



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/jeferson/2003/05.28.11.16-TDI

DETERMINAÇÃO DO ESPECTRO UV-B UTILIZANDO O RADIÔMETRO GUV: APLICAÇÃO A MEDIDAS REALIZADAS EM PUNTA ARENAS

Félix de la Cruz Zamorano Banda

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Geofísica Espa-
cial, orientada pelo Dr. Enio Bu-
eno Pereira, aprovada em 13 de fe-
vereiro de 2003.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/05.28.11.16>>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Vivêca Sant'Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/jeferson/2003/05.28.11.16-TDI

DETERMINAÇÃO DO ESPECTRO UV-B UTILIZANDO O RADIÔMETRO GUV: APLICAÇÃO A MEDIDAS REALIZADAS EM PUNTA ARENAS

Félix de la Cruz Zamorano Banda

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Geofísica Espa-
cial, orientada pelo Dr. Enio Bu-
eno Pereira, aprovada em 13 de fe-
vereiro de 2003.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/05.28.11.16>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Zamorano Banda, Félix de la Cruz.
Z14d Determinação do espectro UV-B utilizando o radiômetro GUV:
aplicação a medidas realizadas em Punta Arenas / Félix de la Cruz
Zamorano Banda. – São José dos Campos : INPE, 2012.
xxii + 122 p. ; (sid.inpe.br/jeferson/2003/05.28.11.16-TDI)

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional
de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.
Orientador : Dr. Enio Bueno Pereira.

1. UV-B. 2. Radiação. 3. Ozônio. 4. Espectro. 5. Punta Arenas
(Chile). I. Título.

CDU 523.4-8(835.38)

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

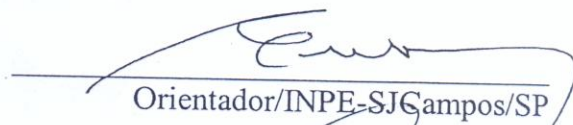
Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado pela Banca Examinadora em
cumprimento a requisito exigido para a
obtenção do Título de **Doutor em**
Geofísica Espacial.

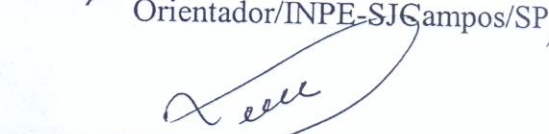
Dr. Hisao Takahashi


Presidente/INPE-SJCampos/SP

Dr. Enio Bueno Pereira


Orientador/INPE-SJCampos/SP

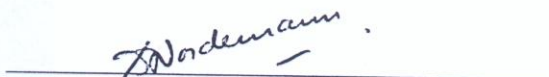
Dr^a Neusa Maria Paes Leme


Membro da Banca/INPE-SJCampos/SP

Dr. Rajaram Purushottam Kane


Membro da Banca/INPE-SJCampos/SP

Dr. Daniel Jean Roger Nordemann


Membro da Banca/INPE-SJCampos/SP

Dr. Yogeshwar Sahai


Membro da Banca
Convidado UNIVAP, SJCampos/SP

Dr. Artemio Plana Fattori


Membro da Banca
Convidado IAG-USP, São Paulo/SP

Candidato (a): Félix de La Cruz Zamorano Banda

São José dos Campos, 13 de fevereiro de 2003.

“Adquire a sabedoria, adquiere a inteligência e não te esqueças nem te apartes das palavras da minha boca”.

“Não desampares a sabedoria, e ela te guardará; ama-a, e ela te conservará”.

“A sabedoria é a coisa principal; adquiere, pois, a sabedoria; sim, com tudo o que possuis, adquiere o conhecimento”.

“Exalta-a, e ela te exaltará; e, abraçando-a tu, ela te honrará”.

“Dará à tua cabeça um diadema de graça e uma coroa de glória te entregará”.

Pr. 4: 5-9

Ao Deus da minha salvação, a minha rocha, o meu guarda.

A minha esposa Suzane, pelo amor, apoio, confiança e incentivo brindado em todo este tempo.

A minha filha Sara Inês, pelo amor, pela alegria o carinho e o tempo que me concedeu para poder finalizar este trabalho.

A meus pais Miguel e Juana, pela vida, pelo amor, pelo apoio e pelos ensinamentos à responsabilidade e integridade.

A minha sogra Venúzia, pelo carinho, respeito e ajuda; pelo constante apoio e conselhos brindados em todo tempo.

A minha família e à família da minha esposa, por todo o apoio e carinho brindado.

Aos meus irmãos da Igreja Evangélica Missão Pentecostal no Brasil e da Igreja Evangélica Pentecostal no Chile, pelo carinho e pelas orações elevadas ao Altíssimo.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Enio Bueno Pereira, pelo apoio, pela acolhida e pela paciência brindada na orientação e contribuição científica e profissional no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pelo apoio concedido através dos professores que encaminharam o meu aperfeiçoamento profissional, em particular ao Dr. Daniel Nordemann, ao Dr. R. P. Kane, ao Dr. Y. Sahai, Dr. V. W. J. H. Kirchhoff, e à Dra. Neusa Paes Leme.

À Universidade de Magallanes, pela confiança e oportunidade brindada para o meu aperfeiçoamento profissional.

A todas as pessoas integrantes da equipe do Laboratório de Ozônio do INPE, dirigidos pelo Dr. V. W. J. H. Kirchhoff.

Ao pessoal do laboratório de monitoração do ozônio e radiação UV-B da Universidade de Magallanes em Punta Arenas, pelo apoio brindado na obtenção de dados.

À CAPES, pela bolsa de estudos concedida, suporte financeiro que sustentou a minha estada e da minha família.

Ao PROANTAR, pelo apoio outorgado no trabalho de campo na cidade de Punta Arenas.

Aos meus amigos e colegas que contribuíram direta ou indiretamente no desenvolvimento desta jornada.

RESUMO

Este trabalho apresenta um modelo semi-empírico para reconstituir o espectro de irradiância global na faixa de radiação solar correspondente ao UV-B, a partir de dados de irradiância global obtidos com o radiômetro GUV (*Ground-based Ultraviolet Radiometer*). O modelo emprega simulações computacionais usando o modelo de transferência radiativa STARSCI (*System for Transference of Atmospheric Radiation, SCI*) em combinação com dados atmosféricos e medidas de irradiância nos canais 305 nm e 320 nm do GUV. Um total de 3.334.786 simulações foram feitas para obter uma base de dados que permite a obtenção do ozônio total no local de medição e a reconstituição do espectro de irradiância na faixa (295 – 320)nm com uma resolução de 1 nm. Os resultados apresentam boa concordância com valores obtidos através de outros instrumentos usados como referência: como o espectrofotômetro Brewer e o TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrofotometer*) a bordo do satélite Earth Probe. Comparações feitas com dados do ano 1999 obtidos em Punta Arenas (53,2°S 70,1°O), Chile, sob diferentes condições de céu (limpo, parcialmente encoberto de nuvens e com cobertura total de nuvens) e dias com distintas condições de ozônio (ozônio alto, “normal” e buraco de ozônio) apresentam erro percentual absoluto não maior a 1,5% no caso da estimativa do ozônio, quando comparado com o Brewer. Na estimativa da irradiância espectral em dias com céu limpo e dias nublados os resultados obtidos em diferentes ângulos solares de zênite mostram um desempenho muito bom do modelo, quando comparado com o Brewer, com valores RMSE (Root Mean Square Error) de $5 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$ para comprimentos de onda maior ou igual a 300 nm, e de $5 \times 10^{-3} \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$ para comprimentos de onda menor a 300 nm. Nestas faixas de comprimento de onda, os parâmetros de correlação CC (Correlation Coefficient) foram 0,996 e 0,982, respectivamente.

DETERMINATION OF UV-B SPECTRA USING THE GUV MULTICHANNEL RADIOMETER: APLICATION TO THE MEASUREMENTS MADE AT PUNTA ARENAS

ABSTRACT

This work presents a semi empirical model to retrieve the global UVB solar spectral irradiance from global irradiance data obtained by a ground-based Ultraviolet Radiometer, GUV. The model uses computational simulations of the STARSCI (System for Transference of Atmospheric Radiation, SCI) model in combination with atmospheric data and global irradiances measured at 305nm and 320nm channels of the GUV. A total of 3,334,786 simulations were completed to enable the input dataset to estimate the local total ozone and to reconstitute the spectral irradiances at wavelengths between 295nm to 320nm, with 1nm resolution. The results showed good agreement with measurements obtained by reference instruments such as a Brewer Spectrophotometer and TOMS (Total Ozone Mapping Spectrophotometer) on board the Earth Probe satellite. Comparisons were made with global irradiance data for Punta Arenas (53.2°S, 70.1°W), Chile, for year 1999 under different sky conditions (clear sky, partially cloudy and overcast), and distinct ozone conditions (high, normal and ozone hole). Results present errors of less than 1.5% in ozone estimation when compared with the Brewer. Estimations of the spectral irradiance in clear skies and cloudy skies, in different solar zenith angles, show a good performance of the model, when compared with the Brewer, with RMSE (Root Mean Square Error) values of $5 \times 10^{-3} \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$ for the 295nm to 300nm integrated band, and $5 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$ for the integrated band between 300nm and 320nm. In these integrated bands, the correlation coefficients were 0.996 and 0.982, respectively.

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
2.1 - Regiões do espectro eletromagnético em comprimentos de onda λ , em metros.....	34
2.2 - Intensidade de radiação como função do comprimento de onda: fora da atmosfera terrestre e ao nível do mar, absorvida pelas espécies atmosféricas indicadas.....	38
2.3 - Intensidade espectral fora da atmosfera terrestre (ET) e na superfície para ângulos zenitais de 0°, 60° e 80°.....	39
2.4 - Fluxo solar na superfície terrestre, calculado a cada 5 nm e centrado no comprimento de onda indicado.....	40
2.5 - Vórtice Polar Antártico: Situação climatológica da estratosfera Antártica durante o inverno.....	43
2.6 - Observação da coluna total de ozônio em varias localidades, mostrando a diminuição no Ártico, na Antártica e numa latitude média no hemisfério norte.....	45
2.7 - Espectros de absorção do ozônio e do dióxido de enxofre.....	48
2.8 - Espectros de irradiância para o dia 5 de Maio de 1991, na localidade de Kagoshima, Japão.....	49
2.9 - Espectros de ação para Eritema, DNA e Plantas. Todos os espectros estão normalizados em 300nm.....	56

3.1 - Tipos de pireliômetros: a) Pireliômetro de incidência normal (NIP) e b) Actinômetro.....	61
3.2 - Tipos de piranômetros: a) Piranômetro Eppley b) Piranômetro Li-Cor.....	63
3.3 - Piranômetro modelo Eppley equipado com banda de escurecimento.....	64
3.4 - Esquema de distribuição da parte óptica e do espectrômetro do Brewer.....	65
3.5 - Esquema da distribuição óptica do sensor do GUV.....	68
3.6 - Resposta relativa do radiômetro GUV-511.....	69
4.1 - Fluxograma do programa computacional na determinação do ozônio e do espectro de irradiância UV-B.....	87
5.1 - Irradiância em 380nm em dias de 1999 na localidade de Punta Arenas, Chile, sob diferentes condições de céu e camada de ozônio.....	90
5.2 - Comparação do ozônio diário medido pelo Brewer e o determinado com a metodologia aplicada ao GUV, no dia 09 de Janeiro de 1999.....	91
5.3 - Ozônio na localidade de Punta Arenas no ano 1999, obtido com o espectrofotômetro Brewer (linha e pontos vermelhos), O TOMS (linha e pontos azuis) e o modelo aplicado ao GUV (linha e pontos verdes).....	93

5.4 - Gráfico de frequências do erro percentual no valor do ozônio determinado com o modelo em relação ao valor medido pelo Brewer.....	94
5.5 - Irradiância espectral no dia 09.01.99, na localidade de Punta Arenas, Chile, em dois ângulos solares de zênite: 39,9° e 48,6°, em condição de céu encoberto e coluna de ozônio de 273UD.....	95
5.6 - Irradiância espectral no dia 10.01.99, na localidade de Punta Arenas, Chile, em dois ângulos solares de zênite: 34,6° e 53,4°, em condição de céu claro e coluna de ozônio de 291UD.....	96
5.7 - Irradiância espectral no dia 31.05.99, na localidade de Punta Arenas, Chile, em dois ângulos solares de zênite: 75,2° e 78,8°, em condição de céu encoberto e coluna de ozônio de 348UD.....	97
5.8 - Irradiância espectral no dia 01.06.99, na localidade de Punta Arenas, Chile, em dois ângulos solares de zênite: 76,1° e 77,4°, em condição de céu claro e coluna de ozônio de 331UD.....	98
5.9 - Irradiância espectral no dia 21.11.99, na localidade de Punta Arenas, Chile, em dois ângulos solares de zênite: 33,5° e 47,2°, em condição de céu encoberto e buraco de ozônio sobre a região (206 UD).....	99
5.10 - Dose de eritema determinada para um tempo de exposição de 1minuto, em diferentes dias e ângulos solar de zênite, no ano 1999 na localidade de Punta Arenas.....	103

A.1 - Curvas de respostas das calibrações do Brewer 068 para o ano 1998.....	126
A.2 - Irradiância em 305 nm medida pelo Brewer em função da irradiância em 305 nm medida pelo GUV, em dias de 1998 com céu limpo na localidade de Punta Arenas.....	128
A.3 - Irradiância em 320 nm medida pelo Brewer em função da irradiância em 320 nm medida pelo GUV, em dias de 1998 com céu limpo na localidade de Punta Arenas.....	128
A.4 - Curvas de distribuição vertical do ozônio, empregadas no modelo STARSCI e algumas obtidas em sondagens feitas na localidade de Punta Arenas.....	130
A.5 - Espectros de absorção do ozônio na faixa do UV-B entre 295 nm e 320 nm.....	131
A.6 - Espectros de irradiância solar no topo da atmosfera, na faixa do UV-B entre 295 nm e 320 nm.....	131

LISTA DE TABELAS

	Pág.
2.1 - Transmissão na faixa do visível de diferentes tipos de nuvens.....	50
2.2 - Alguns tipos de albedos para diferentes superfícies.....	53
4.1 - Valores de α e β para diferentes estados de atmosfera.....	80
4.2 - Fatores de correção obtidos por simulação, empregando o modelo de transferência radiativa, STARSCI.....	86
4.3 - Razões $I(305) / I(320)$ obtidos por simulação, empregando o modelo de transferência radiativa, STARSCI.....	86
5.1 - Comparação das medidas de ozônio obtidas mediante diferentes instrumentos, para diferentes condições de céu.....	92
5.2 - Parâmetros RMSE e CC para as duas faixas de comprimentos de onda do UV-B: F1 ($295 \text{ nm} \leq \lambda \leq 300 \text{ nm}$) e F2 ($300 \text{ nm} < \lambda \leq 320 \text{ nm}$).....	101
A.1 - Constantes de calibração do guv 9210 para os comprimentos de onda 305nm e 320nm.....	127

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Justificativa.....	1
1.2 Objetivo.....	5
1.3 Metas.....	5
 CAPÍTULO 2 CONCEITOS FUNDAMENTAIS E TEORIA.....	 7
2.1 Introdução.....	7
2.2 Algumas Quantidades Radiométricas de Interesse.....	7
2.3 Definição e Unidades de Medida da Radiação UV.....	9
2.4 Variação da Intensidade de Radiação UV.....	11
2.4.1 Incidência Latitudinal, Sazonal e do Ângulo Solar Zenital.....	12
2.4.2 Ozônio Atmosférico.....	14
2.4.3 Buraco de Ozônio.....	15
2.4.4 Dióxido de Enxofre.....	20
2.4.5 Influência do SO ₂ no Espectro de Irradiância UV-B.....	21
2.4.6 Albedo e Cobertura de Nuvens.....	24
2.4.7 Poluição Urbana e Aerossóis.....	25
2.5 Sensibilidade Biológica da Radiação UV-B.....	29
 CAPÍTULO 3 INSTRUMENTAÇÃO E MODELOS DE TRANSFERÊNCIA	
RADIATIVA.....	31
3.1 Introdução.....	31
3.2 Medidores de Radiação.....	34
3.3 Espectrofotômetro Brewer.....	38
3.4 Radiômetro GUV.....	41
3.5 Modelo de Transferência da Radiação Atmosférica: STARSCI.....	44
3.6 Modelo de Transferência da Radiação Atmosférica: FASTRT.....	46

CAPÍTULO 4 FUNDAMENTOS TEÓRICOS-EXPERIMENTAIS DO MODELO SEMI-EMPÍRICO PARA RECONSTITUIÇÃO DO ESPECTRO UV-B.....	49
4.1 Descrição.....	49
4.2 Bases Teóricas – Experimentais.....	50
4.2.1 Irradiância Espectral Direta.....	50
4.2.2 Irradiância Espectral Difusa.....	55
4.2.3 Determinação do Fator de Correção $F(\lambda_1: \lambda_2, \theta_z, O_3)$	59
CAPÍTULO 5 APLICAÇÕES DO MODELO PROPOSTO, COMPARAÇÕES, E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	63
5.1 Introdução.....	63
5.2 Determinação do Ozônio.....	65
5.3 Reconstituição do espectro UV-B.....	68
5.4 Aplicações em Estudos Biológicos.....	75
5.5 Discussão dos Resultados Obtidos.....	77
CAPÍTULO 6 CONCLUSÕES.....	81
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	85
APÊNDICE A – CALIBRAÇÃO E PADRONIZAÇÃO DOS INSTRUMENTOS	99
A.1 Calibração do Espectrofotômetro Brewer.....	99
A.2 Calibração do Radiômetro GUV.....	100
A.3 Padronização do GUV com o Brewer.....	101
A.4 Padronização do Modelo STARSCI.....	103
APÊNDICE B – MODELO SATRSCI: SIMULAÇÕES.....	107
B.1 Aspectos Gerais do Modelo.....	107
B.2 Mudança de Parâmetros no Arquivo “star.inp”.....	108

APÊNDICE C – PROGRAMA OPERACIONAIS.....	117
C.1 Programa Simulation.exe.....	117
C.2 Programa Ozone.exe.....	118
C.3 Programa Irrguv.exe.....	121

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Justificativa

Em anos recentes, o interesse nos estudos da radiação UV tem se concentrado na radiação do tipo UV-B (que compreende a faixa de comprimentos de onda entre 280 nm e 320 nm), devido à sua relação com os efeitos danosos que pode produzir em nossa biosfera (Roy et al., 1994).

A radiação UV-B é a principal causa responsável pelo bronzeamento e queimaduras de pele, bem como pela formação de vitamina D na pele, além de danificar o sistema imunológico como, por exemplo, eliminar as defesas contra certos tipos de vírus (Tevini, 1993). É também um importante fator indutor de cataratas e contribui significativamente para o envelhecimento precoce da pele e olhos. Os comprimentos de onda desta radiação são os mais efetivos da radiação solar para causarem câncer de pele (Jan C. van der Leun e Frank R. de Gruijl, 1993; Moreno, G, 1997; Rios, J, 1997).

Outro aspecto de estudo em relação a aumentos na intensidade da radiação UV-B está relacionado com o impacto ambiental. González, J. (1997) mostrou que tanto o aumento da intensidade como do tempo de exposição à radiação UV-B diminui a atividade fotossintética (e logo a produção) de cultivos comuns, tais como o rabanete, a soja, o feijão e alguns pinheiros. Adicionalmente, Teramura et al. (1990) demonstra que o excesso de radiação UV-B em sementes de soja afeta a concentração de proteínas, diminuindo-a em quase 5% enquanto que os lipídeos reduzem-se entre 1-2%.

Para os componentes dos ecossistemas marinhos, os dados existentes sugerem que o aumento da radiação UV-B modificaria a distribuição e abundância do fitoplâncton (microalgas que crescem na coluna d'água) e das algas bentônicas

(que crescem associadas a diferentes substratos), o que potencialmente poderá modificar a estrutura destes ecossistemas (Häder, 1993) entanto que, segundo Helbling et al. (1992) os estudos indicariam que os efeitos não seriam tão deletérios.

Outros estudos realizados por Häder, (1993) indicam que a radiação UV-B acarreta danos a juvenis de peixes, larvas de camarão, larvas de caranguejos, copépodos, e plantas essenciais à teia alimentar marinha. Entre os danos incluem redução da fecundidade, do crescimento, da sobrevivência e de outras funções vitais para estes organismos.

A intensidade da Radiação UV-B varia ao longo das estações do ano, durante o dia (ângulo solar zenital), conforme a cobertura de nuvens ou presença de poluentes na atmosfera, e à quantidade de ozônio, sendo este último o componente atmosférico mais importante na atenuação da radiação UV-B.

A descoberta da redução do ozônio atmosférico global tem aumentado o interesse nos estudos e medidas da radiação UV-B, principalmente em altas latitudes no hemisfério Sul, onde é produzido o fenômeno conhecido como *buraco de ozônio* (Solomon, 1990). Na atualidade, tem sido observada uma marcada tendência à diminuição do ozônio total durante a primavera Austral (Farman et al., 1985) observada na base Hally Bay (76° S, 27° O). Anteriormente Chubachi (1984) havia reportado a diminuição progressiva do ozônio no período Setembro - Outubro na estação polar Syowa (69° S, 40° L) desde 1966 até 1982.

Pesquisas recentes mostram que as dimensões do buraco de ozônio atinge latitudes ~50° S, e cidades como por exemplo P. Arenas, (53.2° S, 70.9° O), Chile (Valderrama et al., 1992; Kirchhoff et al., 1993), e localidades argentinas como Ushuaia (Bojkov et al., 1995), sendo também observável em latitudes medianas (Kane, 1995; Kirchhoff et al., 1996). Resultados de um estudo do ozônio climatológico em Punta Arenas, Chile, desde 1979 até 1992, usando dados do

TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*), mostram uma tendência na queda do ozônio de -0.82% anual (Kirchhoff et al., 1997a) e de -1.3% ao ano para o mês outubro deste período. Um outro estudo específico, baseado em dados de sondagem do ozônio feito em 1995, mostra que os dias 11, 12 e 13 de outubro de 1995 apresentam uma perda de mais de 60% do ozônio numa altura perto de 15Km (Kirchhoff et al., 1997b). Dados obtidos com o TOMS apresentam tendências de decréscimo de -3%/década no Hemisfério Norte e -4,3%/década no Hemisfério Sul, para a faixa latitudinal compreendida entre 45° N e 45° S, na década de 1980 (Frederick e Lubin, 1994).

Em julho de 1992 foi firmado um convênio entre a Universidad de Magallanes de Punta Arenas, do Chile e o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, do Brasil, para efetuar o monitoramento contínuo da camada de ozônio e da radiação UV-B, a fim de estudar seu comportamento em distintas épocas do ano (Kirchhoff et al., 1993) e, a partir de outubro desse ano, tem-se observado em alguns dias a passagem do buraco de ozônio sobre a cidade de Punta Arenas, Chile, registrando-se níveis muito baixos de ozônio de até 145,8 UD (Unidades Dobson) em outubro de 1994. Cada vez que o buraco aparece nessa região, os níveis da radiação UV-B aumentam de modo considerável. Os dados de UV-B de Punta Arenas mostraram um incremento desta radiação de até 109% no dia 04 de outubro de 1992, ocasião em que o ozônio estratosférico total diminuiu 33% em relação à média móvel. Em 1993, a radiação UV-B aumentou 70% no dia 27 de setembro quando a quantidade total de ozônio diminuiu 26%, enquanto no ano 1995 o incremento da radiação UV-B foi de 94% no dia 12 de outubro quando, por ocasião da passagem do buraco sobre a região, a quantidade total de ozônio diminuiu 30% (Zamorano, 1997).

