Quimica-do-ar.pdf>. Acesso em: 7 set. 2017.

FREEDMAN, D.M. et al. **Mortality from multiple sclerosis and exposure to residential and occupational solar radiation: a case-control study based on death certificates.** *Occupational and Environmental Medicine.* 57 (6): 418-421, 2000.

FREITAS, R. T., K. M. LONGO; M. A. F. SILVA DIAS; P. L. SILVA DIAS; R. CHATFIELD; E. PRINS; P. ARTAXO; F. S. RECUERO. Monitoring of Transporte f Biomass Burning Emissions in South América. **Environmental Fluid Mechanics**, 2004.

GOLDACRE, M. J., ROBERTS, S. E., **Hospital admission for acute pancreatitis in na English population**, 1963-98: database study of incidence and mortality. *BMJ* 2004; 328:1466-9. (PMID 15205290).

HOLBEN, B. N.; T. F. ECK; SLUTSKER; D. TANRE; J. P. BUES; A. SETZER; E. VERMONTE; J. A. REAGAN; Y. J. KAUFMAN; T. NAKAJIMA; et al. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote Sens Environ.**, vol 66, p 1-16, 1998.

IPCC2001 – Intergovernmental Panel on Climate Change. A plan for a Research Programo n Aerosol Radiative forcing and climate change. **Natl. Acad. Press.**, Washington, D. C., 2001.

KAUFMAN, Y. J.; R. S. FRASER. The effect of Smoke Particles on Clouds and Climate. **Science**, vol. 277, p 1636-1939, 1997.

KOREN, L.; Y. J. KAUFMAN; L. A. REMER; J. V. MARTINS. Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. **Scienc**, vol 303, p. 1342-1345, 2004.

LANDULFO, E.; A. PAPAYANNIS; P. ARTAXO; A. D. A. CASTANHO; A. Z. DE FREITAS; R. F. SOUZA; N. D. VIEIRA JUNIOR; M. P. M. P. JORGE; O. R. S'ANCHEZ-CCOYLLO; E. D. S. MOREIRA. Synergetic measurements of aerosol over São Paulo, Brazil using LIDAR, sunphotometer and satélite data during the dy season. **Atmospheric Chemistry and Physics**, vol. 3. P. 1523-1539, 2003.

LEAN, J. L., RIND, D. H., “How Will Earth’s Surface Tem-perature Change in Future Decades?” **Geophysical Research Letter**, Vol. 36, 2009, 5 p. doi:10.1029/2009GL038932.

LIEPERT, B. G., Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. **Geophysical Research Letter**. Vol 29, Issue 10. 15 May 2002. Pages 61-1–61-4 DOI: 10.1029/2002GL014910.

LONGO, K. M. Estudos de aerossóis e gases traço na atmosfera da Bacia Amazônica: Influência das circulações regionais e de larga escala. **Tese de Doutorado**, Instituto de Física da USP, 1999.

MAGE, D.; G. OZOLINS; P. PETERSON; A. WEBSTER; R. ORTHOFER; V. VANDERWEERDS; E. M. GWYNNET. Urban air pollution in megacities of the world. **Atmospheric Environment**, vol 30(5), p. 68-1486, 1996.

McMICHAEL, A.J. & HALL, A.J. Does immunosuppressive ultraviolet radiation explain the latitude gradient for multiple sclerosis? **Epidemiology**. 8 (6): 642-645, 1997.

MOLINA, L. T.; M. J. MOLINA; R. SLOTT; C. E. KOLB; P. K. GBOR; F. MENG; R. SINGH; O. GALVEZ; J. J. SLOAN; W. ANDERSON; X. Y. TANG; M. SHAO; T. ZITU; Y. H. ZHANG; M. HU; B. R. GURJAR; P. ARTAXO; P. OYOLA; E. GRAMSCH; D. HIDALGO; A. GERTLER; Critical Review: Air quality in selected megacities. **Journal of the Air and Waste Management Association**, 2004.

MUNGER, K.L. et al. Vitamin D intake and incidence of multiple sclerosis. **Neurology**. 2004. 62 (1): 60-65, 2004.