Uma análise espectral da intensidade de radiação UV-B, nos dias antes assinalados, mostra um maior aumento na faixa de comprimentos de onda entre 295 e 297 nm, sendo de até 35 vezes maior do que em dias do mesmo mês nos quais as condições de ozônio são “normais”, isto é, quando a camada de ozônio

tem uma espessura média ~320UD. Na faixa de comprimentos de onda entre 295 e 300 nm produz-se maior incremento das intensidades ponderadas pelos espectros de ação do eritema (queimadura na pele por causa da radiação UV solar), DNA e dano em plantas, sendo na média de 4 até 7 vezes maior que na faixa de 300 até 315 nm (Zamorano, F. et al., 1996).

Devido à sua pequena intensidade os instrumentos para medição da radiação UV apresentam grande dificuldade para serem calibrados e são sensíveis apenas para a faixa do UV (Kerr e McElroy, 1993; Sasaki et al., 1993; Weatherhead, 1997). Os mais apropriados e confiáveis são de elevado custo o que faz com que o estabelecimento de uma rede de monitoramento desta radiação, principalmente a UV-B, com o objeto de efetuar estudos de variabilidade latitudinal e estudos de tendências se torne difícil de realizar.

Os modelos teóricos e os estatísticos constituem uma base de estimativa dessa radiação em regiões onde não existe uma rede de monitoração ou onde existem apenas medidas pouco confiáveis. Contudo, na maioria dos casos a informação necessária (ou parâmetros de entrada) requeridos nos cálculos de transferência radiativa, não é disponível; exemplo, distribuição vertical do ozônio, albedo da superfície, quantidade de vapor d'água no ar, etc. Entretanto, simulações computacionais a partir de medidas obtidas com instrumentos de superfície de baixo custo, como o radiômetro multicanal GUV (*Ground-based Ultraviolet Radiometer*) da Biospherical Instrument, Inc., permitem derivar a quantidade de ozônio e a taxa de radiação UV biologicamente efetiva (Stamnes et al., 1991; Dahlback, 1996), com resultados de boa qualidade.

O propósito deste trabalho é proporcionar uma metodologia que permita derivar a quantidade de ozônio atmosférico e reconstituir o espectro de irradiância UV-B (na faixa 295nm – 320nm, com uma resolução de 1nm), usando medições de superfície obtidos com o radiômetro GUV nos canais 305nm e 320nm, para ser aplicado a estudos relacionados com efeitos biológicos da irradiância UV-B.

1.2 Objetivo

O objetivo geral deste trabalho é proporcionar um método que permita derivar a quantidade de ozônio e a reconstituição do espectro de irradiância UV-B na faixa 295nm - 320nm, para aplicações em estudos biológicos, como sendo a determinação da dose de UV biologicamente efetiva.

1.3 Metas

As metas deste trabalho foram:

- 1) Organizar os dados de ozônio e de irradiância espectral obtidos com o instrumento Brewer, e os dados de irradiância espectral obtidos com o instrumento GUV, ambos baseados na localidade de Punta Arenas, Chile, nos anos 1998 e 1999.
- 2) Analizar o comportamento da irradiância espectral na faixa de comprimentos de onda entre 295nm e 320nm e comparar as medidas em 305nm e 320nm feitas com o Brewer e o GUV.
- 3) Padronizar o modelo de transferência radiativa STARSCI (*System for Transference of Atmospheric Radiation*) com dados atmosféricos da localidade de Punta Arenas e dados de ozônio e irradiância UV-B obtidos com o Brewer em 1998 nessa localidade, com o propósito de calibrar esse modelo e o instrumento GUV, e elaborar a base de dados que constituem o método proposto.
- 4) Descrever os fundamentos teóricos - experimentais e desenvolver a metodologia que sustente este trabalho.

- 5) Comparar e discutir os resultados obtidos com a metodologia proposta aplicada em dados de irradiância em 305 nm e 320 nm obtidos com o GUV em 1999, à determinação do ozônio, a determinação do espectro UV-B e a determinação da dose de eritema, confrontando-os com os obtidos com o instrumento Brewer em 1999 e outros modelos.

CAPÍTULO 2

CONCEITOS FUNDAMENTAIS

2.1 Introdução

Este capítulo aborda alguns conceitos básicos para a apresentação da parte teórica e a simbologia a ser utilizada no desenvolvimento deste trabalho. São também definida a radiação UV, as subdivisões do espectro de radiação, as unidades de medida e os fatores que a atenuam, o papel dos gases atmosféricos (ozônio e dióxido de enxofre) e a atenuação da radiação e o espalhamento pelas partículas e aerossóis. Também se descreve brevemente a sensibilidade biológica da radiação UV-B.

2.2 Algumas Quantidades Radiométricas de Interesse

A matéria pode emitir radiação eletromagnética seja pela agitação molecular ou pela agitação atômica ou desexcitação nuclear. O espectro de radiação compreende raios γ , raios x , radiação ultravioleta, luz, calor, ondas de rádio e ondas de radar.

A radiação eletromagnética é geralmente classificada pelo comprimento de onda λ , mas também é utilizada a frequência ν e o número de onda η para classificá-la. A frequência e o comprimento de onda se relacionam com a velocidade da luz mediante a expressão:

$$\nu = \frac{c_0}{\lambda_\nu} = \frac{c}{\lambda_m} \quad (2.1)$$

sendo c_0 e c a velocidade de propagação da radiação no vácuo e num meio específico, respectivamente; λ_v o comprimento de onda no vácuo e λ_m o comprimento de onda no meio. A Figura 2.1 mostra as diferentes regiões do espectro de radiação eletromagnética, com o comprimento de onda em unidade metro (m) e a energia correspondente dada em elétrons - Volts (eV)

O *campo radiativo* corresponde ao campo eletromagnético transportado pelas ondas desde a fonte emissora e a receptora. A energia associada com a onda eletromagnética corresponde à *energia radiante* Q (Joules) e há várias quantidades radiométricas para descrevê-la.



Fig. 2.1 - Regiões do espectro eletromagnético em comprimentos de onda λ , em metros.

A energia radiante emitida, transportada ou recebida por unidade de tempo é chamada de *fluxo radiante* Φ , medido em watts.

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad (2.2)$$

O fluxo radiante $d\Phi$ que atravessa um elemento de superfície ds (de uma fonte ou detector) denomina-se *densidade de fluxo radiante* F , medido em Wm^{-2} (Watts / metro quadrado).

$$F = \frac{d\Phi}{ds} \quad (2.3)$$

Quando a radiação é recebida numa superfície, a densidade de fluxo radiante é chamada de *irradiância* I , e para um determinado comprimento de onda, recebe o nome de *irradiância espectral*, I_λ , sendo o $\text{Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$ (Watts / metro quadrado nanômetro) a unidade de medida.

$$I_\lambda = \frac{dI}{d\lambda} \quad (2.4)$$

A *radiância* L é definida como:

$$L = \frac{d^2\Phi}{d\omega d\Sigma} \quad (2.5)$$

onde $d^2\Phi$ é o fluxo radiante num ângulo sólido $d\omega$ atravessando uma superfície $d\Sigma$ perpendicular ao eixo do feixe de radiação. L é medido em $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$ (Watts por metro quadrado por esterradiano), e é função da direção.

2.3 Definição e Unidades de Medida da Radiação UV

A radiação eletromagnética de comprimentos de onda λ entre a região visível do espectro e os raios X, no vácuo, é chamada de radiação ultravioleta. A quantidade de energia solar correspondente a esta região espectral é bastante pequena, da ordem de 1,5% no topo da atmosfera terrestre, e só 0,5% atinge a superfície da Terra (BLUMTHALER, 1993). A faixa de comprimentos de onda estende-se aproximadamente desde 10 nm até 400 nm, cujos fótons têm energia entre 3 e 120 eV.

Esta faixa de comprimentos de onda subdivide-se em outras faixas. Uma primeira subdivisão considera cinco faixas (COULSON, 1975) designadas por:

NUV (Near Ultraviolet), região que se estende de 400 até 300 nm;

MUV (Middle Ultraviolet), que se estende de 300 até 200 nm;

FUV (Far Ultraviolet), que corresponde à região de 200 até 100 nm;

VUV (Vacuum Ultraviolet), que inclui comprimentos de onda entre 200 e 10 nm;

EUV (Extreme Ultraviolet), algumas vezes abreviado por XUV, que compreende a região entre 100 e 10 nm.

Uma outra subdivisão está relacionada com os efeitos biológicos que a radiação provoca (HUFFMAN, 1992), e que considera três regiões entre 100 e 400 nm. Estas três regiões são:

UV-A, que corresponde a uma faixa de comprimentos de onda entre 400 nm e 320 nm, que não é absorvida na atmosfera e que atinge a superfície da Terra;

UV-B, região entre 320 e 280 nm. Esta radiação é absorvida principalmente pelo ozônio da atmosfera;

UV-C, região que se estende desde 280 nm até comprimentos de onda de 100 nm e que é totalmente absorvida na atmosfera.

A radiação UV solar incide na Terra num certo intervalo de tempo com mais ou menos energia, o que se pode expressar numa maior ou menor Intensidade I , do feixe de ondas. As unidades de medida da intensidade são as de energia (por exemplo Joule, J) e as suas densidades (isto é J por unidade de tempo, por unidade de área, por comprimento de onda, etc.) têm unidades como por

exemplo J/m^2 , J/s=W , J/nm , etc. No caso da intensidade espectral da radiação, esta tem unidades de medida, como por exemplo, $\text{J/ m}^2 \text{ nm}$.

Em medicina costuma-se falar em dose, que é a quantidade de energia a que um paciente é exposto num processo de radiação. Se uma determinada dose produz sinais de queimadura na pele, após um período de 24 horas, esta dose chama-se de dose mínima de eritema, definindo a unidade MED (Minimum Erythema Dose), expressa por exemplo em unidades mJ/cm^2 , que é a energia mínima capaz de causar um eritema e que não é um valor absoluto fixo pois depende do paciente.

Uma outra medida usada para quantificar a radiação UV-B é o Índice Ultravioleta (I-UV ou UV-Index), numa escala que varia entre 0 e 16. É adimensional e foi criado para difusão na população leiga a fim de tomar precauções na exposição prolongada aos raios solares.

2.4 Variação da Intensidade de Radiação UV

Os fatores que afetam a radiação ultravioleta solar na superfície da terra estão bem determinados. Estes são: distancia sol – terra, pressão atmosférica na superfície (altitude sobre o nível do mar), ângulo solar zenital, nuvens, ozônio estratosférico, aerossóis, albedo de superfície e gases como o dióxido de enxofre e o ozônio (WMO, 1994).

A Figura 2.2 mostra a atenuação da intensidade da radiação pelos diferentes componentes da atmosfera terrestre. Observam-se três curvas: a linha sólida menos intensa que corresponde à radiação não atenuada pela atmosfera terrestre, e a linha sólida intensa que corresponde à radiação atenuada ao nível do mar pelos diferentes componentes da atmosfera. Vemos, por exemplo, que o ozônio atenua na estreita faixa de comprimentos de onda perto de 300 nm. A linha pontilhada corresponde à radiação de um corpo negro a 5900 K, que é muito similar à radiação emitida pelo sol.

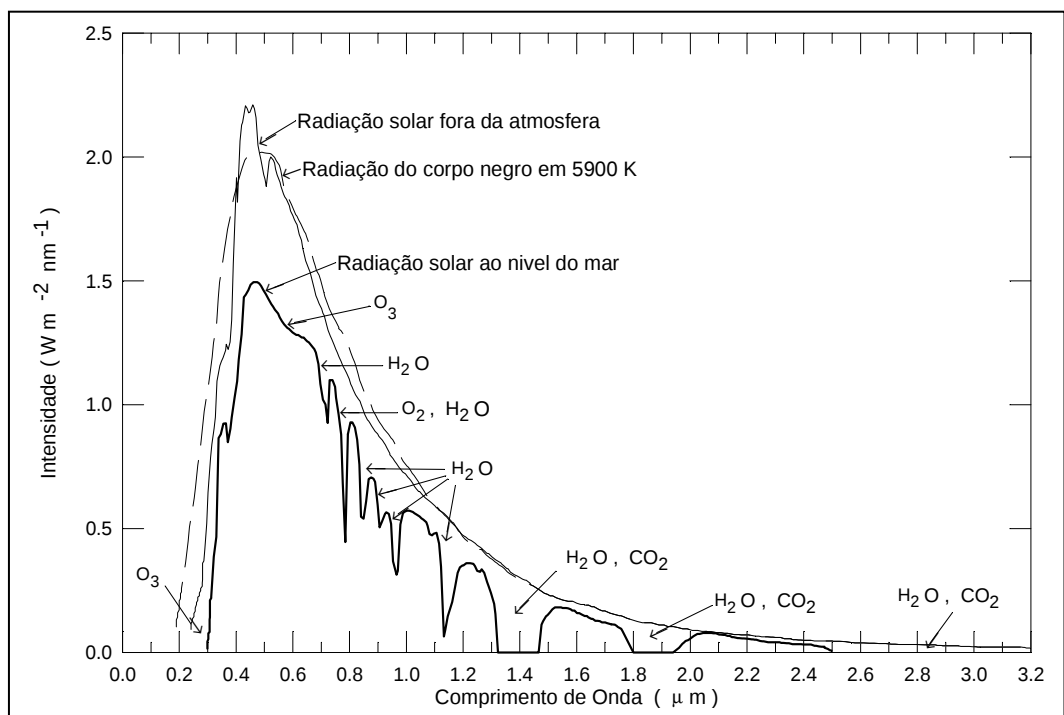


Fig. 2.2 - Intensidade de radiação como função do comprimento de onda: fora da atmosfera terrestre e ao nível do mar, absorvida pelas espécies atmosféricas indicadas.

FONTE: Finlayson (1986), p. 96.

2.4.1 Incidência Latitudinal, Sazonal e do Ângulo Solar Zenital

Tanto a latitude como a estação do ano e hora do dia (ângulo solar de zênite), influem no fluxo da radiação que produzirá os distintos processos fotoquímicos na atmosfera. A mudança da distância média Sol-Terra (efeito espacial) provoca pequenas variações (< 3%) no fluxo solar (FINLAYSON et al., 1986), sendo o máximo no periélio (~ 3 de Janeiro) e o mínimo no afélio (~5 de Julho).

O ângulo solar de zênite varia no dia, com o ano e com a latitude, de forma que para um ângulo solar de zênite menor resulta um maior fluxo solar atingindo a superfície. Na Figura 2.3 mostram-se resultados obtidos por simulação computacional da radiação que atinge a superfície da Terra, usando um modelo

que considera céu limpo (livre de aerossóis e nuvens), uma coluna de ozônio de 348 UD, uma distância média Sol - Terra, e albedo 0,05. Nela pode-se observar a grande diminuição da radiação nos comprimentos de onda menores que 320 nm, resultado da absorção pelo ozônio. Também se observa o efeito do ângulo solar de zênite.

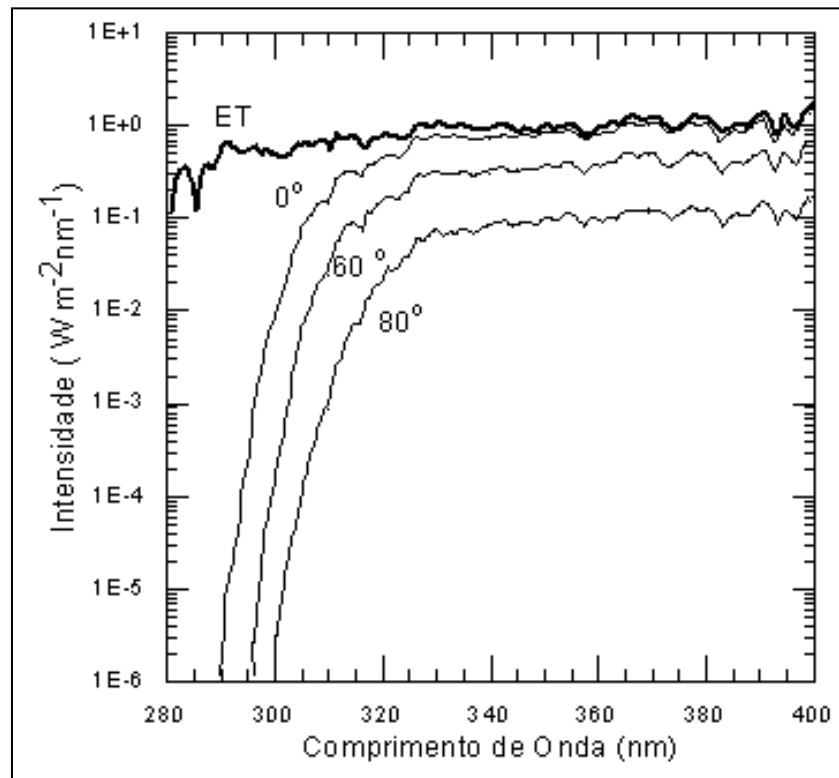


Fig. 2.3 - Intensidade espectral fora da atmosfera terrestre (ET) e na superfície para ângulos zenitais de 0° , 60° e 80° .

FONTE: Madronich (1993, p. 26)

A Figura 2.4 mostra o fluxo na superfície da Terra, para diferentes comprimentos de onda e ângulo solar de zênite. Nesta figura se observa a grande variabilidade do fluxo na superfície para maiores comprimentos de onda e a atenuação por causa do ângulo solar de zênite.

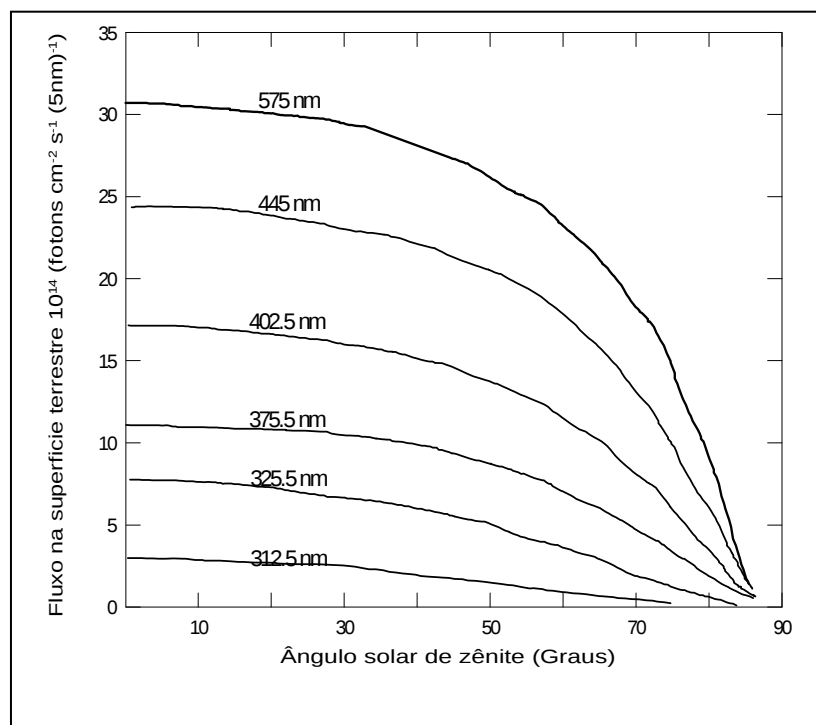


Fig. 2.4 - Fluxo solar na superfície terrestre, calculado a cada 5 nm e centrado no comprimento de onda indicado.

FONTE: Finlayson (1986, p. 112).

2.4.2 Ozônio Atmosférico

O ozônio (de símbolo químico O_3) é um dos componentes minoritários da atmosfera terrestre, cuja maior concentração molecular pode ser achada na estratosfera numa altitude média de 22 km. Na altura da concentração máxima do ozônio, por exemplo, existem apenas 5 moléculas de ozônio para cada um milhão de moléculas de oxigênio molecular.

Por causa da absorção da radiação solar em comprimentos de onda < 300 nm (banda Hartley), o ozônio é responsável pelo incremento global da temperatura entre a tropopausa e a estratopausa (ANDREWS et al., 1987).

A quantidade total de ozônio é expressa, geralmente, em termos da espessura equivalente da camada à temperatura e pressão padrão (STP: 0°C; 1013,25 mb); Assim uma camada de espessura de 3mm em condições STP corresponde a uma coluna que contém uma média global de 8×10^{22} moléculas/m². Os mapas de distribuição do ozônio total freqüentemente exibem os resultados em termos de Unidades Dobson (U.D.), sendo $1 \text{ U.D.} = 10^{-5} \text{ m} = 2,69 \times 10^{19}$ moléculas/cm² em condições STP.

Em escalas de tempo curtas (diurnal, sazonal, anual), os efeitos das variações do ozônio sobre a radiação ultravioleta solar são muito bem documentados (ex. SLOMKA, 1988; BITTAR; MCKENZIE, 1990; MCKENZIE et al., 1991; BOJKOV et al., 1995; ZEREFOS et al., 1995). Contudo, existem incertezas na relação de dependência única entre ozônio e a radiação UV-B (SCOTTO et al., 1988). Incrementos dos aerossóis e/ou espessura óptica de nuvens contribuem na atenuação da radiação UV-B ainda na presença de diminuição do ozônio estratosférico (KRZYSCIM, 1996).

A camada de ozônio tem variação latitudinal, sazonal e vertical, sendo a quantidade total (coluna de ozônio), num determinado local, a que determina a quantidade de radiação que pode atingir a superfície da Terra. Por exemplo, se para um ângulo solar de zênite $\sim 70^\circ$ a coluna de ozônio é reduzida pela metade (digamos de 320 UD a 160 UD, situação que acontece normalmente durante condições de “buraco de ozônio” na primavera Austral), o incremento da intensidade da radiação em 300 nm é $\sim 3400\%$ enquanto que no comprimento de onda 330nm o incremento é apenas 5% (MADRONICH, 1999).

2.4.3 Buraco de Ozônio

Tem sido constatada uma marcada tendência à diminuição do ozônio total durante a primavera Austral (FARMAN et al., 1985) observada na base Hally Bay

(76° S, 27° O). Anteriormente Chubachi (1984) havia reportado a diminuição progressiva do ozônio no período Setembro - Outubro na estação polar Syowa (69° S, 40° L) desde 1966 até 1982.

O fenômeno da deterioração progressiva da camada de Ozônio na Antártica (durante os meses da primavera) é conhecido como 'Buraco de Ozônio Antártico', o qual por convenção, é definido como a área da estratosfera (na altitude de máxima concentração molecular de O₃) na qual o conteúdo total da coluna de ozônio é igual ou menor a 220 U.D.

Desde a sua descoberta, esta diminuição é motivo de intensas pesquisas tanto para explicar as causas que a provocam, como também para avaliar as suas conseqüências. Pesquisas recentes mostram que as dimensões do buraco de ozônio atinge latitudes ~50° S, afetando cidades chilenas como por exemplo P. Arenas, (53.2° S, 70.9° O), (Valderrama et al., 1992; Kirchhoff et al., 1993), e argentinas, como Ushuaía (BOJKOV et al., 1995), sendo também sentidas em latitudes medianas (KANE, 1995; KIRCHHOFF et al., 1996).

Intensas pesquisas têm sido desenvolvidas para determinar o mecanismo da formação do buraco de ozônio na Antártica. Os processos físicos - químicos que produzem a deterioração da camada de ozônio constatarem o papel fundamental das condições climatológicas antárticas no processo, tanto no que se refere à temperatura como à condição de região isolada. Durante o inverno e parte da primavera, a atmosfera Antártica se encontra isolada do resto da atmosfera por uma corrente circumpolar de ventos que giram numa altitude de entre 10 e 50 km, com velocidades superiores a 400km/h, e que impedem o intercâmbio de massas de ar, como é mostrado na Figura 2.5. Esta figura mostra como os ventos fazem girar o buraco de ozônio no sentido oeste - leste, olhando para o norte.

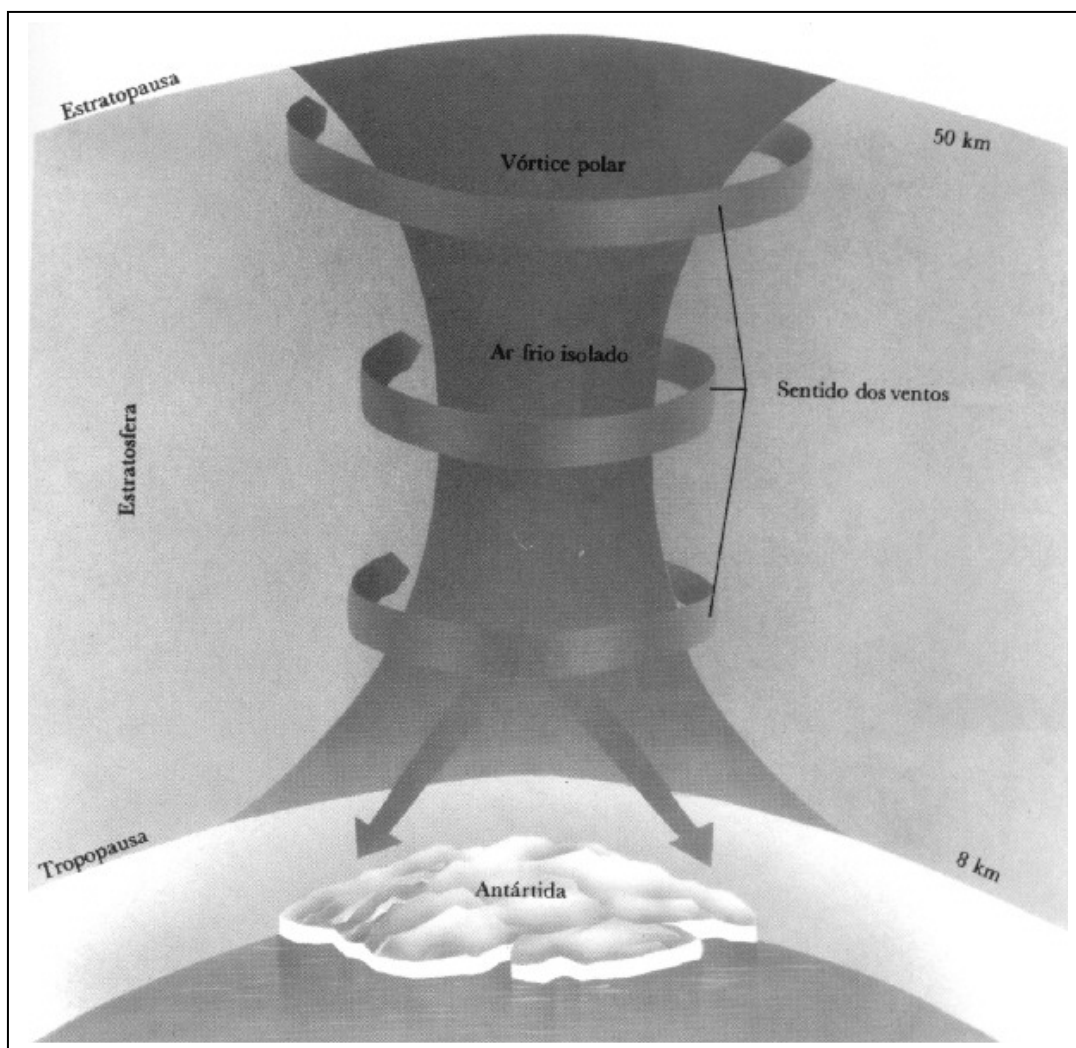


Fig. 2.5 - Vórtice Polar Antártico: Situação climatológica da estratosfera Antártica durante o inverno.

Fonte: Cacho (1997).

As pesquisas (bibliográficas) permitiram compreender os complicados processos que tinham lugar e que se iniciam com a emissão dos CFCs. Como estes gases têm longa vida média, (superior a 120 anos em alguns compostos), e são extremamente inertes e não são afetados por fenômenos naturais como a chuva. Assim, são levados por ventos até alcançar zonas intertropicais e desde ali grandes correntes ascendentes os transportam até a estratosfera e logo por correntes a jato são levadas até a estratosfera Antártica. Alí permanecem presos

nos cristais de gelo das nuvens estratosféricas. Logo, com o início da primavera Austral e em condições apropriadas de umidade e temperatura, o cloro é liberado e, em consequência, começa a reagir com o ozônio e inicia-se assim a deterioração da camada de ozônio. O vórtice polar impede a mistura entre massas externas e internas ao vórtice, até que avançada a primavera, o vórtice não resiste as pressões externas e termina por ceder e desfaz-se para dar lugar a misturas com massas de ar ricas em ozônio. No processo, também são formadas bolhas de massa pobre em ozônio que alcançam latitudes médias, como mencionado anteriormente.

Na atualidade, novos estudos mostram também uma deterioração progressiva da camada de ozônio no hemisfério norte, particularmente no Ártico. Dorokhov e Potapova, (1996) determinaram uma diminuição de entre 13% e 15% em 1992 e 1993 em altas latitudes Árticas, atingindo 35% em 1995. Solomon (1999) fez um estudo comparativo da temperatura na Antártica e no Ártico para estabelecer alguma relação da perda do ozônio em altas latitudes e assim tentar explicar o motivo por que a perda de ozônio na Antártica é maior e ocorre antes que no Ártico. Considera que por ser maior a temperatura no Ártico, durante os meses de inverno, o vórtice polar Ártico não é igual ao da Antártica, fazendo com que a formação de nuvens polares estratosféricas seja mais freqüente na Antártica. Com isto, no vórtice polar Antártico é acumulada maior quantidade de CFC's, precursores da deterioração da camada de ozônio, enquanto no Ártico é facilitada a mistura entre as massas pobres em ozônio e as massas contendo ricas quantidades de este elemento. Entretanto, no Ártico não se verifica, de fato, a existência de um "buraco de ozônio", ainda que a partir da década de 90 a perda de ozônio tenha sido progressiva, como é mostrado na Figura 2.6.

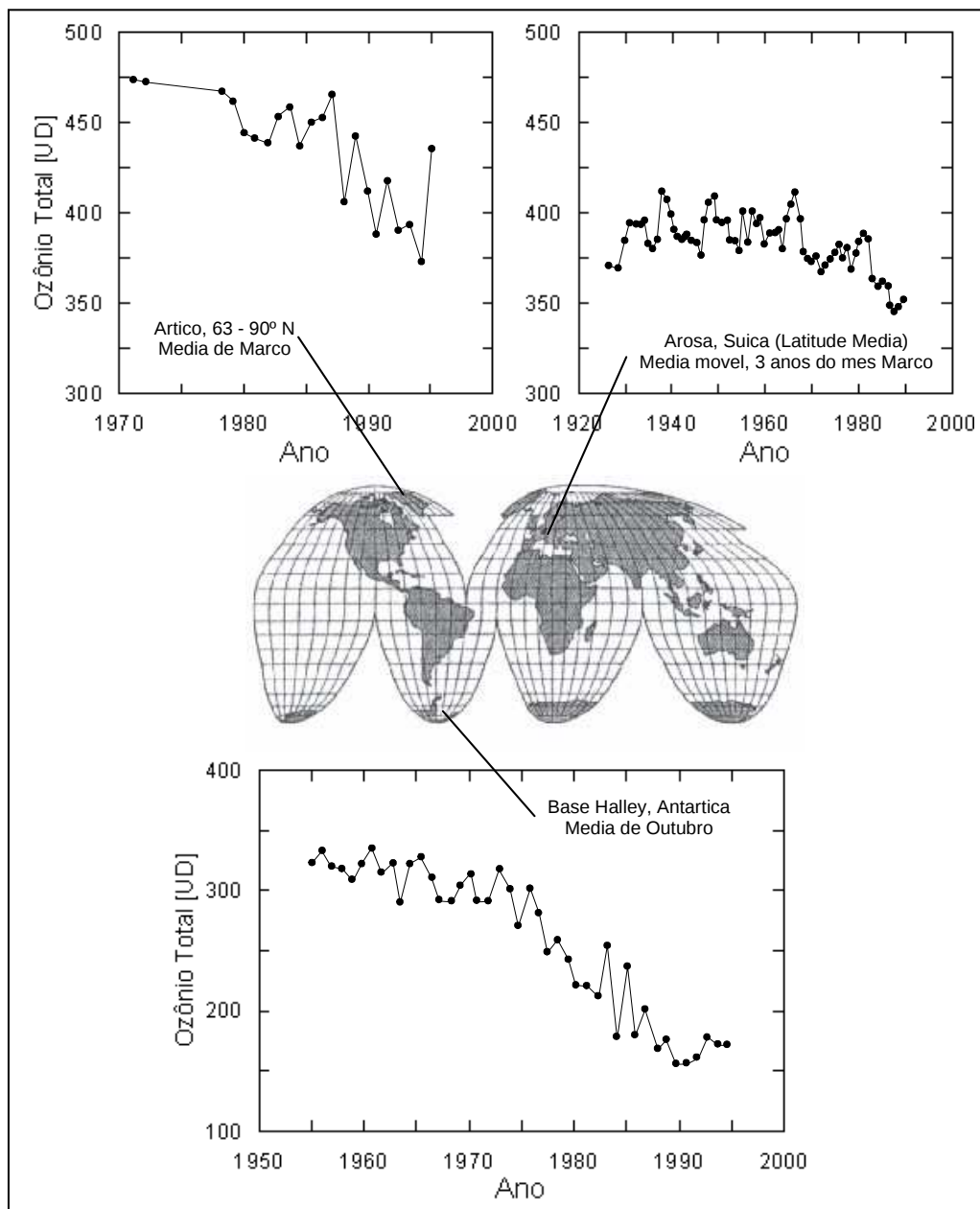


Fig. 2.6 - Observação da coluna total de ozônio em varias localidades, mostrando a diminuição no Ártico, na Antártica e numa latitude média no hemisfério norte.

Fonte: Solomon (1999).

Esta figura mostra uma comparação dos níveis de ozônio no início da primavera na Antártica, no Ártico e numa localidade de latitude média (Arosa, Suíça) no

hemisfério norte. Observa-se como a partir da década de 70 começa uma grande diminuição progressiva nos níveis de ozônio na base Halley, na Antártica. Já iniciada a década de 80, se observa a presença do buraco de ozônio, mostrando valores inferiores a 200 UD. Em relação ao Ártico, a diminuição se observa a partir da década de 90, mas não há níveis inferiores a 350 UD. Em média latitude, observam-se variações que oscilam entre 325 e 400 UD e os menores registros na coluna de ozônio são verificados nos últimos anos da década de 90. Pode-se também observar certa oscilação com picos máximos ao início de cada década. Isto poderia estar relacionado com o ciclo solar.

2.4.4 Dióxido de Enxofre

O dióxido de enxofre, SO_2 , é um constituinte não natural da atmosfera terrestre e considerado um gás poluente, produzido principalmente na queima de combustíveis fósseis. Absorve fortemente na região do UV-B, na faixa de comprimentos de onda entre 240 nm e 330 nm, e de maneira fraca na região do UV-A, na faixa compreendida entre 340 nm e 400 nm. A forte absorção no UV-B tem o pico em ~ 290 nm e a absorção entre 300 nm e 325 nm por conta do SO_2 é $\sim 2,5$ vezes mais do que o ozônio, mas a atenuação na radiação devida ao SO_2 na atmosfera é normalmente muito menor que a atenuação do ozônio, devido a que a quantidade de SO_2 na atmosfera é muito menor ao ozônio. O valor típico da coluna de SO_2 reportado nas publicações oscila entre 1 a 2 UD (unidades dobson) e alcança valores de 4 a 6 UD numa atmosfera poluída (Evans et al., 1980) atingindo valores de 10 UD até 20 UD em áreas extremamente poluídas (De BAKER; De MUEER, 1991).

Vários problemas se apresentam no clima e no meio ambiente nas áreas densamente poluídas com SO_2 , produzindo entre outros a formação da chuva ácida (Mc EWAN; PHILLIPS, 1975; CLARK et al., 1990). A influência relativa na irradiância espectral da radiação UV medida com o Brewer (FIOTELOV et al.,

1998) em episódios a grande escala, como o caso da erupção de vulcões (McPeters, 1993; Coffey, 1996; Sahai et al., 1997), é menor que a contribuição anual por conta da atividade antropogênica (GERLACH; GRAEBER, 1985; WALLACE; GERLACH, 1994).

Num outro aspecto, o incremento das emissões de SO_2 e a sua posterior oxidação pode resultar no incremento dos aerossóis de sulfato, que são formadores muito eficientes de núcleos de condensação na formação de nuvens. Pode também favorecer a formação de partículas pequenas em nuvens, resultando no incremento da refletividade (MADRONICH, 1993).

2.4.5 Influência do SO_2 no Espectro de Irradiância UV-B

Os dois gases atmosféricos que afetam mais fortemente a intensidade de radiação UV na faixa B (280nm - 320nm) são o ozônio e o dióxido de enxofre. A Figura 2.7 ilustra os espectros de absorção destes dois gases, na faixa de comprimentos de onda entre 200nm e 350nm. Nesta figura, a linha mais intensa corresponde a absorção pelo ozônio e a mais fraca a absorção do SO_2 . Também está delimitada a faixa do UV-B.

Observa-se que a absorção do UV-B, por conta do ozônio, cai fortemente a partir do comprimento de onda de 280nm, de forma que para comprimentos de onda maiores a 320nm, o ozônio não é relevante na absorção do UV-B. Em torno de 295nm, se produz uma inversão e é o SO_2 quem passa para ser o maior absorvedor do UV-B, sendo quase 2.5 vezes maior entre os comprimentos de onda de 300nm a 320nm.

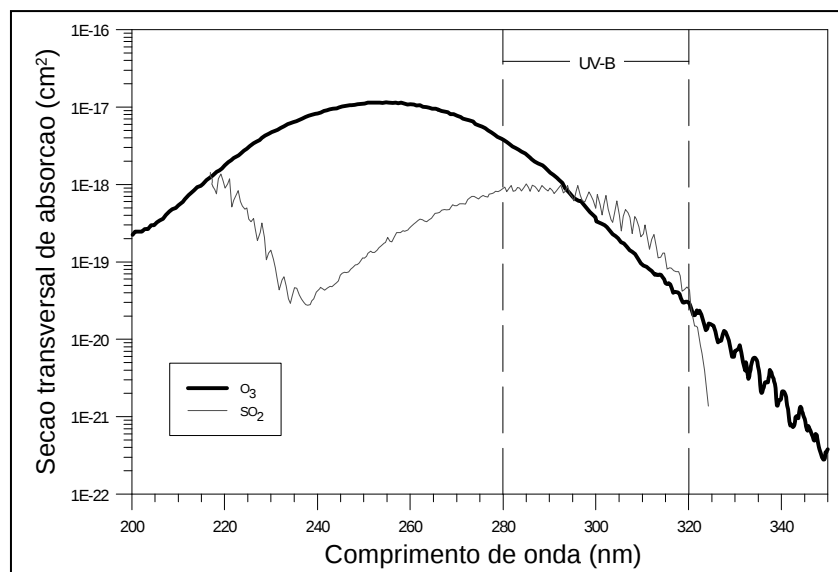


Fig. 2.7 - Espectros de absorção do ozônio e do dióxido de enxofre.

Fonte: Murray (1975).

O importante é a atenuação da radiação do UV-B por estes gases. Sendo maior a quantidade de ozônio na atmosfera do que o SO_2 , o ozônio atenua mais a radiação nesta faixa de comprimentos de onda. Contudo, aumentos significativos nas concentrações de SO_2 podem afetar substancialmente a intensidade de radiação UV, como observado em plumas vulcânicas (FIOTELOV et al., 1998).

Fiotelov et al., (1998) fizeram uma análise dos espectros de UV-B de 13 estações de monitoramento no Canadá e no Japão (Toronto, em Canadá e Kagoshima, no Japão) e, nas duas localidades, registraram valores maiores de 20 UD. Em ambos casos, os altos valores foram associados com atividades vulcânicas. O evento em Toronto está relacionado com a erupção vulcânica do Mount Spurr, tendo sido observada uma camada de aproximadamente 50 UD. No caso da estação Kagoshima, altos valores de SO_2 são registrado regularmente por causa do vulcão Sakurajima, localizado aproximadamente a 10 km da estação. Valores de SO_2 maiores a 20 UD estão presentes em quase 7% dos dias monitorados, observando-se uma diminuição não maior ao 2%. Entretanto, estes valores podem aumentar em dias específicos em que os ventos prevalecem na direção

da estação. Na Figura 2.8 é mostrado um gráfico de irradiâncias na faixa 300nm - 325nm para duas condições: com SO₂ e sem SO₂.

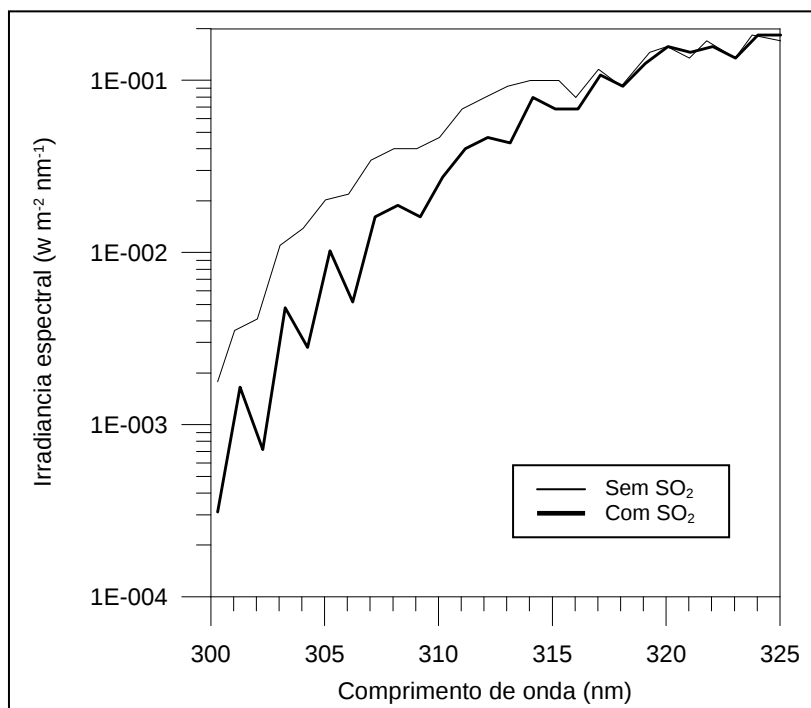


Fig. 2.8 - Espectros de irradiância para o dia 5 de Maio de 1991, na localidade de Kagoshima, Japão.

Fonte: Fiotelov et al. (1998)

Na figura anterior, a linha sólida intensa corresponde ao espectro medido no dia 5 de Maio de 1991 em Kagoshima; a linha mais fraca corresponde ao espectro calculado mediante modelo, considerando as mesmas condições de ozônio e ângulo zenital solar do dia em questão: coluna de ozônio de 346 UD e ângulo zenital solar igual a 34,2°. Nesta figura se observa uma leve diminuição na faixa 300 nm - 320 nm, mas não é significativa, representando uma percentagem baixa.

Bais et al., (1993) obtiveram resultados similares num estudo feito na localidade de Thessaloniki (40,5°N 22,9°L), Grécia. Visto que as variações da coluna de SO₂ são pequenas (1 a 5 UD) o impacto na radiação UV-B seria débil. Para verificar esta afirmação, usaram duas categorias, ou níveis de SO₂, com dados

de longa data: um nível baixo (menor que a média de 2.2 UD) e um nível alto, sobre a média dos dados. A coluna de ozônio oscilou entre 305 e 325 UD para um ângulo zenital solar de 50°. Os resultados indicam que a variação não é maior ao 20% nos comprimento de onda em torno a 297 nm, coincidindo com a absorção máxima do SO₂ neste comprimento de onda. Em maiores comprimentos de onda, a variação não é maior do que 10%.

2.4.6 Albedo e Cobertura de Nuvens

As nuvens podem variar substancialmente a intensidade da radiação solar na superfície, sendo difícil avaliar exatamente o fator de atenuação que elas podem provocar, devido, fundamentalmente, ao tipo de nuvem, sua profundidade óptica e seu caracter altamente variável no tempo.

Alguns estudos relacionam a intensidade da radiação com a transmitância das nuvens. A Tabela 2.1 mostra porcentagens de transmissão da radiação, na faixa do visível, para diferentes tipos de nuvens e ângulo solar de zênite de 60°.

TABELA 2.1 - TRANSMISSÃO NA FAIXA
DO VISÍVEL DE DIFERENTES TIPOS DE
NUVENS

Tipo de Nuvem	% Transmissão
Ci, Cirrus	84
Cs, Cirrostratus	78
Ac, Altocumulus	50
As, Altostratus	41
Sc, Stratocumulus	34
St, Stratus	25
Ns, Nimbostratus	19

FONTE: Madronich (1993), p. 42

Frederick e Lubin, (1988) usaram imagens de satélite de cobertura de nuvens e estimaram uma redução do UV entre 10 e 30% na superfície da Terra durante Julho de 1978, numa latitude baixa. Num outro aspecto, o albedo (definido como a razão entre intensidade da radiação refletida e a incidente numa superfície) parece afetar pouco na faixa UV. Existem poucas medições de albedo e alguns valores reportados são mostrados na Tabela 2.2.

TABELA 2.2 - ALGUNS TIPOS DE ALBEDOS PARA
DIFERENTES SUPERFÍCIES

Tipo de Superfície	Albedo na faixa do Visível
Neve	0,46 - 0,85
Oceano	0,03 - 0,46
Floresta	0,05 - 0,18
Nuvens	0,70 - 0,95

FONTE: Finlayson (1986), p. 105

2.4.7 Poluição Urbana e Aerossóis

Os aerossóis são constituídos de partículas sólidas ou líquidas quimicamente complexas, em suspensão na atmosfera. Essas partículas têm uma ampla variedade de tamanhos e formas e influem diretamente no clima porque simultaneamente absorvem e espalham a radiação solar (MÉSZÁROS, 1993).