PIRES Jr, C. A.; P. ARTAXO; M. M. A. PAIXÃO. Efeitos do transporte a longa distância do aerossol gerado em queimadas na Amazônia: um estudo de caso. In: **Simpósio Internacional de Iniciação Científica**, Universidade de São Paulo. <http://www.usp.br/siicusp/12osciicusp/ficha4843.htm>, 2004.

PROCÓPIO, A. L.; A. REMER; P. ARTAXO; Y. J. KAUFMAN; B. N. HOLBEN. Modeled spectral optical properties for smoke aerosol in Amazônia. **Geophysical Research Letters**, vol. 30. Doi: 10.1029/2003GL018063, 2003.

RAGA, G. B.; T. CASTRO; D. BAUMGARDNER. The impact of megacity pollution on local climate and implications for the regional environment: Mexico City. **Atmospheric Environment**, vol 35, p 1805-1811, 2001.

RAMANATHAN, V.; P. J. CRUTZEN; J. T. KIEHE; D. ROSENFELD. Aerosol, climate, and hydrological cycle. **Science Compass Review**. Vol. 294. P. 2119-2124, 2001.

RICCHIAZZI, P., YANG, S., GAUTIER, C., and SOWLE, D.: SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere, B. **Am. Meteorol. Soc.**, 79, 2101–2114, 1998.

ROBERTS, G.; ARTAXO, P.; ZHOU, J.; SWIETLICKI, E.; ANDREAE, M. O.. Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: a case study from the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, vol 107, doi: 10.1029/2001jd000583, 2002.

RODYN L., McMICHAEL T., SMITH W., ARMSTRONG B., “**Solar Ultraviolet Radiation Global Burden of disease from solar ultraviolet radiation**”, Environmental Burden of Disease Series, No. 13, Geneva, 2006.

ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forecast fires inhibiting rainfall. **Geophysical Research Letters**, vol. 26, p. 3105-3108, 1999.

SANCHEZ-CCOYLLO, O. R.; P. S. DIAS; M. F. ANDRADE; S. FREITAS. Determination of O₃, CO and PM₁₀ transport in the Metropolitan área of São Paulo, Brazil through synopticscale analysis of back trajectories. **Meteorology and Atmospheric Physics**, in press, 2005.

SEINFELD, J. H. e S. N. PANDIS. Atmospheric Chemistry and physics from air pollution to climate change. **Wiley**, New York, U.S.A., 1998.

SELGRADE, M.K. et al. **Ultraviolet radiation-induced immune modulation: potential consequences for infectious, allergic, and autoimmune disease.** Environmental Health Perspectives. 105 (3): 332-334. (1997).

SOLOMEN, S., et al., “**The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assesment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change,**” Cambridge University Press, Cambridge, 2007.

STAMNES, K., TSAY, S. C., WISCOMBE, W., e JAYAWEERA, K.: **Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media**, Appl. Opt., 27, 2502–2509, 1988.

STRAIGER, H., DEN OUTER, P. N., BAIS, A. F., FEISTER, U., JOHNSEN, B., VUILLEUMIER, L.: Hourly resolved cloud modification factors in the ultraviolet. **Atmos. Chem. Phys.**, 8, 2493–2508, 2008.

TANIMOTO, A. H.; SOARES, P. S. Legislação contra a destruição da camada de ozônio e ações para políticas de proteção ambiental. **Canal Ciência**, 7 abr. 2003. Disponível em: <<http://www.canalciencia.ibict.br/pesquisa/0108-Destruicao-camada-ozonio-aco-es-politicas-protECAo-ambiental.html>>.

VAN DER MEI, I.A. et al. **Past exposure to sun, skin phenotype, and risk of multiple sclerosis: casecontrol study.** BMJ. 327 (7410): 316, 2003.

VILLÁN, DM; CASTRILLO, AM; SANTOS, JB. **Int J Climatol**, 30, p. 1407-15, 2010.

WHO/UNEP. Urban air pollution in megacities of the world. **World Health Organization**, United Nations. Environment Programme, Blackwell, Osford, 1992.

YAMASOE, M. A. Estudo de propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de fotômetros. São Paulo. **Tese de Doutorado**. Instituto de Física, USP, 1999.

YNOUE, R. Y.; REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; SILVA, G.A. M. Meteorologia: noções básicas. São Paulo: **Oficina de Textos**, 2017.