O tamanho de uma partícula de aerossol varia numa faixa de raios entre 10^{-3} e $10^2 \mu\text{m}$ e podem-se agrupar em três categorias: partículas muito pequenas, de raios entre 10^{-3} e $10^{-1} \mu\text{m}$ chamadas também partículas Aitken; partículas grandes, de raios entre 0,1 e $1 \mu\text{m}$, e as partículas gigantes, de raios que vão desde 1 até $10^2 \mu\text{m}$.

Nos estudos dos aerossóis é considerado entre outros: o tamanho das partículas (diâmetro ou raio, supondo partículas esféricas), o seu número (concentração), sua forma, sua composição química e a sua distribuição, sendo quantificados por alguns dos seguintes parâmetros:

- Número de partículas por centímetro cúbico
- Turbidez atmosférica
- Visibilidade

Brühl e Crutzen (1989), mostram que a intensidade da radiação UV deveria diminuir na superfície durante o verão por causa de partículas de aerossóis e nuvens. Resultados de pesquisas indicam que a radiação solar diminui entre 5% e 10% devido ao espalhamento pelo aerossol de sulfatos e que a redução do fluxo solar refletido é da ordem de 1Wm^{-2} (FINLAYSON, 1986).

Uma atmosfera contendo aerossóis é também chamada de turva e o efeito óptico que produz, entre outros, é a atenuação da luz, diminuição da visibilidade e do contraste na cor produzidos pelo espalhamento da luz pelas partículas de aerossóis. Atmosferas muito poluídas, característica de grandes cidades industrializadas, contêm grande quantidade de partículas de aerossóis em suspensão (ou densidade numérica).

A diminuição da visibilidade (degradação visual) é um aspecto evidente que acontece quando o ar está poluído. A redução da visibilidade é devida a absorção e o espalhamento da luz visível por conta das partículas e moléculas gasosas. A absorção muitas vezes é a responsável pelas mudanças das cores da atmosfera enquanto que o espalhamento é o maior responsável pela diminuição da visibilidade.

Para examinar o efeito na visibilidade se define “o contraste” $C(x)$, onde x é a distancia desde o objeto, como a diferenca relativa entre a intensidade da luz no alvo com relação ao fundo:

$$C(x) = \frac{I_B(x) - I_o(x)}{I_B(x)} \quad (2.6)$$

$I_B(x)$ é intensidade da luz (joules $\text{cm}^{-2}\text{seg}^{-1}$) no fundo e $I_o(x)$ a intensidade da luz no objeto, que será afetada numa distancia x por dois fenômenos: Absorção da luz pelos gases e pelas partículas e o incremento da luz espalhada que entra no caminho direto entre o objeto e o observador. Como a intensidade desde um ponto a outro varia segundo a lei de Beer-Lambert (de forma exponencial), o contraste também varia de forma exponencial de modo que:

$$C(x) = \exp\{-(b_{abs} + b_{esp}) x\} \quad (2.7)$$

na qual o coeficiente b_{abs} leva em conta a absorção da luz pelas moléculas de gás e as partículas e o coeficiente b_{esp} quantifica o espalhamento da luz tanto pelas moléculas como pelas partículas. A soma de ambos coeficientes constitui o chamado coeficiente de extinção (b_{ext}).

O valor mais usado em cálculos de alcance visual é 2% ($C=0,02$) que substituindo na expressão anterior, permite achar a distancia x como $x=3,912/b_{ext}$, expressão chamada de equação de Koschmeider.

Estudos atuais relacionados com visibilidade e poluentes (COFFEY, 1996; IQBAL, 1983; McPETERS, 1993) mostram que:

- a) O espalhamento por partículas provoca uma redução na visibilidade de entre 60 % e 95 %,

- b) O SO_4^{2-} é um dos compostos mais importantes no espalhamento, seguidos do carvão orgânico e o NO_3^- ,
- c) A absorção pelas partículas de fuligem provoca uma redução na visibilidade de 5% até 40%, sendo estas partículas três vezes mais eficientes na redução da visibilidade que os compostos mencionados em b).

Cálculos teóricos da intensidade de UV podem-se obter considerando quatro componentes:

- 1 Fatores geométricos que levam em conta variações diurnas, sazonais e latitudinais da posição angular do sol no céu e variações sazonais da distância sol-terra,
- 2 Dependência do comprimento de onda na intensidade da radiação fora da atmosfera, seção transversal da absorção do ozônio e outros gases na atmosfera, seção transversal do espalhamento Rayleigh das moléculas no ar e parâmetro de absorção e espalhamento das partículas, incluindo nuvens e aerossóis,
- 3 Dependência da altitude, incluindo distribuições verticais do ozônio e outros gases absorventes, densidade do ar, nuvens e aerossóis,
- 4 Um esquema ou modelo de transferência radiativa para estimar a propagação da radiação através da atmosfera.

2.5 Sensibilidade Biológica da Radiação UV-B

A sensibilidade biológica da radiação UV-B é específica para diferentes processos biológicos ou químicos. Em muitos casos a resposta biológica é fortemente dependente do comprimento de onda. A sensibilidade biológica nos diferentes comprimentos de onda é descrita por um espectro de ação, geralmente obtido de estudos em laboratório.

Um espectro de ação é a determinação da resposta relativa, sob exposição a radiação, a uma série de radiações monocromáticas em uma determinada faixa espectral. Para um espectro de intensidade de radiação I_λ e um espectro de ação S_λ para um efeito biológico particular; a intensidade espectral é definida pelo produto:

$$I_\lambda S_\lambda \quad (2.8)$$

em unidades de $\text{Watt m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$, por exemplo, já que o espectro de ação é adimensional. Integrando o produto $I_\lambda S_\lambda$ para todos os comprimentos de onda λ e integrando sobre um período de tempo (hora, dia ou ano), obtém-se a *Dose*, isto é:

$$Dose = \iint I_\lambda S_\lambda d\lambda dt \quad (2.9)$$

em unidades de energia por unidade de área, por exemplo, Joule/m^2 .

O espectro de ação define somente a resposta biológica relativa para diferentes comprimentos de onda. Na Figura 2.9 é mostrado o espectro de ação para três efeitos biológicos diferentes: dano ao DNA, dano a plantas e indução de eritema (MCKINLAY; DIFFEY, 1987). Estes três espectros são usados pela comunidade (WMO, 1989; UNEP, 1989) em estudos recentes relacionados com possíveis efeitos biológicos em consequência da diminuição da camada de ozônio.

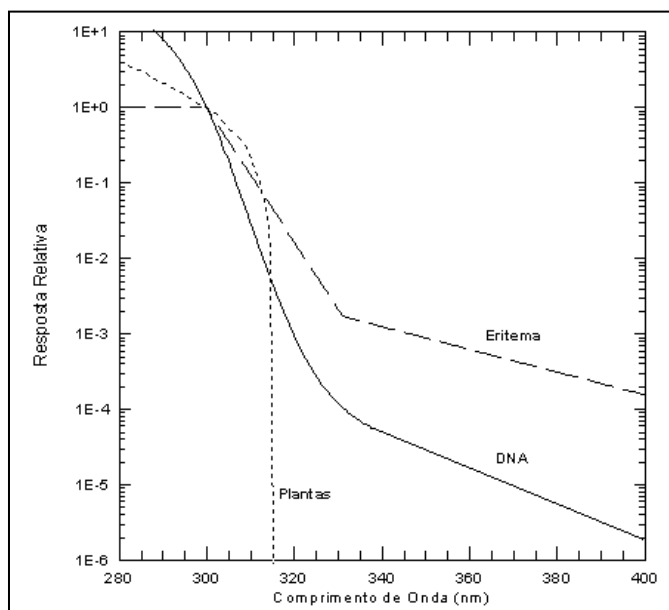


Fig. 2.9 - Espectros de ação para Eritema, DNA e Plantas. Todos os espectros estão normalizados em 300 nm.

FONTE: Madronich (1993, p. 37).

Atualmente grandes esforços estão sendo dedicados à obtenção de dados de UV-B em todo mundo, para verificar se há alguma tendência de aumento desta radiação. A tarefa é difícil porque a intensidade da radiação UV-B na superfície da Terra depende de muitos fatores, como mencionado anteriormente. Um outro enfoque importante é a influência das variações cíclicas naturais, como a Oscilação Quase Bienal, ciclo solar e também as erupções vulcânicas (KERR; McELROY, 1993).

CAPÍTULO 3

INSTRUMENTAÇÃO E MODELOS DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

3.1 Introdução

Os dois parâmetros que são de interesse neste trabalho são a intensidade da irradiância espectral UV-B e o ozônio. Existe uma variedade de instrumentos para medir o ozônio atmosférico e a radiação UV-B. Vários dos instrumentos utilizados para medir UV-B também são usados para determinar a concentração na coluna de ozônio, pois este absorve fortemente na banda de comprimentos de onda do UV-B.

O ozônio atmosférico pode ser medido com instrumentos de superfície ou mediante balão, avião, foguete ou satélite. Entre os instrumentos de superfície, os mais reconhecidos são o espectrofotômetro Dobson, considerado instrumento padrão, e o espectrofotômetro Brewer, que é uma versão moderna e automatizada do Dobson. Outros instrumentos de superfície usados para determinar o conteúdo total de ozônio são os radiômetros multicanais como, por exemplo, o SUV (Surburn UV) que usa um modelo de transferência radiativa para estimar o ozônio.

Na determinação da distribuição vertical do ozônio, é utilizado um balão meteorológico, portando uma pequena carga que consiste numa sonda ECC (Electrochemical Concentration Cell) e uma pequena radiossonda. A radiossonda envia um sinal até a superfície, onde é recebido pela antena/receptor e decodificado para obter os parâmetros atmosféricos de umidade, pressão atmosférica, temperatura atmosférica e vento. Também envia informação de dados instrumentais relacionados com a operação da sonda: umidade interna, a temperatura interna e a corrente produzida na célula eletroquímica. É esta corrente que é empregada nos cálculos de estimativa da concentração do ozônio.

A carga pode subir até uma altitude média de 30km, passando pela média estratosfera (15 a 25 km) onde se acha a maior concentração de ozônio, em condições “normais” desta camada.

Instrumentos a bordo de avião são utilizados para medir o ozônio troposférico e também o ozônio estratosférico. Os experimentos para medir ozônio troposférico consistem basicamente num sistema que bombeia ar da parte externa do avião e o introduz num analisador de gases.

O emprego de foguetes para obter a distribuição vertical do ozônio praticamente não é mais usado, pelo elevado custo desses experimentos. Os foguetes alcançam altitudes aproximadas a 75 km e o princípio da medição é a fotoespectroscopia.

Com o avanço da ciência e da tecnologia, o uso de satélites para medir ozônio passou a ser amplamente usada. A informação do satélite é obtida medindo a radiação refletida pela atmosfera terrestre e a proveniente do sol. Sensores em determinados canais medem a intensidade da radiação e os dados são enviados para estações de recepção e processamento para determinar o ozônio global, isto é, da atmosfera circundante ao globo terrestre. Instrumentos de superfície servem para a calibração do sistema e a informação do ozônio total é dada em imagens, em código de cores, ou arquivos numéricos com a distribuição do ozônio, dado por latitude e longitude. Estes arquivos são de acesso público através da Internet no ‘site’ <http://jwocky.gsfc.nasa.gov>

Outro instrumento para deduzir a distribuição vertical de ozônio é o LIDAR (Light Detection And Ranging), que consiste de um sistema de raio laser pulsado. Os raios são direcionados na atmosfera na vertical do local da estação de monitoramento. A luz espalhada de retorno é coletada por um sistema de telescópio (localizado perto da fonte do laser) e detectada numa fotomultiplicadora. Dois comprimentos de onda do ultravioleta são usados para

obter a medida diferencial: 308nm e 351nm. Mediante o tempo de retorno do sinal ao longo do caminho do raio é determinado o perfil de distribuição do ozônio. As medidas podem ser feitas na troposfera ou na estratosfera, aproximadamente a cada 1km. Na troposfera os perfis podem ser obtidos de dia ou de noite em apenas poucos minutos (PROFFITT; LANGFORD, 1997) enquanto que para obter um perfil estratosférico de distribuição do ozônio, as observações devem ser noturnas e requerem de maior tempo, para alcançar alturas de até 50 km. (McDERMID et al., 1990).

No caso da medição da radiação UV-B, existem dois tipos principais de detectores: os de banda larga, também chamados de radiômetros integradores, e os espectralradiômetros. Os primeiros foram desenvolvidos para detectar o fluxo de radiação incidente numa determinada banda de comprimentos de onda do UV. Existem também radiômetros, como o UV-Biometer e o Robertson - Berger que medem a dose de radiação UV-B.

Os espectralradiômetros (e o espectrofotômetro Brewer) medem o fluxo que atinge o sistema de coleta em comprimentos de onda individuais, numa largura de banda relativa. Entre os espectralradiômetros existem aqueles que usam filtros de interferência, como é o caso do Eppley (que possui 8 filtros montados numa roda de filtros) e o GUV-511, o qual possui 5 canais de leitura; estes são também chamados de multicanal. Outros tipos de espectralradiômetros são aqueles que possuem um mecanismo de seleção de um comprimento de onda específico e fazem varreduras, isto é, medem o fluxo em comprimentos de onda individuais numa faixa de comprimentos de onda do UV, como é o caso do espectralradiômetro de alta resolução SUV e o espectrofotômetro Brewer.

O espectralradiômetro SUV-100 faz varreduras numa faixa de comprimentos de onda entre 280nm e 620nm em passos que podem ser a cada 0,1 nm, 0,2nm, 0,5nm, ou 1nm, utilizando uma grade de difração de 1200 linhas/mm. É um instrumento totalmente automatizado e mede a radiação global, isto é, a radiação

direta mais a difusa. O espectrofotômetro Brewer também faz varreduras entre 290nm e 325nm (e eventualmente pode ser estendido para 360nm) com um passo de 0,5nm. Efetua uma varredura de ida e volta, empregando um tempo aproximado de 7 minutos e mede a radiação global que atinge um sistema coletor. Emprega também uma grade de difração de 1200 linhas/mm.

Neste capítulo se descreve, em forma geral, o espectrofotômetro Brewer e o radiômetro GUV. Descrevem-se, também, em forma geral, os modelos de transferência radiativa STARSCI e FASTRT. Estes instrumentos e modelos são utilizados no desenvolvimento deste trabalho.

3.2 Medidores de Radiação

Existem principalmente três tipos de instrumentos para medir o fluxo de radiação: Aqueles que medem a radiação direta, a global e a difusa.

O *pireliômetro* é um instrumento para medir o fluxo de radiação solar direta. Tem a forma de um telescópio e está montado num sistema de seguimento do sol, isto é, segue o movimento do sol. Tem sido um instrumento muito útil na determinação da constante solar. A Organização Mundial de Meteorologia (WMO) classifica os pireliômetros de acordo ao grau de confiança na medição. Os critérios estabelecidos são principalmente a sensibilidade, a estabilidade no fator de calibração, variação mínima por causa de variações na temperatura ambiente, erros por causa da resposta espectral, linearidade na resposta, ângulo de abertura, constância no tempo e efeitos do equipo auxiliar.

Na Figura 3.1 é mostrado dos tipos de pireliômetros: a) O pireliômetro de incidência normal da Eppley e b) o actinômetro da Kipp & Zonen.

O pireliômetro NIP tem como elemento sensor uma união múltipla de termopilhas, cuja reposta é estabilizada através de um circuito compensador da temperatura. O instrumento é formado de um tubo de colimação acoplado num sistema

seguidor do sol, controlado eletricamente e, no extremo oposto à localização do sensor (no tubo), contém uma roda de filtros que se gira manualmente e que possui quatro aberturas: três para acoplar filtros de resposta em determinadas faixas de comprimento de onda e no quarto para o espectro completo.

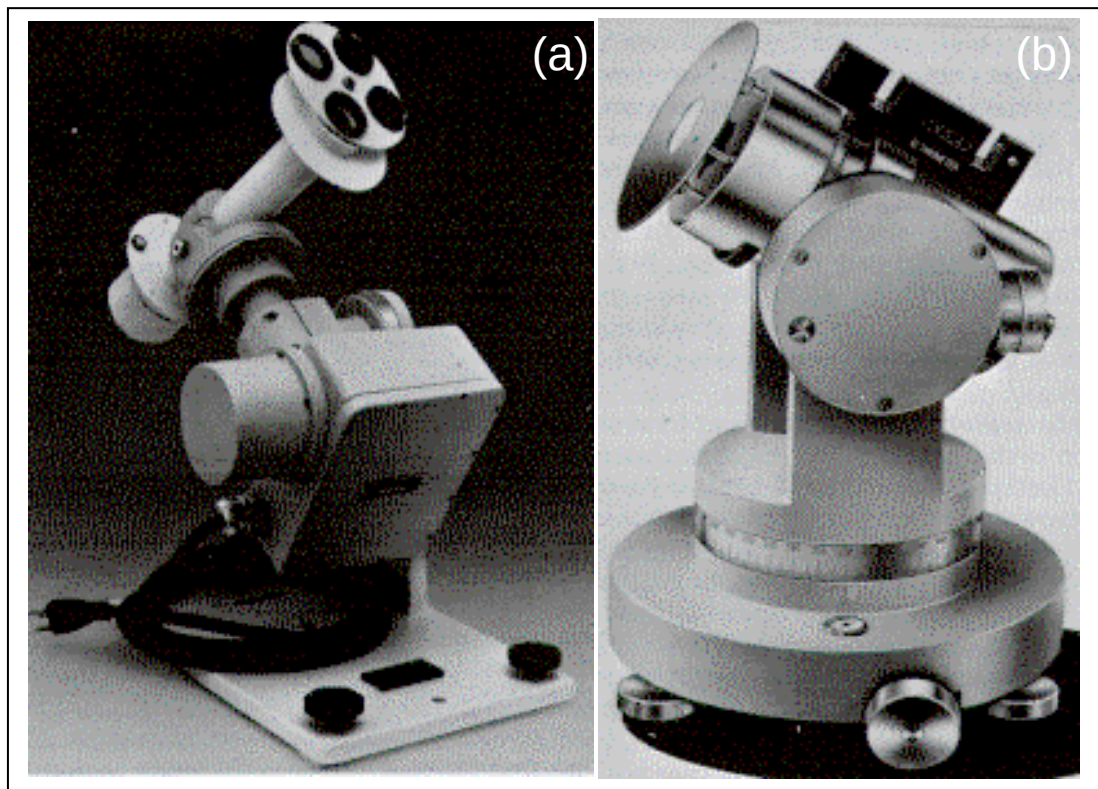


Fig. 3.1 - Tipos de pireliômetros: a) Pireliômetro de incidência normal (NIP) e b) Actinômetro.

O actinômetro é usado na medição de onda curta e onda longa. Possui uma janela de quartzo que é usada como corte da radiação de onda longa. O tubo de colimação é feito de material maciço em cujo interior se localizam diafragmas. O sensor é uma termopilha de 46 lâminas agrupadas em forma oposta em dois grupos de 26 cada uma. À frente do tubo contém um porta filtros óticos no qual se pode inserir diferentes filtros para medir a radiação em diferentes faixas de comprimentos de onda. O sistema seguidor do sol é manual.

Os *piranômetros* são radiômetros com um campo de visão hemisférica e são instrumentos que medem a radiação global. Devem estar horizontalmente nivelados. Os sensores mais utilizados nestes instrumentos são as termopilhas, os sensores termomecânicos e células fotovoltaicas. Estes instrumentos têm alguns problemas específicos em relação à resposta às direções do sol: elevação (efeito cosseno), azimute e a inclinação. Estes três elementos fazem com que o instrumento tenha um desenvolvimento muito complexo.

O efeito cosseno está relacionado com o ângulo incidente na superfície. Como a absorptância é dependente do ângulo de incidência, para ângulos que excedem 70° a absorptância cresce consideravelmente. Contudo, quando o ângulo solar é muito baixo a energia contida no feixe de radiação é muito baixa comparada com a energia em ângulos menores. O efeito cosseno varia com a razão entre a radiação direta e a radiação difusa.

O efeito azimutal é causado pelas imperfeições da superfície absorvente. Sob condições ideais, a resposta do receptor é proporcional ao cosseno do ângulo de incidência e é constante em todos os ângulos zenitais.

O efeito na inclinação se produz com o desvio da posição horizontal. Se o piranômetro estivesse num plano inclinado, além da radiação direta e da difusa (global) estaria recebendo aquela radiação refletida pela superfície terrestre (chão). Assim, quando o radiômetro não está perfeitamente horizontal, haverá um aumento na radiação medida.

Na Figura 3.2 são mostrados dois tipos de piranômetros. A Figura 3.2 - a corresponde ao piranômetro "Black and White" da Eppley e a Figura 3.2 - b ao piranômetro fotovoltaico Li-Cor.

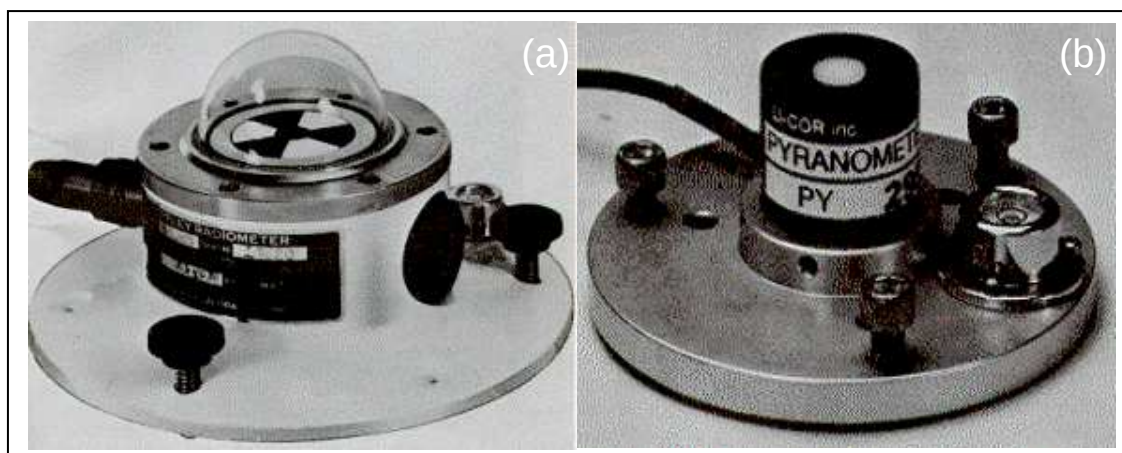


Fig. 3.2 - Tipos de piranômetros: a) Piranômetro Eppley b) Piranômetro Li-Cor.

O piranômetro da Eppley (B&W) é um tipo de radiômetro que usa uma termopilha diferencial como sensor composto de três áreas pretas (3M Black) e três áreas brancas (sulfato de bário). O instrumento possui um circuito de compensação da temperatura para minimizar os efeitos das mudanças de temperatura do meio ambiente. Na parte superior possui uma cobertura de quartzo com uma precisão óptica que permite transmitir uniformemente a radiação de comprimentos de onda entre 285nm e 2800nm. O corpo do instrumento é nivelado horizontalmente empregando um nível de precisão acoplado, e se ajusta mediante três parafusos dispostos em triângulo equilátero.

O piranômetro Li-Cor tem uma estrutura sólida com um sistema de nível de alta precisão, similar ao Eppley. Tem dimensões significativamente menores que o Eppley e a área da superfície de absorção é de $\sim 0.2 \text{ cm}^2$. Esta superfície é um difusor plástico e utiliza como sensor uma célula fotovoltaica de silício. A melhor resposta do instrumento corresponde a uma estreita faixa de comprimento de onda entre 400nm e 1100nm. Em conjunto com filtros plásticos é melhorado para diminuir ainda mais a faixa de comprimento de onda.

A radiação difusa pode ser determinada a partir da radiação global (medida com um piranômetro) e da radiação direta (medida com um pireliômetro) mediante a expressão:

$$I_d = I_g - I_n \cos \theta_z \quad (3.1)$$

onde I_d corresponde à radiação difusa, I_g é a radiação global medida, I_n é a radiação direta e θ_z é o ângulo solar de zênite.

Um piranômetro equipado com uma banda de escurecimento (para evitar que a radiação direta atinja o domo do instrumento) é apropriado para efetuar medições de radiação difusa. A Figura 3.3 mostra um piranômetro com banda de escurecimento.



Fig. 3.3 - Piranômetro modelo Eppley equipado com banda de escurecimento.

3.3 Espectrofotômetro Brewer

O espectrofotômetro Brewer MKIV é um instrumento científico que mede o *ozônio* e o *dióxido de enxofre*, analisando a absorção em comprimentos de onda do ultravioleta do espectro solar. Também, pode medir *dióxido de nitrogênio* em

comprimentos de ondas do espectro visível. A versão MKIV permite operar em modo O_3/SO_2 ou em modo NO_2 . Tanto as medições de O_3/SO_2 como as de NO_2 podem se fazer de duas formas: com sol direto (*ds*) ou na direção do zênite (*zs*). Um sistema óptico permite fazer medições de UV mediante uma rotina de varredura de ida e volta, partindo de 290nm até 325nm a cada 0,5nm.

A luz solar ingressa por uma janela de quartzo fazendo um percurso que passa por um prisma (prisma zenital), continuando pela série de filtros, lentes, grade de difração, obturador e finalmente chega a um fotomultiplicador, onde a luz que o atinge é transformada em um pulso elétrico correspondente à energia dos fótons. A Figura 3.4 mostra o esquema da distribuição do conjunto óptico e do espectrômetro.

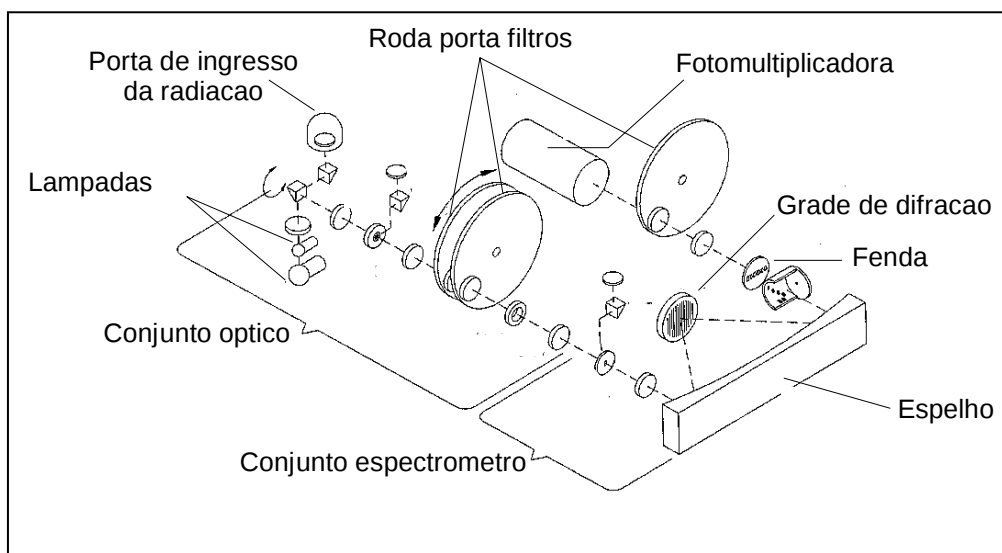


Fig. 3.4 - Esquema de distribuição da parte óptica e do espectrômetro do Brewer.

Na figura, observa-se o sistema óptico do Brewer, que contém um espectrômetro Ebert f/6 modificado com uma grade de difração de 1200 linhas/mm. Duas lâmpadas (uma de mercúrio e outra de metal halógeno) incorporadas ao sistema permitem analisar a intensidade da luz e a calibração do instrumento.

As especificações dos comprimentos de onda são:

Modo O₃/SO₂ : 306,3 nm; 310,1 nm; 313,5 nm; 316,8 nm e 320,1 nm
 Modo NO₂ : 426,4 nm; 431,4 nm; 437,3 nm; 442,8 nm; 448,1 nm e 453,2 nm
 Calibração com lâmpada Hg : 303,2 nm

O cálculo da intensidade (para o caso de sol direto) para cada um dos cinco comprimentos de onda é determinada mediante a expressão:

$$\log I_{\lambda} = \log I_{o\lambda} - \beta_{\lambda} m - \delta_{\lambda} \sec \theta - \alpha_{\lambda} x \mu - \alpha'_{\lambda} y \mu' \quad (3.2)$$

onde:

I_{λ} : intensidade da luz medida para o comprimento de onda λ ,
 $I_{o\lambda}$: intensidade da luz solar para λ_o ,
 β_{λ} : coeficiente de espalhamento Rayleigh para λ ,
 m : massa atmosférica efetiva na atmosfera atravessada pelo feixe de luz,
 δ_{λ} : coeficiente de espalhamento para partículas no comprimento de onda λ .
 θ : ângulo solar zenital,
 α_{λ} : coeficiente de absorção do ozônio para λ ,
 x : quantidade de ozônio,
 μ : massa atmosférica na camada de ozônio,
 α'_{λ} : coeficiente de absorção de SO₂ para λ ,
 y : quantidade total de SO₂,
 μ' : massa atmosférica do SO₂.

Combinando a expressão (3.2) para os comprimentos de onda λ_2 , λ_3 , λ_4 e λ_5 , obtemos a seguinte expressão:

$$F = F_o - \Delta\beta m - \Delta\delta \sec \theta - \Delta\alpha x \mu - \Delta\alpha' y \mu \quad (3.3)$$

onde:

$$F = \log I_2 - 0,5\log I_3 - 2,2\log I_4 + 1,7\log I_5 \quad (3.4)$$

$$F_0 = \log I_{02} - 0,5\log I_{03} - 2,2\log I_{04} + 1,7\log I_{05} \quad (3.5)$$

$$\Delta\beta = \beta_2 - 0,5\beta_3 - 2,2\beta_4 + 1,7\beta_5 \quad (3.6)$$

$$\Delta\delta = \delta_2 - 0,5\delta_3 - 2,2\delta_4 + 1,7\delta_5 \approx 0 \quad (3.7)$$

$$\Delta\alpha = \alpha_2 - 0,5\alpha_3 - 2,2\alpha_4 + 1,7\alpha_5 \neq 0 \quad (3.8)$$

$$\Delta\alpha' = \alpha'_2 - 0,5\alpha'_3 - 2,2\alpha'_4 - 1,7\alpha'_5 \approx 0 \quad (3.9)$$

Os coeficientes 1,0; -0,5; -2,2 e 1,7 foram selecionados para que as expressões (3.7) e (3.9) sejam desprezíveis. Então a eq. (3.3) fica:

$$F + \Delta\beta m = F_0 - \Delta\alpha x \mu \quad (3.10)$$

Como os valores de F_0 e $\Delta\alpha$ são conhecidos, é possível calcular a quantidade de ozônio.

Uma descrição mais detalhada deste instrumento pode ser achada na referência SCI-TEC, 1998, e os aspectos relacionados com a calibração estão descritos no apêndice A.

3.4 Radiômetro GUV

O radiômetro GUV (Ground-based Ultraviolet Radiometer), chamado também de radiômetro multicanal, possui 4 canais de leitura centrados nos comprimentos de onda 305 ± 1 nm, 320 ± 2 nm, 340 ± 2 nm e 380 ± 2 nm, e larguras de banda de 7 ± 1 nm no canal 305 nm, de 11 ± 1 nm em 320 nm, 10 ± 1 nm para 340 nm e de 10 ± 1 nm em 380 nm. Possui também um canal que mede a radiação fotosinteticamente ativa (PAR) numa largura de banda entre 400 nm e 700 nm.

É um aparelho compacto e hermético para suportar as variações extremas na temperatura: entre -50 °C e 40 °C. Está dotado de um sistema controlador da

temperatura, sendo de 40 °C a temperatura nominal. A Figura 3.5 mostra um esquema do conjunto sensor do radiômetro GUV.

Cada canal é selecionado mediante filtros passa - banda. O canal 305 nm consiste de um fotodiodo e um filtro passa - banda de onda curta. Um detector GaP e um outro filtro passa - banda controla o canal 320 nm enquanto que os canais 340 nm e 380 nm são selecionados mediante fotodiodos com filtros bloqueadores apropriados.

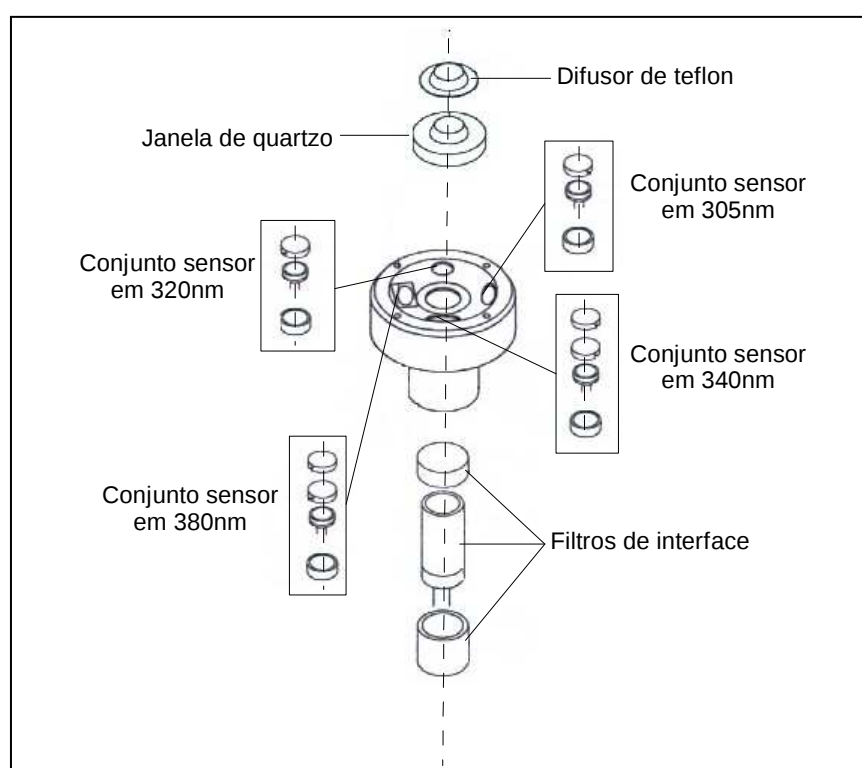


Fig. 3.5 - Esquema da distribuição óptica do sensor do GUV.

Finalmente, o canal PAR é controlado por um detector de silício de banda larga e dois filtros: um passa - banda e um filtro de cor para correção. A temperatura em cada canal é controlada eletronicamente por um micro-processador. O coletor da radiação que atinge a parte superior do instrumento é um difusor de teflon montado numa janela trapezoidal que reparte o fluxo a cada canal.

A Figura 3.6 mostra o espectro de resposta relativa do instrumento, fabricado pela Biospherical Instrument Inc., U.S.A.

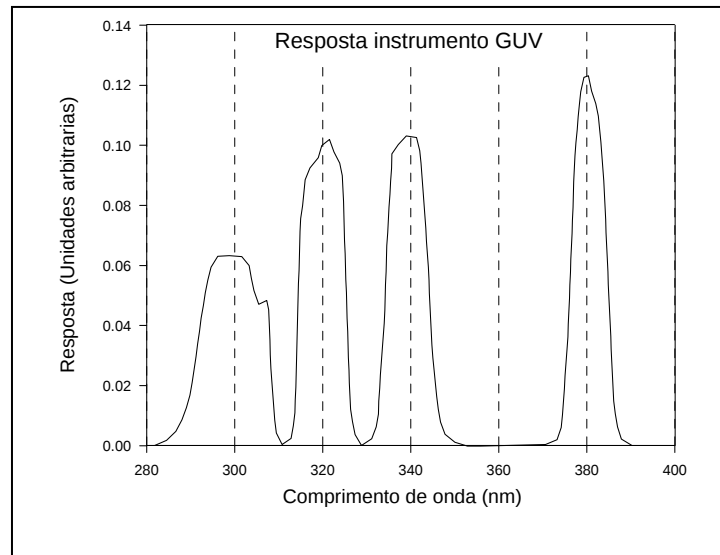


Figura. 3.6 - Resposta relativa do radiômetro GUV-511.

A figura mostra a resposta relativa para os quatro canais de leitura do instrumento. É evidente que a radiação solar em muitos casos somente cobre parcialmente a janela espectral do primeiro canal de leitura.

Cada canal registra uma amostra a cada intervalo de tempo determinado pelo usuário (1min, 5 min, 15 min, etc.) dada em volts. O incremento da voltagem V_i acima da condição de contagem em escuro (dark condition) registrada num canal i , a causa da irradiância espectral $E(\lambda)$, é expressa como:

$$V_i = \int_0^{\infty} R_i(\lambda) E(\lambda) d\lambda \quad (3.11)$$

onde $R_i(\lambda)$ é a resposta absoluta de cada canal. A voltagem V_i de saída pode ser correlacionada com a irradiância, em determinado canal, através de uma

constante de calibração C_i determinada como $C_i = V_i / E_{\lambda c}$, onde $E_{\lambda c}$ é a irradiância da lâmpada padrão de calibração, centrada no comprimento de onda nominal. Assim, a razão V_i / C_i restitui a irradiância no canal i .

O aparelho é ligado a um controlador que fornece a energia ao equipamento, controla a temperatura interna do instrumento e, mediante interface, é ligado a um computador para controlar todo o sistema e armazenar os dados.

A calibração deste instrumento e comparações com o Brewer de medidas de irradiância em 305 nm e 320 nm, estão descritos no apêndice A.

3.5 Modelo de Transferência da Radiação Atmosférica: STARSCI

O modelo de transferência radiativa *STARSCI* (System for Transfer of Atmospheric Radiation, SCI) é um modelo desenvolvido para calcular a irradiância espectral, a radiação total e fluxos de radiação (separado em suas componentes direta e difusa) em planos horizontais. Adicionalmente, integra as quantidades em relação ao comprimento de onda para obter a dose de eritema e a frequência das fotolises para diferentes espécies gasosas ou aquosas. Os cálculos são feitos para uma faixa de comprimentos de onda entre 280 nm e 700 nm.

Este modelo de transferência radiativa é baseado num código de matriz operador (NAKAJIMA; TANAKA, 1986) para resolver a equação de transferência radiativa usando um método ordinário discreto. STARSCI usa um conjunto de dados para descrever a atmosfera através de um amplo conjunto de dados de entrada como, por exemplo, a distribuição vertical do ozônio, do dióxido de nitrogênio, do dióxido de enxofre, pressão, temperatura, umidade relativa, extinção dos aerossóis e quantidade de água líquida contida em camadas homogêneas de nuvens, como também ângulo solar de zênite, albedo de superfície e modelos de partículas de

aerossóis e gotas de nuvens. O modelo agrupa vários outros modelos, tanto para calcular como para comparar medidas feitas com instrumentos de superfície visando o uso em linhas de pesquisa relacionadas com estudos da radiação UV-A e UV-B e o impacto na saúde humana, em plantas e animais.

O modelo usa as seguintes características atmosféricas e de superfície:

- Três diferentes perfis de aerossóis (LOWTRAN):
 - Volcback (*Volcanic background conditions*)
 - Volchigh (*High Volcanic conditions in the stratosphere*)
 - Volclow (*Low Volcanic conditions in the stratosphere*)
- Doze albedos de superfície:
 - Asfalto, concreto, constante de 3% e 10%, floresta, grama de verão e natural, oceano, areia, superfície encoberta com neve, pouca neve.
- Dois perfis de umidade e temperatura: Inverno e verão para latitudes médias
- Um perfil médio de distribuição de NO₂
- Cinco perfis de distribuição de O₃: Verão, outono, inverno, primavera e médio, para uma latitude de 47°.
- Dois perfis médios de distribuição de SO₂: Inverno e verão.
- Três espectros de ação biológica: Plantas, DNA, PAR (Photosynthetic Active Radiation).
- Quatro faixas de comprimentos de onda: Fotolise, eritema, UV-VIS e UV-B.

- Espectro de irradiância extraterrestre do ATLAS 3 e Labs&Neckel
- Seção de choque do ozônio dependente da temperatura segundo Molina e de Molina (1986).
- Seção de choque do NO₂ segundo Schneider (1987).
- Seção de choque do SO₂ segundo MANATT (1994).

Este modelo foi utilizado neste trabalho com o objetivo de comparar dados ozônio e de irradiância UV-B obtidos com o instrumento Brewer na localidade de Punta Arenas no ano 1999. Também foi utilizado na formação da base de dados na metodologia proposta. No Apêndice A é descrita a forma como foram mudados alguns parâmetros a fim de padronizá-lo para a localidade de Punta Arenas, usando dados de ozônio e de irradiância UV-B, obtidos em 1998 com o Brewer nessa cidade.

O modelo pode ser obtido no *Meteorologisches Institut* da Alemanha mediante requisição através da Internet (www.meteo.physik.uni-muenchen.de/strahlung/uvrad/Star/STARinfo.htm) e no Apêndice B é descrito sucintamente o princípio de operação e os distintos campos que foram alterados para obter a irradiância espectral.

3.6 Modelo de Transferência da Radiação Atmosférica: FASTRT

Este modelo calcula a irradiância espectral que atinge uma superfície horizontal, na faixa de comprimentos de onda entre 290 nm e 400nm, em função dos parâmetros: ângulo solar do zênite, a coluna de ozônio, espessuras óticas de nuvens e aerossóis e condição do céu.

A irradiância é obtida mediante interpolação nos valores de transmitâncias eficazes armazenados em tabelas denominadas LUTs (Look-Up Tables). Estas tabelas foram criadas a partir de simulações feitas com o modelo RADTRAN (Radiative Transfer). Este último é baseado na resolução da equação de transferência mediante o método de multi-raios DISORT (Discrete Ordinate Radiative Transfer model) desenvolvido por Stamnes et al. (1988).

Os cálculos foram feitos usando a aproximação pseudo-esférica (SDISORT) (Dahlback; Stamnes, 1991) a fim de assegurar a confiabilidade nos resultados, mesmo para grandes ângulos solar zenital.

As tabelas LUTs foram elaboradas usando a versão 0.15 de RADTRAN que supõe as seguintes circunstâncias atmosféricas e de superfície:

- A atmosfera padrão dos E. U. (ANDERSON et al., 1986)
- O espectro solar extraterrestre (na faixa do ultravioleta) do monitor SUSIM, durante a missão do ATLAS 3 em novembro 1994 (Van HOOSIER, 1996).
- Coeficientes de Ångström $\alpha = 1.3$ (representante para aerossóis rurais)
- Nuvens homogêneas de densidade especificada pelo usuário num range de 2 a 7 km acima da superfície da terra e raio da gota de 7,2 micrometros.
- No caso de céus com nuvens espalhadas, a irradiância (I) numa superfície horizontal é uma combinação linear da irradiância sob condição de cobertura homogênea das nuvens (I_{cloud}) e aquela sob circunstâncias de céu “sem nuvens” ($I_{cloudless}$), isto é, $I = CF * I_{cloud} + (1 - CF) * I_{cloudless}$, onde CF é a fração de cobertura de nuvens.

- Para o caso de céus com nuvens esparsas, assume-se que a radiação incidente é transmitida como se somente a atmosfera estivesse presente. Na superfície, toda a radiação é refletida tanto pela atmosfera com nuvens como pela superfície, i.e. $I = I_0 T / (1 - A * S)$, onde I_0 é a radiação extraterrestre, T a transmitância de uma atmosfera sem nuvens, A é o albedo da atmosfera com nuvens, visto de baixo, e S é o albedo da superfície.
- Seção de choque na absorção pelo ozônio dependente da temperatura segundo Molina e de Molina, (1986).
- Perfis de aerossóis: primavera/verão (SHETTLE, 1989)
- Aerossol troposférico: tipo rural (MODTRAN 3)
- Aerossol estratosférico: condição de fundo (MODTRAN 3)
- Tipos de superfícies: Os 12 primeiros albedos de superfície como dado a conhecer por Feister e Grewe, (1995) e os 6 últimos albedos de superfície como fornecidos por Blumthaler e Ambach (1988).
- Número de camadas atmosféricas: 49.

Este modelo foi usado também para comparar resultados de irradiância espectral na faixa UV-B, obtidos com o Brewer e com o modelo proposto. O acesso a este modelo pode ser feito em linha através da Internet no “site” <http://zardoz.nilu.no/~olaeng/fastrt/fastrt.html>.

CAPÍTULO 4

FUNDAMENTOS TEÓRICOS-EXPERIMENTAIS PARA DETERMINAR O ESPECTRO UV-B

4.1 Descrição

O objetivo é determinar o espectro de irradiância na faixa (295 - 320)nm, a partir de dados de irradiância global em dois comprimentos de onda: um no qual o ozônio absorve fortemente (λ_1) e outro no qual o ozônio absorve fracamente (λ_2), com por exemplo em 305nm e 320nm, respectivamente (DAHLBACK, 1996).

Aplicando simulações computacionais, pode-se determinar a coluna de ozônio a partir da razão entre a irradiância global em λ_1 e a irradiância global em λ_2 (STAMNES et. al, 1991). Isto é possível usando algum modelo de transferência radiativa para determinar os valores das razões, e considerando que o efeito de nuvens e gases distintos do ozônio e do dióxido de enxofre é similar no caso da faixa UV-B. Em outras palavras, considera-se que na faixa UV-B os gases distintos do ozônio e do dióxido de enxofre, assim como também o vapor d'água e nuvens, espalham ou absorvem de igual forma (STAMNES et al., 1991; DAHLBACK, 1996; FIOTELOV et al., 1997) de modo que as razões dependem dos comprimentos de onda considerados, do ângulo solar zenital e da concentração do ozônio. Isto implica que a determinação do ozônio e do espectro UV-B reduz-se ao cálculo destes parâmetros como sendo sob condição de céu limpo.

No caso do dióxido de enxofre, a influência deste é desprezível comparado com a do ozônio devido a baixa quantidade deste gás presente numa atmosfera “não perturbada” (com alta poluição ou por efeitos naturais, como sendo erupções vulcânicas), em comparação à quantidade de ozônio existente.

Como discutido por Stamnes et al., (1991) isto é estritamente válido quando são usados dados de irradiância direta, mas usando a irradiância global a razão introduz a erros na determinação do ozônio e na derivação do espectro. Assim, é necessário contar com a irradiância direta para obter bons resultados.

Neste trabalho é apresentada uma metodologia que correlaciona a irradiância espectral direta e a global, para obter uma expressão que permita conhecer o valor do ozônio e o espectro de irradiância global na faixa de comprimentos de onda entre 290 nm e 320 nm, com uma resolução de 1 nm.

4.2 Bases Teóricas – Experimentais

Para um determinado comprimento de onda, λ , a irradiância global na superfície da terra, $I(\lambda)$, é a soma da irradiância direta, $I_d(\lambda)$, com a irradiância difusa, $I_f(\lambda)$, que podemos escrever como:

$$I(\lambda) = I_d(\lambda) + I_f(\lambda) \quad (4.1)$$

4.2.1 Irradiância Espectral Direta

Conforme Leckner, (1978); Bird et. al., (1982); Brine e Iqbal, (1983); Justus e Paris, (1985); Bird e Riordam, (1986); Molineaux et al., (1995) entre outros, a irradiância espectral direta numa superfície horizontal é dada por:

$$I_d(\lambda) = I_o(\lambda) D \mu_o \tau_r(\lambda) \tau_a(\lambda) \tau_w(\lambda) \tau_o(\lambda) \tau_u(\lambda) \quad (4.2)$$

sendo,

$I_o(\lambda)$: Irradiância espectral extraterrestre,

D : Fator de correção da distância Sol – Terra,

- μ_0 : Coseno do ângulo solar zenital ($\cos \theta_z$),
 $\tau_r(\lambda)$: Transmitância devida ao espalhamento molecular Rayleigh,
 $\tau_a(\lambda)$: Transmitância devida à absorção e espalhamento dos aerossóis,
 $\tau_w(\lambda)$: Transmitância devida à absorção do vapor d'água,
 $\tau_o(\lambda)$: Transmitância devida à absorção pelo ozônio,
 $\tau_u(\lambda)$: Transmitância devida à absorção dos gases misturados uniformemente,

A irradiância $I_o(\lambda)$ pode ser obtida diretamente de tabelas, como por exemplo Fröhlich e Wehrli, (1981) do Centro Mundial de Radiação (WRC); Neckel e Labs, (1981) ou do banco de dados SUSIM (Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Monitor) encontrados no sitio Internet <http://www.solar.nrl.navy.mil/susim.html> .

Para determinar o parâmetro D pode ser usada a expressão de Spencer, (1971) dada por:

$$\begin{aligned}
 D = & 1,00011 + 0,034221\cos\psi + 0,00128\sin\psi \\
 & + 0,000719\cos\psi + 0,000077\sin\psi
 \end{aligned} \quad (4.3)$$

sendo ψ o dia angular dado em radianos e representado por:

$$\psi = 2\pi(d_j - 1) / 365 \quad (4.4)$$

onde d_j é o dia do ano entre 1 e 365.

A expressão para determinar μ_0 também é muito conhecida:

$$\mu_0 = \cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega = \sin \chi \quad (4.5)$$

onde θ_z é o ângulo solar zenital; δ é a declinação solar; ϕ é a latitude geográfica; ω é o horário angular (de manhã é positivo e no meio dia é zero) e χ é a altitude solar ou elevação solar.

A transmitância devida ao espalhamento molecular Rayleigh é baseada na teoria de Rayleigh que diz que o coeficiente de extinção óptica, $k_r(\lambda)$, num determinado comprimento de onda λ varia aproximadamente em relação a λ^{-4} . Elterman, (1968) calculou estes coeficientes de extinção em intervalos de 1 km até altitudes de 50 km, para comprimentos de onda entre 270 nm e 4000nm. Leckner, (1978), com base na formulação teórica de Pendorf, (1957) obteve, em condições de pressão e temperatura padrão, a seguinte expressão aproximada para o coeficiente de atenuação, ou simplesmente coeficiente de espalhamento Rayleigh:

$$k_r(\lambda) = 0,008735 \lambda^{-4,08} \quad (\lambda \text{ em } \mu\text{m}) \quad (4.6)$$

Por causa da rápida variação deste coeficiente com o comprimento de onda, a transmitância espectral das moléculas de ar aumenta com o comprimento de onda e diminui com o aumento da massa de ar; porém, levando em consideração a massa óptica atmosférica, Iqbal, (1983) formula a transmitância devida ao espalhamento Rayleigh escrevendo-a como:

$$\tau_r(\lambda) = \exp\{-0,008735 m_a \lambda^{-4,08}\} \quad (\lambda \text{ em } \mu\text{m}) \quad (4.7)$$

sendo m_a a massa óptica relativa do ar que, para uma localidade ao nível do mar, pode ser obtida com a expressão:

$$m_a = m_r (p / 1013,25) \quad (4.8)$$

onde p é a pressão local em milibares ou hectopascal (mB ou hP) e m_r é a massa óptica relativa da atmosfera.

Kasten, (1966), apresenta a seguinte expressão para m_r :

$$m_r = (\cos \theta_z + 0,15 (93,885 - \theta_z)^{-1,253})^{-1} \quad (4.9)$$

Uma outra expressão para determinar $\tau_r(\lambda)$ é uma adaptação de Kneizys et al., (1980) dada por:

$$\tau_r(\lambda) = \exp\{-m_r / (\lambda^4 (115,6406 - 1,3366 / \lambda^2))\} \quad (4.10)$$

com λ em μm .

Neste trabalho é usada a expressão (4.7) para levar em conta a pressão atmosférica local.

Para determinar a transmitância por causa da absorção e espalhamento dos aerossóis, é freqüentemente usada a fórmula de Ångström, (1964). Bird e Riordam, (1986) calcularam esta transmitância usando a expressão:

$$\tau_a(\lambda) = \exp\{-\beta \lambda^{-\alpha} m_r\} \quad (4.11)$$

sendo α e β parâmetros (chamados de parâmetros de Ångström) cujos valores dependem do tipo de aerossóis presentes na atmosfera. Em muitas atmosferas naturais, o valor de α tem um valor médio de $1,3 \pm 0,5$ e o valor de β varia entre 0,0 a 0,5 ou mais. A Tabela 4.1 mostra valores destes parâmetros segundo diferentes estados de atmosferas, proposta por Iqbal, (1983).

TABELA 4.1 - VALORES DE α E β
PARA DIFERENTES ESTADOS DE
ATMOSFERA

Atmosfera	α	β
Limpa	1,3	0,0
Clara	1,3	0,1
Túrbida	1,3	0,2
Muito Túrbida	1,3	0,4

FONTE: Iqbal, (1983, pg. 119).

No caso da transmitância devida à absorção do vapor d'água, muitos modelos de transferência radiativa usam a expressão de Leckner (1978), que tem a forma:

$$\tau_w(\lambda) = \exp\{-0,2385 k_w(\lambda) W m_r / (1 + 20,07 k_w(\lambda) W m_r)^{0,45}\} \quad (4.12)$$

sendo W a coluna de vapor d'água precipitada (cm), e $k_w(\lambda)$ o coeficiente de absorção do vapor d'água. Esta expressão produz muitos bons resultados nos modelos usados, por exemplo, por Bird, (1982); Brine e Iqbal, (1983); Justus e Paris, (1985).

Eles usam a expressão de Leckner, (1978) para determinar a transmitância devida à absorção do ozônio e que é baseada na lei de Bouguer (também chamada lei de Beer ou lei de Lambert) em relação à atenuação da radiação direta que atravessa um meio homogêneo. A expressão de Leckner é escrita como:

$$\tau_o(\lambda) = \exp\{-k_o(\lambda) O_3 m_o\} \quad (4.13)$$

sendo $k_o(\lambda)$ o coeficiente de absorção do ozônio, O_3 a coluna de ozônio e m_o a massa de ozônio. No cálculo do valor de m_o geralmente é usada a expressão de Robinson, (1966) dada por:

$$m_o = \frac{1 + \left(\frac{h_o}{6370} \right)}{\left[\cos^2 \theta_z + 2 \left(\frac{h_o}{6370} \right) \right]^{0.5}} \quad (4.14)$$

onde h_o é a altura da máxima concentração da camada de ozônio, que varia com a latitude e o dia do ano, sendo aproximadamente de 22 km.

A transmitância espectral devida à absorção molecular dos gases como CO_2 , O_2 , etc., todos combinados e sob a denominação gases misturados uniformemente, pode ser obtida usando a expressão de Leckner, (1978) como proposto nos modelos de Bird, (1982); Brine e Iqbal, (1983); Justus e Paris, (1985) e Bird e Riordam, (1986). Isto é:

$$\tau_u(\lambda) = \exp\{-1,41 k_u(\lambda) m_a / (1 + 118,93 k_u(\lambda) m_a)^{0,45}\} \quad (4.16)$$

sendo $k_u(\lambda)$ os coeficientes de absorção de Lecker para a combinação dos gases misturados.

4.2.2 Irradiância Espectral Difusa

A radiação difusa é o resultado do espalhamento da radiação por conta das moléculas do ar e partículas de aerossóis. A radiação difusa é gerada na colisão da radiação direta com as partículas ou moléculas, dando origem ao chamado *espalhamento primário*. A radiação difusa originada neste processo volta a colidir com outra partícula ou molécula no ar de forma que é um processo contínuo de espalhamento, chamado de *espalhamento múltiplo*.

Durante o processo, uma porção da radiação espalhada volta ao espaço, outra é absorvida e o restante do total atinge o solo. Porém, as análises do espalhamento múltiplo são muito complexas e, num outro aspecto, a sua contribuição na exacta

determinação de cada porção de radiação espalhada é muitas vezes pequena quando apenas considerados os efeitos do espalhamento simples.

A irradiância espectral difusa, $I_f(\lambda)$, pode ser obtida mediante a subtração entre a irradiância global, $I(\lambda)$, e a irradiância direta, $I_d(\lambda)$. Geralmente só se dispõe de $I(\lambda)$ mas usando algoritmos simples, estabelecidos a partir de uma série temporal de dados ou um modelo de transferência radiativa, pode-se estabelecer uma relação para estimar $I_f(\lambda)$ em função de $I(\lambda)$ e de outros parâmetros tais como a temperatura ambiental, umidade relativa do ar e o ângulo solar zenital.

Iqbal, (1983) propõe a seguinte expressão para determinar a irradiância difusa, $I_f(\lambda)$, que atinge o solo:

$$I_f(\lambda) = (I_{fr}(\lambda) + I_{fa}(\lambda)) \frac{1}{1 - \rho_g(\lambda)\rho'_a(\lambda)} + I_d(\lambda) \cos \theta_z \left(\frac{\rho_g(\lambda)\rho'_a(\lambda)}{1 - \rho_g(\lambda)\rho'_a(\lambda)} \right) \quad (4.17)$$

onde $I_{fr}(\lambda)$ é a irradiância difusa pelo espalhamento Rayleigh que atinge o solo após o primeiro passo através da atmosfera. Similarmente, $I_{fa}(\lambda)$ corresponde à irradiância difusa por conta do espalhamento pelos aerossóis; $I_d(\lambda)$ é a irradiância direta; $\rho_g(\lambda)$ é o albedo espectral do chão; $\rho'_a(\lambda)$ o albedo espectral da atmosfera sem nuvens e θ_z o ângulo solar zenital.

A expressão (4.17) requer de informação que, na maioria dos casos, não é disponível o que faz que esta expressão apresente dificuldades na aplicação.

Zamorano e Pereira, (2002) apresentam uma metodologia para estabelecer uma expressão que relaciona a irradiância espectral difusa, $I_f(\lambda)$, com a irradiância espectral global, $I(\lambda)$, de forma similar à empregada para estabelecer a radiação difusa horária, em relação à radiação global horária, como feito, por exemplo, por Liu e Jordan (1960); Ruth e Chant (1976); Orgill e Hollands (1977); Collares-

Pereira e Rabl (1979); Iqbal (1983); Reindl et al. (1990); Pereira et al. (1996). Zamorano e Pereira relacionaram a razão entre a irradiância espectral difusa e a irradiância espectral global com o ângulo solar zenital através de ajustes com polinômios, de forma similar a Reindl et al. (1990) e a forma geral da razão pode ser escrita como:

$$\frac{I_f(\lambda)}{I(\lambda)} = \sum_{i=0}^{i=3} a_i(\lambda) \cos^i \theta_z \quad (4.18)$$

com $a_i(\lambda)$ variando para diferentes intervalos de ângulo solar zenital.

Grenfell et al. (1994) usa um ajuste empírico da razão $I_f(\lambda) / I(\lambda)$ em função do comprimento de onda λ mediante a expressão:

$$\frac{I_f(\lambda)}{I(\lambda)} = B\lambda^A \quad (4.19)$$

com A e B variando para distintos intervalos de θ_z .

Em geral, definindo como $f(\lambda, \theta_z, O_3)$ a função do ajuste, a razão entre a irradiância espectral difusa e a irradiância espectral global pode ser expressa por:

$$\frac{I_f(\lambda)}{I(\lambda)} = f(\lambda, \theta_z, O_3) \quad (4.20)$$

de forma que combinando esta última expressão com a expressão (4.1), a irradiância espectral direta resulta ser:

$$I_d(\lambda) = I(\lambda)[1 - f(\lambda, \theta_z, O_3)] \quad (4.21)$$

Efetuada a razão entre a irradiância direta de comprimento de onda λ_1 e irradiância direta de comprimento de onda λ_2 , com o emprego da expressão (4.21), obteremos:

$$R(\lambda_1 : \lambda_2, \theta_z, O_3) = \frac{I(\lambda_1, \theta_z, O_3) * \frac{1 - f_1(\lambda_1, \theta_z, O_3)}{1 - f_2(\lambda_2, \theta_z, O_3)}}{I(\lambda_2, \theta_z, O_3)} \quad (4.22)$$

ou, simplesmente:

$$R(\lambda_1 : \lambda_2, \theta_z, O_3) = \frac{I(\lambda_1, \theta_z, O_3)}{I(\lambda_2, \theta_z, O_3)} * F(\lambda_1 : \lambda_2, \theta_z, O_3) \quad (4.23)$$

expressão na qual $R(\lambda_1 : \lambda_2, \theta_z, O_3)$ representa o valor da razão entre as irradiâncias diretas e $F(\lambda_1 : \lambda_2, \theta_z, O_3)$ é um “fator de correção” entre as razões global e direta.

Por outro lado, considerando a expressão (4.2) e que na faixa UV-B o vapor d’água e os gases misturados uniformemente espalham e absorvem de igual forma, a razão entre as irradiâncias direta fica:

$$R(\lambda_1 : \lambda_2, \theta_z, O_3) = \frac{I_o(\lambda_1) \tau_r(\lambda_1) \tau_a(\lambda_1) \tau_o(\lambda_1)}{I_o(\lambda_2) \tau_r(\lambda_2) \tau_a(\lambda_2) \tau_o(\lambda_2)} \quad (4.24)$$

A seguir, da expressão (4.13) a razão entre as transmitâncias do ozônio fica:

$$\frac{\tau_o(\lambda_1)}{\tau_o(\lambda_2)} = \exp\{O_3 m_o [k_o(\lambda_2) - k_o(\lambda_1)]\} \quad (4.25)$$

Assim, das expressões (4.23), (4.24) e (4.25) obtém-se a expressão para o cálculo de ozônio:

$$O_3 = \frac{1}{m_o[k_o(\lambda_1) - k_o(\lambda_2)]} \cdot \ln \left\{ \frac{I_{o\lambda_2}}{I_{o\lambda_1}} \cdot \frac{\tau_{r\lambda_2}}{\tau_{r\lambda_1}} \cdot \frac{\tau_{a\lambda_2}}{\tau_{a\lambda_1}} \cdot \frac{I(\lambda_1, \theta_z, O_3)}{I(\lambda_2, \theta_z, O_3)} \cdot F(\lambda_1 : \lambda_2, \theta_z, O_3) \right\} \quad (4.26)$$

Como mencionado no início do capítulo, os comprimentos de onda devem ser escolhidos de forma que o ozônio absorve fortemente em um deles e fracamente no outro, como por exemplo $\lambda_1 = 305 \text{ nm}$ e $\lambda_2 = 320 \text{ nm}$. Porém, os coeficientes de absorção do ozônio, as irradiâncias extraterrestres, as distintas transmitâncias, as irradiâncias globais e o fator de correção devem ser os correspondentes a estes comprimentos de onda.

4.2.3 Determinação do Fator de Correção $F(\lambda_1: \lambda_2, \theta_z, O_3)$

A partir das expressões (4.23) e (4.24), o fator de correção fica determinado por:

$$F(\lambda_1 : \lambda_2, \theta_z, O_3) = \frac{I_o(\lambda_1)\tau_r(\lambda_1)\tau_a(\lambda_1)\tau_o(\lambda_1)}{I_o(\lambda_2)\tau_r(\lambda_2)\tau_a(\lambda_2)\tau_o(\lambda_2)} \cdot \frac{I(\lambda_2, \theta_z, O_3)}{I(\lambda_1, \theta_z, O_3)} \quad (4.27)$$

Com o propósito de calcular cada fator de correção, foram feitas 128.261 simulações para o cálculo de cada razão $I(\lambda_2, \theta_z, O_3) / I(\lambda_1, \theta_z, O_3)$ usando o modelo de transferência radiativa STARSCL, e cada transmitância τ_i foi calculada com as expressões apresentadas anteriormente. Foi considerado $\lambda_1 = 305 \text{ nm}$ e $\lambda_2 = 320 \text{ nm}$; uma atmosfera clara ($\alpha = 1,3$ e $\beta = 0,1$); os valores de irradiância extraterrestre foram obtidas do ATLAS3-SUSIM 13 Nov 94, e de Robinson, 1996 (veja Apêndice A) com uma pressão atmosférica média de 1000 Hp e a camada de máxima concentração de ozônio centrada na altura de 20 km; o ozônio variando entre 1590 UD e 400 UD, a cada 1 UD, e o ângulo solar zenital variando entre 29° e 80° , a cada $0,1^\circ$.

Na Tabela 4.2 é mostrada parte da matriz gerada, contendo os fatores que foram calculados como indicado anteriormente.

TABELA 4.2 – FATORES DE CORREÇÃO OBTIDOS POR SIMULAÇÃO, EMPREGANDO O MODELO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA, STARSCI

ASZ	150UD	151UD	152UD		397UD	398UD	399UD	400UD
29.0	0.8880	0.8870	0.8880		0.9550	0.9560	0.9560	0.9560
29.1	0.8860	0.8880	0.8890		0.9550	0.9550	0.9560	0.9560
29.2	0.8870	0.8890	0.8870		0.9550	0.9560	0.9550	0.9560
29.3	0.8870	0.8860	0.8870		0.9550	0.9560	0.9560	0.9560
.								
.								
.								
79.7	0.1890	0.1880	0.1880		0.0170	0.0170	0.0170	0.0160
79.8	0.1840	0.1840	0.1830		0.0160	0.0160	0.0150	0.0150
79.9	0.1790	0.1780	0.1770		0.0150	0.0140	0.0140	0.0140
80.0	0.1760	0.1750	0.1720		0.0130	0.0130	0.0130	0.0130

Observe que a variação do fator de correção é mais acentuada para maiores ângulos solar zenital entanto que a variação em relação ao ozônio é menor. O arquivo que contém a matriz com os fatores foi nomeado como F305_320.dat

Também foi tabelada cada razão $I(\lambda_1, \theta_z, O_3) / I(\lambda_2, \theta_z, O_3)$ e na Tabela 4.2 é mostrada parte da matriz que contém os valores de cada razão, calculada como indicado anteriormente.

Tabela 4.3 – Razões $I(305) / I(320)$ obtidos por simulação, empregando o modelo de transferência radiativa, STARSCI

ASZ	150UD	151UD		399UD	400UD
29.0	0.37709E+00	0.37543E+00		0.11664E+00	0.11613E+00
29.1	0.37677E+00	0.37494E+00		0.11646E+00	0.11590E+00
.					
.					
.					
79.8	0.66837E-01	0.65913E-01		0.55602E-02	0.55258E-02
79.9	0.66250E-01	0.65311E-01		0.55795E-02	0.55454E-02
80.0	0.65646E-01	0.64731E-01		0.56062E-02	0.55675E-02

Observe nesta tabela a grande variação que produz tanto a variação do ozônio como o ângulo solar zenital, no valor dos respectivos coeficientes. Isto mostra que

uma resolução menor que a utilizada, incrementará os erros na determinação do ozônio. Na elaboração desta matriz, também foram feitas 128.261 simulações para obter o valor de cada razão e o arquivo que contém esta matriz foi nomeado como R305_320.dat. Similarmente, foi determinada cada razão $R(\lambda_1:\lambda_2, \theta_z, O_3)$ variando λ_1 entre 290 nm e 320 nm ($\lambda_1 \neq 305\text{nm}$), a cada 1 nm, com $\lambda_2 = 320$ nm, resultando no total 26 matrizes de 511x251 elementos cada uma e um total de 3.334.786 simulações.

Elaboradas as matrizes correspondentes às razões e conhecido o valor das irradiâncias globais em 305 nm e 320 nm, se está em condições de determinar o valor de ozônio e reconstituir o espectro UV-B. Na Figura 4.1 é mostrado o fluxograma do programa computacional, desenvolvido para este propósito.

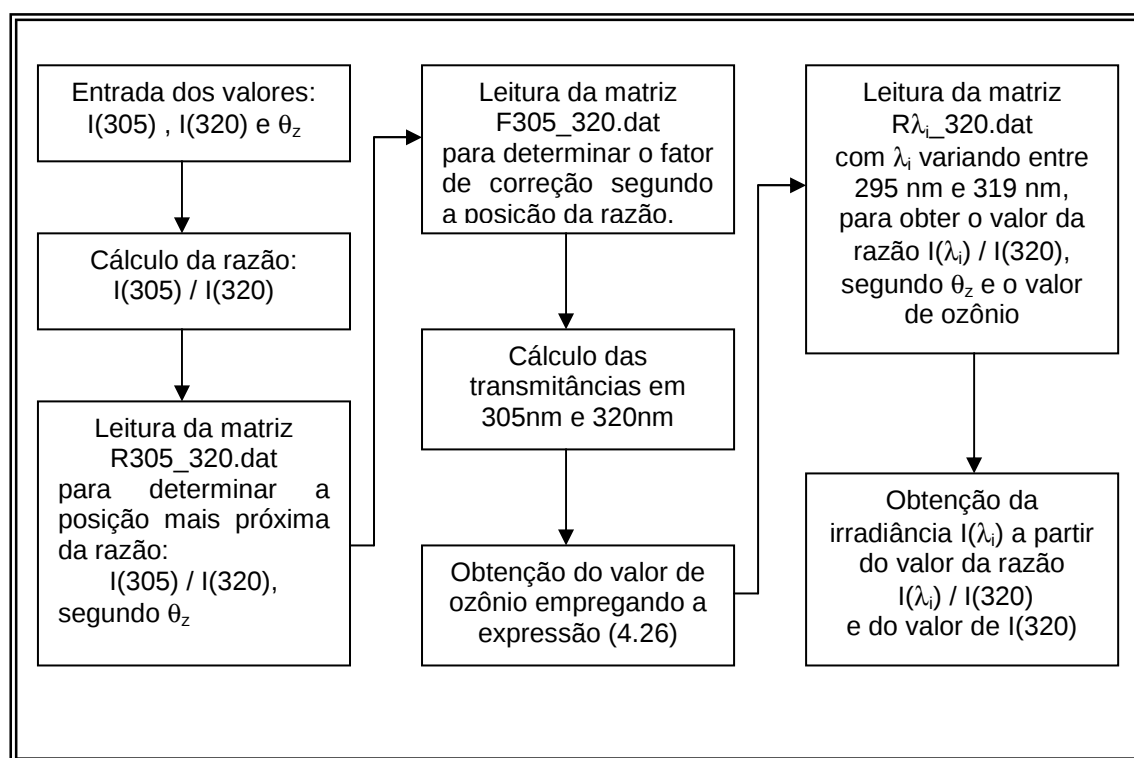


Fig. 4.1 – Fluxograma do programa computacional na determinação do ozônio e do espectro de irradiância UV-B.

CAPÍTULO 5

APLICAÇÕES DA METODOLOGIA PROPOSTA, COMPARAÇÕES, E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1 Introdução

Para mostrar algumas aplicações da metodologia proposta, foram selecionados alguns dias do ano 1999 para fazer um estudo de casos que considera variação sazonal (dia do ano), do ângulo solar de zênite (variação diária), da coluna de ozônio e diferentes condições de céu. Neste último caso, foram usadas medidas de irradiância obtidas em 380 nm, coletados com o mesmo radiômetro GUV na localidade de Punta Arenas, Chile, em aqueles dias selecionados. Este comprimento de onda apresenta sensibilidade a nuvens e aerossóis, desta forma, serve para estabelecer a condição do céu durante a medição.

Na Figura 5.1, os gráficos A até E mostram os diferentes espectros de irradiância em 380 nm, obtidos com o GUV na localidade de Punta Arenas nos dias de 1999 considerados para o estudo de caso. Nesses gráficos se observa a grande variação na irradiância diária por causa das nuvens. Nos gráficos B e D é mostrado o comportamento tipo Gaussiano, típico para um dia claro, e o gráfico C mostra um dia no qual parte da manhã esta clara e à tarde com nuvens.

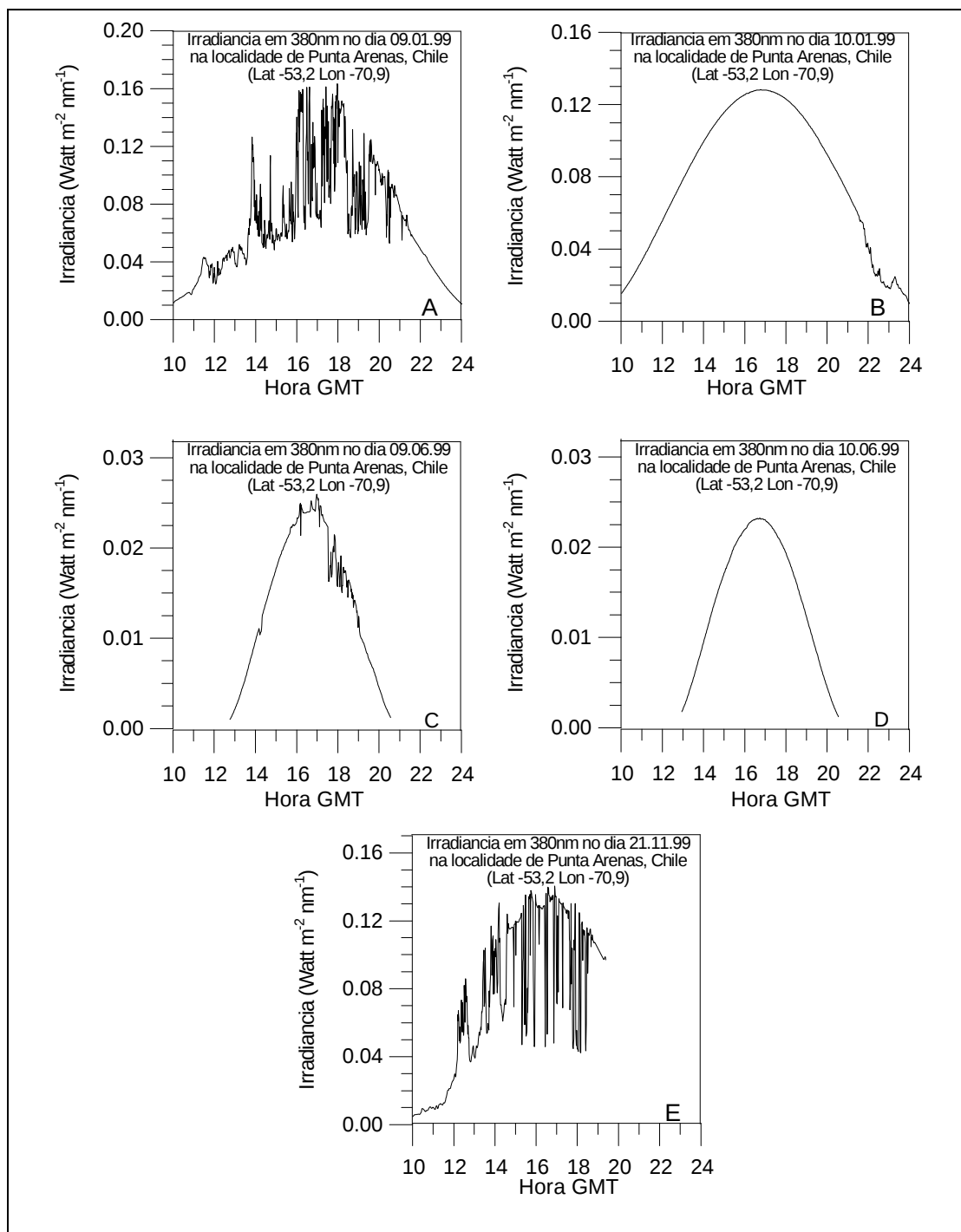


Fig. 5.1 - Irradiância em 380 nm em dias de 1999 na localidade de Punta Arenas, Chile, sob diferentes condições de céu e camada de ozônio.

5. 2 Determinação do Ozônio

Como mencionado em capítulos anteriores, o ozônio é um dos gases que atenuam fortemente a radiação UV-B que atinge a superfície terrestre e, portanto, regula a intensidade da irradiância espectral. No capítulo anterior foi descrita a metodologia para determinar o total de ozônio, isto é, o ozônio contido numa coluna na atmosfera terrestre. Esta expressão não permite determinar a distribuição vertical ou horizontal do ozônio e é restrita à localidade para a qual têm-se as medidas de irradiância global em dois comprimentos de onda: um no qual o ozônio absorve fortemente e outro no qual absorve debilmente.

Na Figura 5.2 é mostrado o resultado das medidas de ozônio obtidas com o Brewer (no modo *ds*, *direct sun*), as do TOMS, e as obtidas com a metodologia proposta, usando dados de irradiância global em 305 nm e 320 nm coletados com o GUV. Os resultados correspondem ao dia 009 de 1999, considerados no estudo de caso, entanto que na Tabela 5.1 estão resumidos os resultados obtidos na determinação da quantidade de ozônio nos cinco dias considerados no estudo de caso.

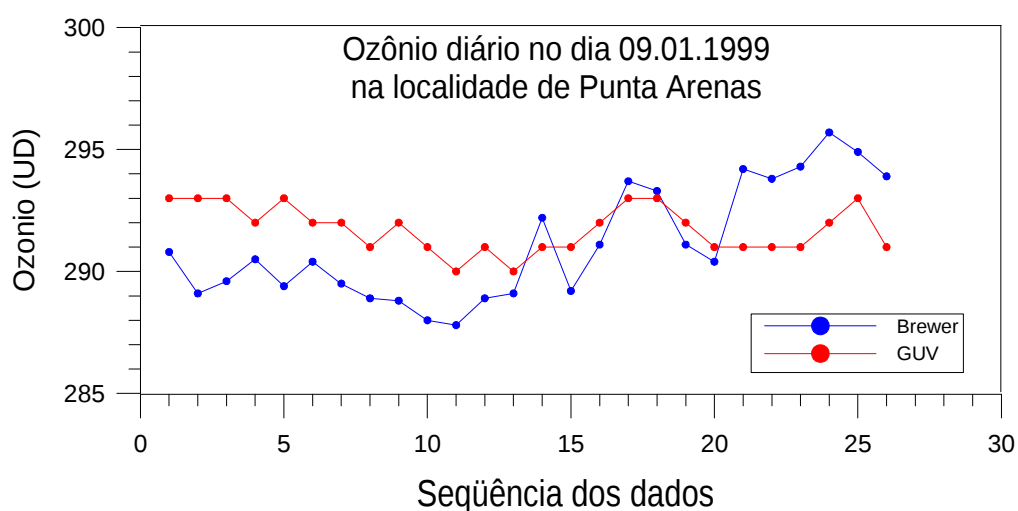


Fig. 5.2 – Comparação do ozônio diário medido pelo Brewer e o determinado com a metodologia aplicada ao GUV, no dia 09 de Janeiro de 1999.

Nesta figura, os resultados correspondem às medidas diárias (pontos e linhas) e, na tabela, os resultados correspondem ao valor médio diário da quantidade de ozônio e o desvio padrão correspondente. No caso das medidas do TOMS, só tem-se o valor médio diário. Para este dia, foi registrado um total de 26 dados bons de ozônio obtidos com o Brewer e, nos mesmos horários, foram determinados os valores de ozônio a partir dos dados de irradiância do GUV. Veja na figura que o desvio nos valores de ozônio medido pelo Brewer é maior ao dos valores “obtidos com o GUV”.

Tabela 5.1 - Comparação das medidas de ozônio obtidas mediante diferentes instrumentos, para diferentes condições de céu.

Dia	Data	Condição do céu	Ozônio (UD)			Variação %
			Brewer	TOMS	GUV	
009	09.01.99	Coberto	273,0±2,5	297	277±4	1,4
010	10.01.99	Claro	291,4±2,7	291	290±1	-0,5
151	31.05.99	Coberto	347,8±1,9	269	346±4	-0,5
152	01.06.99	Claro	330,8±0,9	335	332±2	0,4
325	21.11.99	Coberto	205,5±7,8	221	203±11	-1,2

Os resultados mostram um bom desempenho da metodologia proposta aplicando dados de irradiância global do GUV na determinação do ozônio, em relação ao Brewer, considerado este último de alta precisão na determinação da quantidade de ozônio. Veja na tabela que no caso de céus cobertos, a metodologia proposta apresenta melhores resultados que os do TOMS. Neste estudo de caso, o valor médio do ozônio determinado com a metodologia proposta, aplicada aos dados de irradiância do GUV, tem variação percentual absoluta igual ou menor que ± 1.4 % em relação ao Brewer.

Numa outra comparação, foi determinada a quantidade de ozônio a cada 5 dias do ano 1999 na localidade de Punta Arenas. Os resultados são mostrados na Figura 5.3.

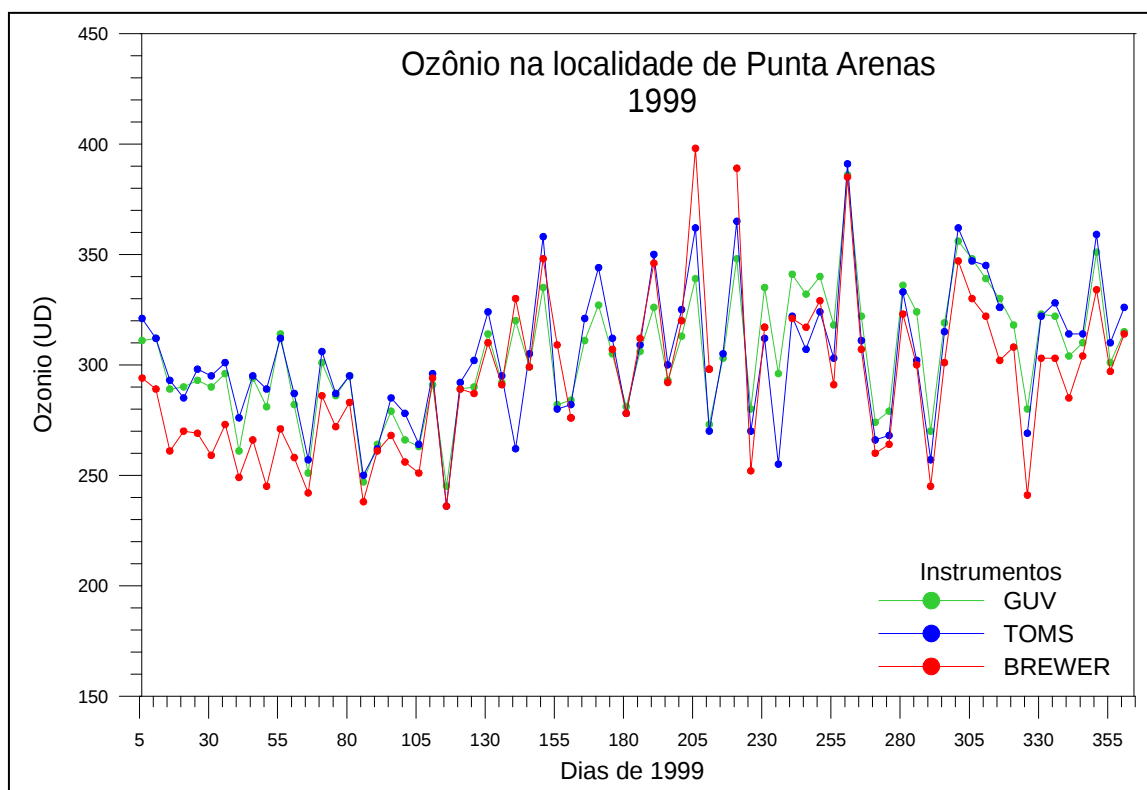


Fig. 5.3 - Ozônio na localidade de Punta Arenas no ano 1999, obtido com o espectrofotômetro Brewer (linha e pontos vermelhos), O TOMS (linha e pontos azuis) e o modelo aplicado ao GUVP (linha e pontos verdes).

Nesta figura observa-se que os valores de ozônio determinados pela metodologia aplicada aos dados de irradiância do GUVP, apresentam boa concordância em relação ao Brewer e ao TOMS. Na maioria dos casos, os valores determinados com os dados do GUVP, acham-se entre os valores do Brewer e do TOMS e na Figura 5.4 é mostrado um gráfico de frequências no qual se observa que a maioria dos dados (87%) apresenta um erro menor que 10%, em relação ao valor medido pelo Brewer.

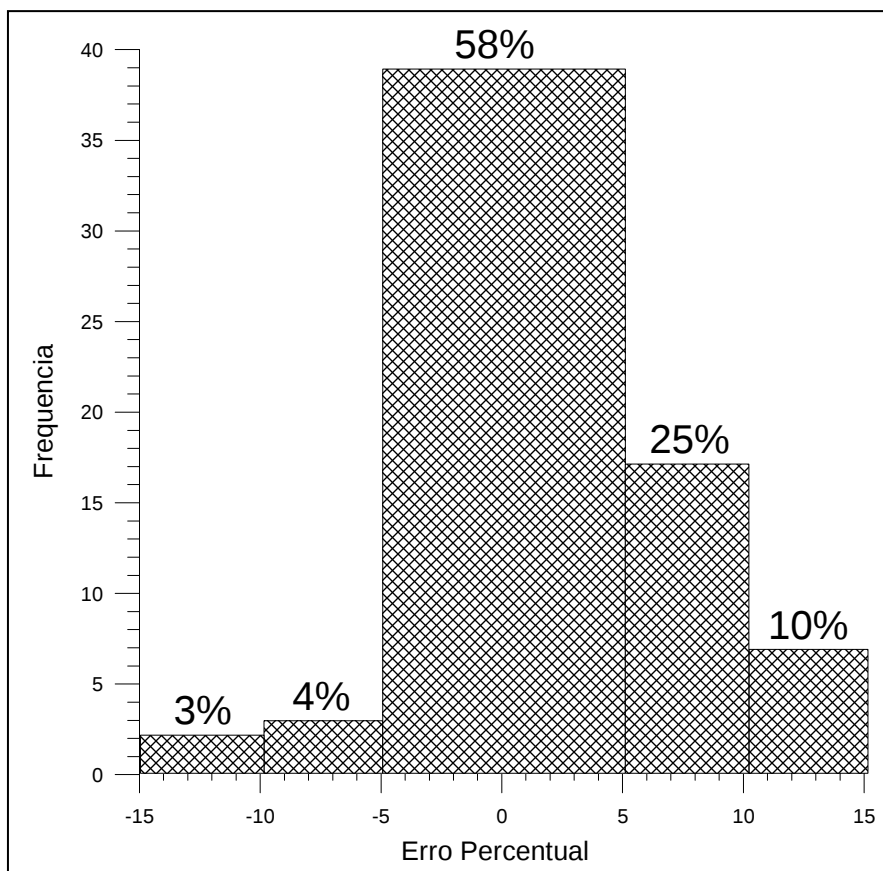


Fig. 5.4 - Gráfico de freqüências do erro percentual no valor do ozônio determinado com o modelo em relação ao valor medido pelo Brewer.

5.3 Reconstituição do espectro UV-B

No caso da reconstituição do espectro UV-B, nas Figuras 5.5 até 5.9 se apresenta os resultados obtidos na determinação da irradiância espectral, isto é, a irradiância global em comprimentos de onda entre 295 nm e 320 nm, a cada 1 nm, em dois horários diferentes (dois ângulos solar zenital diferentes: um perto do meio-dia e outro antes ou após do meio-dia) para cada dia considerado no estudo de caso. Cada espectro foi determinado, como explicado no capítulo anterior, através de um programa desenvolvido para esta finalidade.

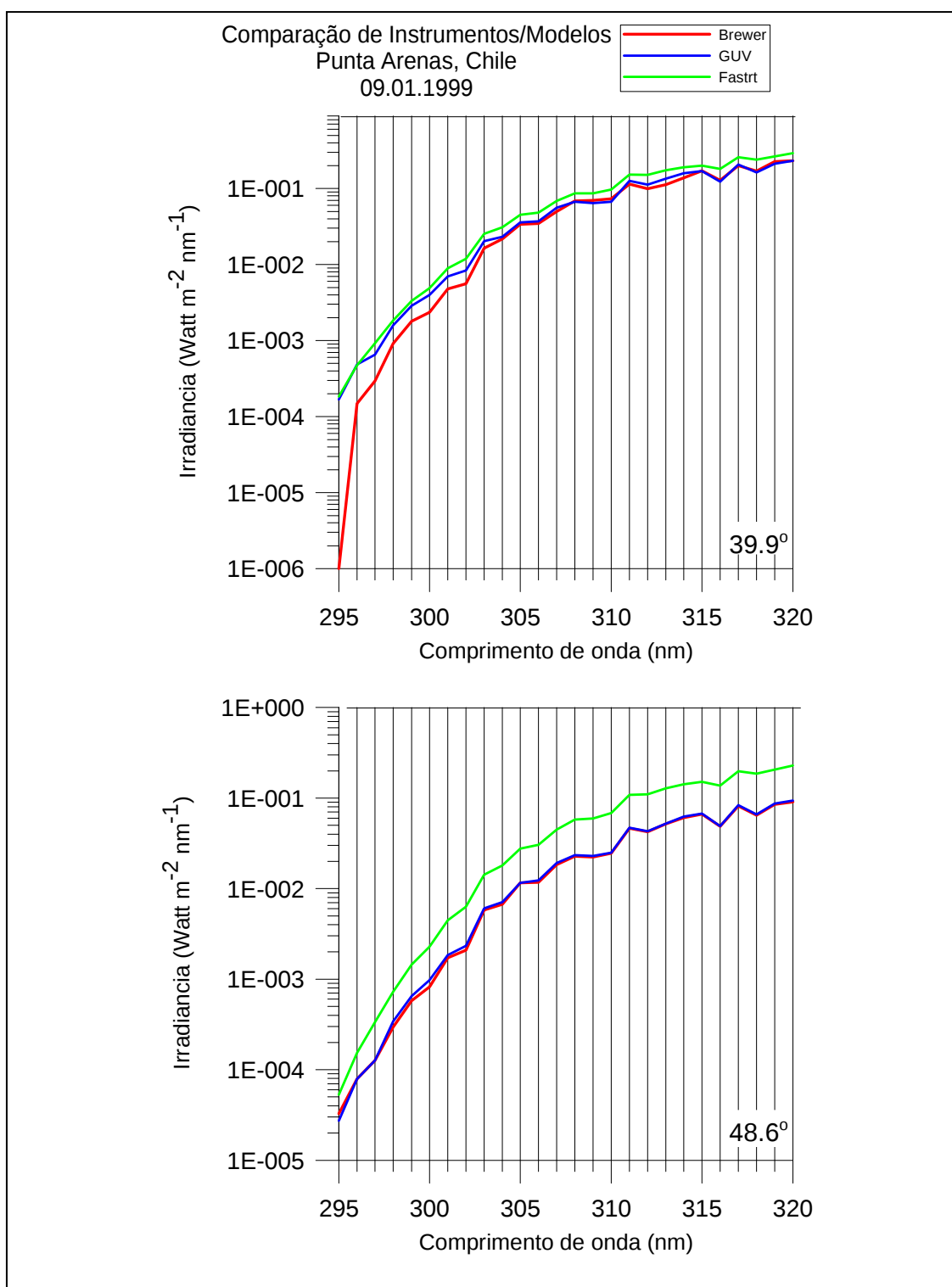


Fig. 5.5 - Irradiância espectral no dia 09.01.99, na localidade de Punta Arenas, Chile, em dois ângulos solares de zênite: 39,9° e 48,6°, em condição de céu encoberto e coluna de ozônio de 273 UD.

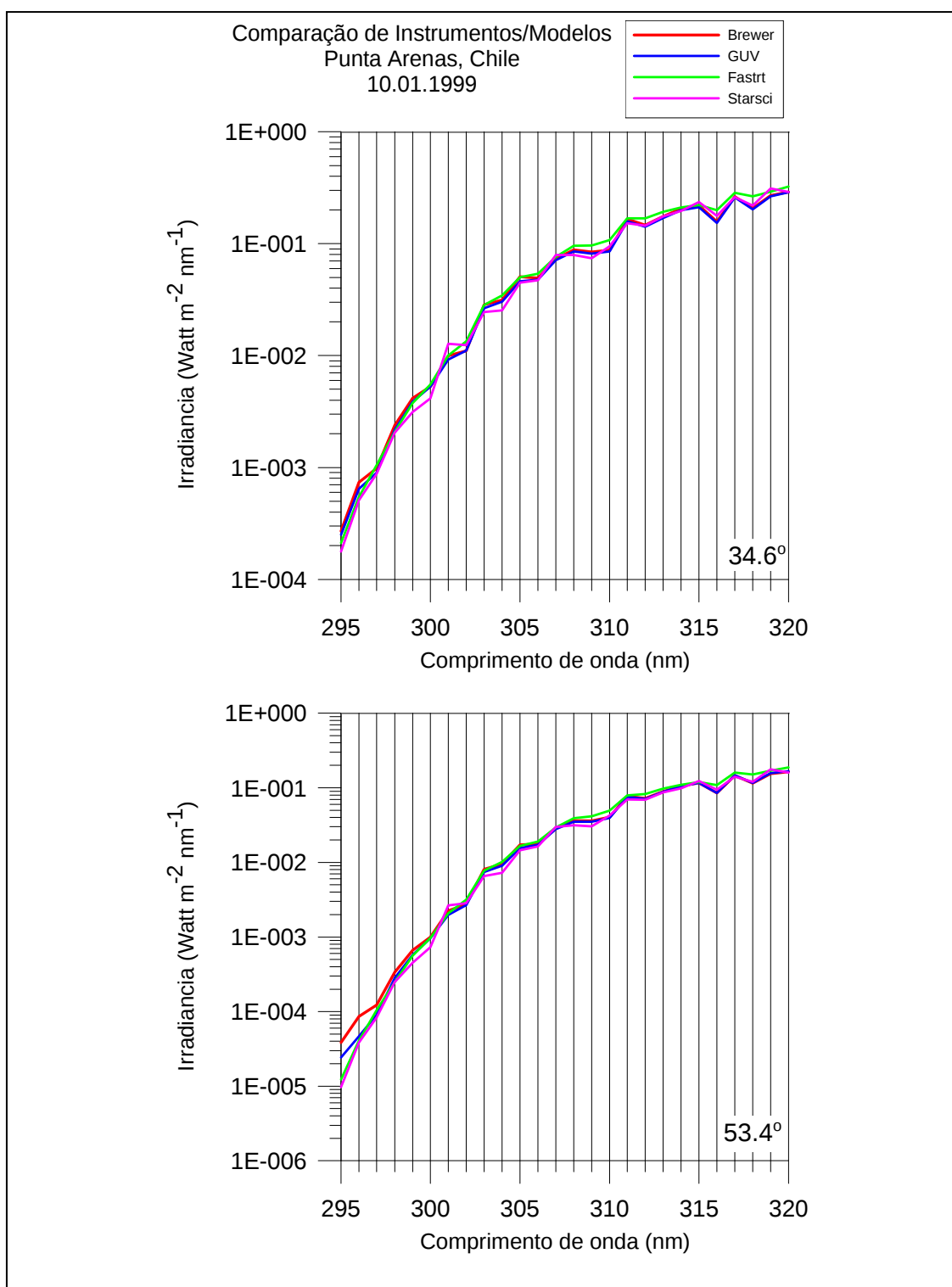


Fig. 5.6 - Irradiância espectral no dia 10.01.99, na localidade de Punta Arenas, Chile, em dois ângulos solares de zênite: 34,6° e 53,4°, em condição de céu claro e coluna de ozônio de 291 UD.

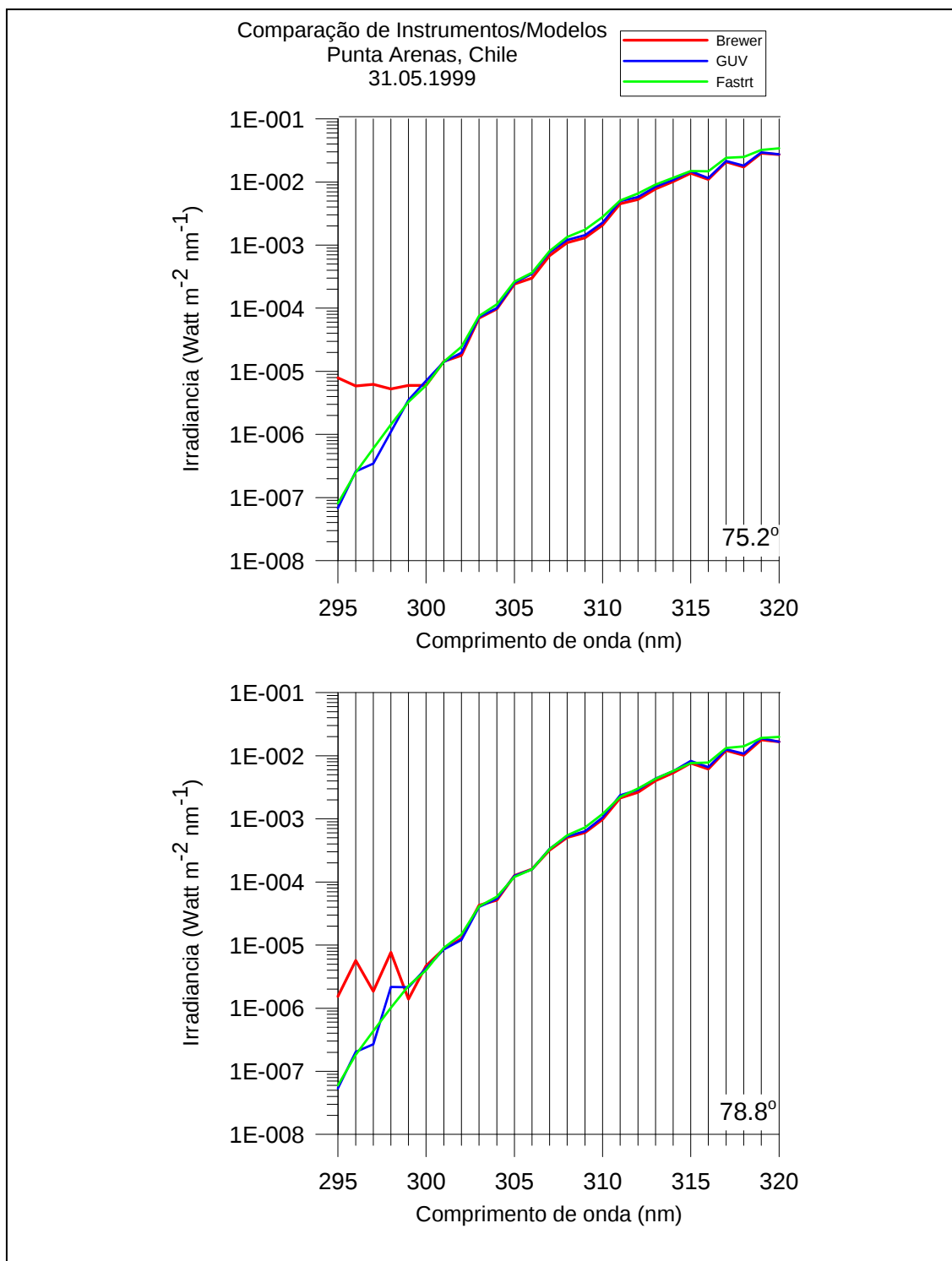


Fig. 5.7 - Irradiância espectral no dia 31.05.99, na localidade de Punta Arenas, Chile, em dois ângulos solares de zênite: $75,2^\circ$ e $78,8^\circ$, em condição de céu encoberto e coluna de ozônio de 348 UD.

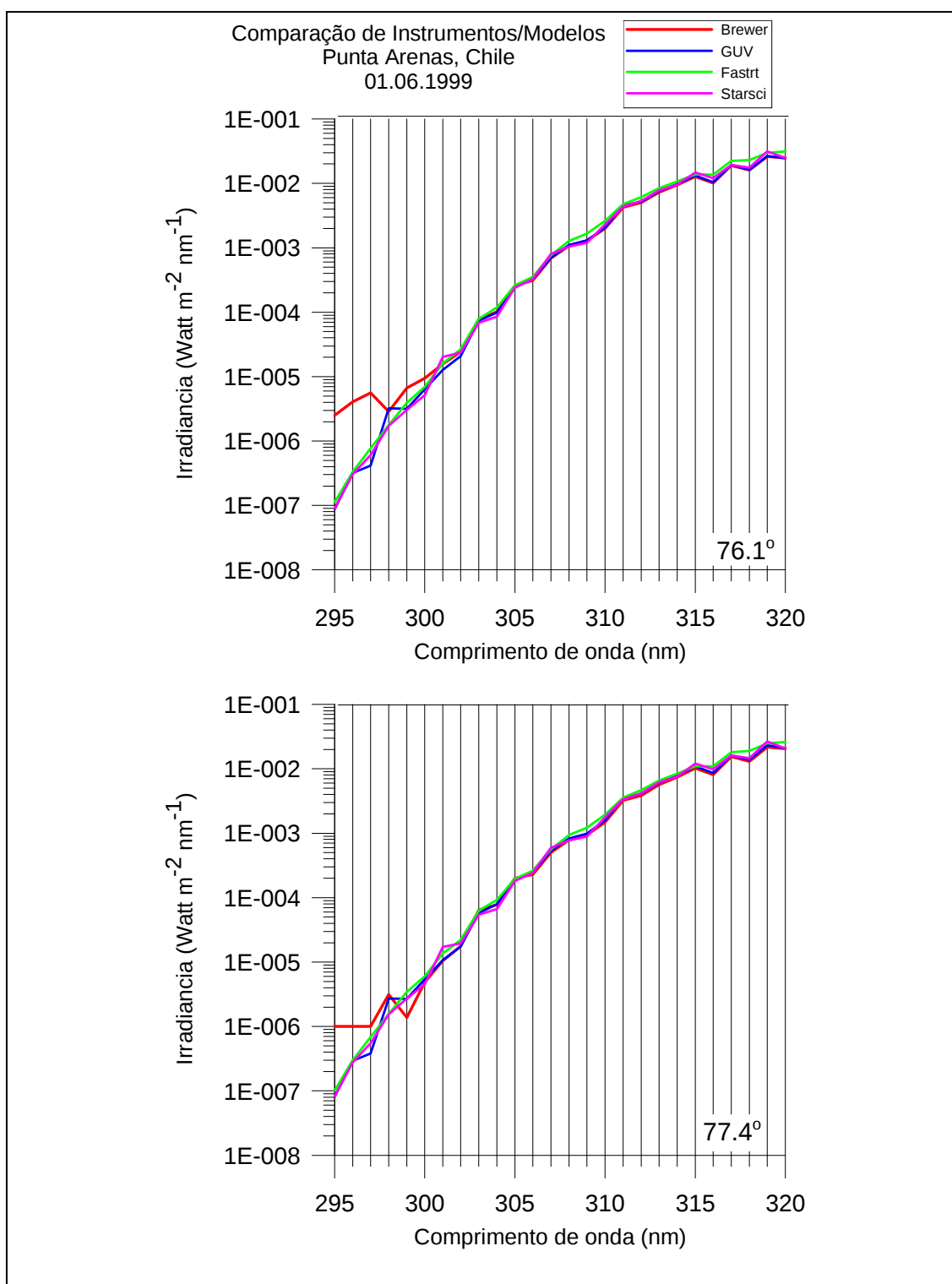


Fig. 5.8 - Irradiância espectral no dia 01.06.99, na localidade de Punta Arenas, Chile, em dois ângulos solares de zênite: 76,1° e 77,4°, em condição de céu claro e coluna de ozônio de 331 UD.

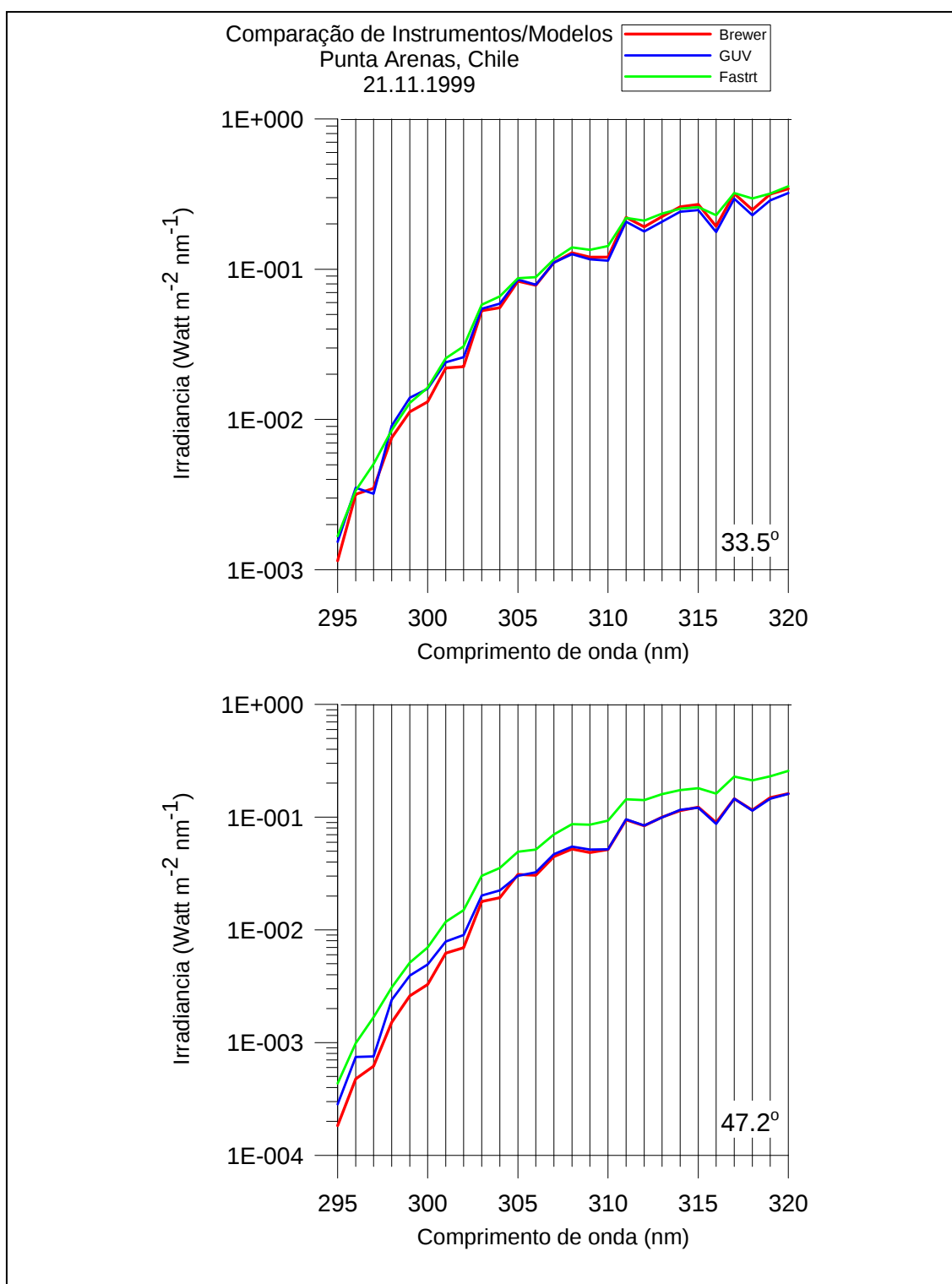


Fig. 5.9 - Irradiância espectral no dia 21.11.99, na localidade de Punta Arenas, Chile, em dois ângulos solares de zênite: 33,5° e 47,2°, em condição de céu encoberto e buraco de ozônio sobre a região (206 UD).

Em cada figura são mostrados os espectros de irradiância global para dois ângulos solar zenital: os obtidos mediante o espectrofotômetro Brewer; os determinados a partir dos dados de irradiância global, obtidos com o radiômetro GUV, e os espectros obtidos mediante modelos de transferência radiativa (STARSCI e FASTRT). Nos casos de céu encoberto, somente se empregou o modelo FASTRT, porque não estavam disponíveis dados de entrada para o modelo STARSCI.

Em geral se observa uma boa correspondência entre os resultados obtidos com a metodologia proposta (aplicada aos dados de irradiância global em 305 nm e 320 nm, obtidos com o GUV), quando comparados com os obtidos mediante os modelos FASTRT e STARSCI, como também com o Brewer.

No caso da Figura 5.5, o espectro no ângulo solar de zênite de $39,9^\circ$ mostra que o Brewer apresenta valores de irradiância decrescentes para comprimentos de onda menores do que 304 nm, enquanto que o modelo FASTRT e o GUV apresentam comportamentos distintos do Brewer, mas similares entre si. Este fato será descrito posteriormente. No caso do ângulo solar de zênite de $48,6^\circ$, os resultados da aplicação da metodologia aos dados do GUV, apresentam uma boa correspondência com o Brewer.

Na Figura 5.6, a similaridade entre ambos casos é muito boa, comparando metodologia aplicada ao GUV e o Brewer. Já na Figura 5.7, observa-se que o Brewer apresenta uma deficiência (que será descrita posteriormente) quando a camada de ozônio é grande; o mesmo efeito é observado na Figura 5.8. No caso da Figura 5.9, o valor de ozônio é baixo (buraco de ozônio) e a condição do céu produz o mesmo problema que na Figura 5.5, no ângulo solar de zênite de $39,9^\circ$.

Uma análise estatística simples foi feita para estabelecer o desempenho da metodologia proposta na reconstituição do espectro UV-B, comparando os resultados obtidos com a metodologia proposta com os obtidos pelo

espectrofotômetro Brewer, nos dias indicados anteriormente no estudo de casos. Para este propósito, foi calculado o RMSE (Root Mean Square Error) e o coeficiente de correlação CC (Correlation Coefficient), concentrando os dados em duas faixas de comprimentos de onda: a faixa F1, onde $295 \text{ nm} \leq \lambda \leq 300 \text{ nm}$ e a faixa F2, onde $300 \text{ nm} < \lambda \leq 320 \text{ nm}$. Os valores dos parâmetros respectivos são apresentados na Tabela 5.2.

vTabela 5.2 - parâmetros rmse e cc para as duas faixas de comprimentos de onda do UV-B: F1 ($295\text{NM} \leq \lambda \leq 300\text{NM}$) E F2 ($300\text{NM} < \lambda \leq 320\text{NM}$).

Faixa	RMSE ($\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$)	CC
F1	0,005	0,982
F2	0,0005	0,996

Dos dados desta tabela conclue-se que a faixa F1, de menores comprimentos de onda, apresenta também menor correlação do que a faixa F2, porquanto o valor do RMSE de F1 é maior que o valor para F2 (o ideal é zero) e o valor do parâmetro CC de F1 está mais afastado do valor ideal (igual a 1). Cabe esclarecer que estes valores correspondem à comparação de dados de irradiância espectral nos dias considerados nos estudos de casos, nos quais há distintas condições de céu, de ozônio, do ângulo solar de zênite e variações sazonais. O razão da escolha destas faixas de comprimentos de onda e a explicação dos resultados será feita posteriormente na discussão dos resultados.

5.4 Aplicações em Estudos Biológicos

No caso de estudos biológicos, o interesse é a irradiância espectral UV-B ponderada com algum espectro de ação biológica específica. Um exemplo é o efeito da radiação UV-B na pele humana, que leva a formação do eritema. Neste

caso, o espectro de ação usado comumente é o espectro de indução de eritema IEC (International Electrotechnical Commission), o qual, conforme descrito por Dahlback et al (1989), pode ser expresso por:

$$\begin{aligned} S(\lambda) &= 1 & , & \lambda \leq 298 \text{ nm} \\ S(\lambda) &= \exp\{0,2164(298 - \lambda)\} & , & 298 \text{ nm} < \lambda \leq 328 \text{ nm} \\ S(\lambda) &= \exp\{0,0345(139 - \lambda)\} & , & 328 \text{ nm} < \lambda \leq 400 \text{ nm} \end{aligned} \quad (5.1)$$

Usando o espectro mencionado anteriormente, com a expressão (2.22), foi calculada a dose de eritema a partir dos dados de irradiância espectral obtidos a partir da metodologia aplicada aos dados do GUV e comparada com a obtida com o Brewer, nos mesmos dias e ângulos solar zenital considerados anteriormente no estudo de casos, para a integração no tempo de 1 minuto. Os resultados são apresentados na Figura 5.10 a qual mostra, na parte superior, a dose de eritema calculada para um tempo de integração de 1 minuto a partir dos espectros de irradiâncias obtidos a partir dos dados do GUV e os obtidos com o Brewer, nos dias indicados na tabela no lado direito da figura. A linha preta corresponde ao erro percentual em relação ao Brewer.

Nesta figura se observa uma boa concordância entre os valores das doses determinadas com dados do Brewer e os obtidos a partir da metodologia aplicada aos dados do GUV. Para este estudo de caso, o erro absoluto percentual máximo não é maior de 13%.

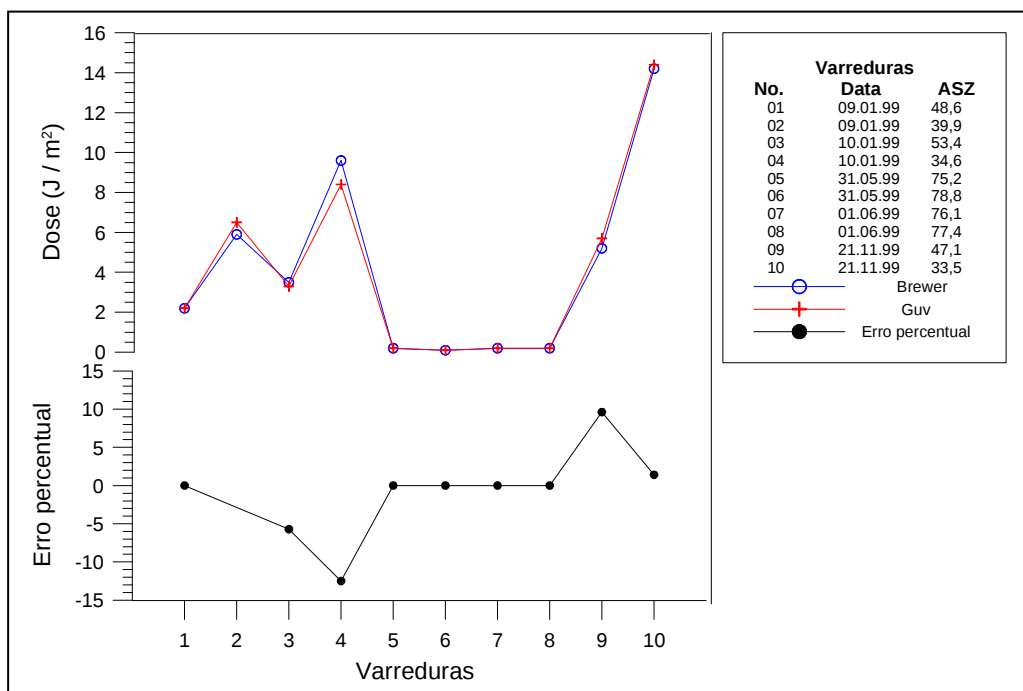


Fig. 5.10 - Dose de eritema determinada para um tempo de exposição de 1 minuto, em diferentes dias e ângulos solar de zênite, no ano 1999 na localidade de Punta Arenas.

5.5 Discussão dos Resultados Obtidos

Uma grande dificuldade se apresenta quando são comparados os dados das irradiâncias obtidas por dois instrumentos diferentes. Os instrumentos em si possuem características próprias o que torna difícil estabelecer qual medida é a certa. Um terceiro instrumento ajudaria na aceitação de uma das medidas, mas, contudo, este também apresentará alguma dúvida em sua medição.

É justamente o que acontece na comparação dos resultados obtidos anteriormente, para o qual se tem adotado ao Brewer como instrumento padrão. O Brewer, ainda que seja considerado um excelente instrumento de superfície para medir tanto o ozônio como a irradiância global na faixa UV-B, também apresenta características importantes a serem consideradas. Quando a camada de ozônio é grande, a contagem de fótons em baixos comprimentos de onda é

muito baixa e se mistura com o ruído, produzindo uma falsa leitura. Este problema é conhecido como o “Street Light” no instrumento e nada mais é do que uma queda na relação sinal-ruído do sistema. Isto é mostrado nas Figuras 5.7 e 5.8. nas quais se observa que em baixos comprimentos de onda o modelo proposto segue o comportamento dos outros modelos (STARSCI e/ou FASTRT), enquanto que o Brewer mostra valores errados, sem consistência física. O anteriormente exposto também explica os resultados obtidos no cálculo do RMSE e do CC ao considerar as faixas F1 e F2.

Num outro aspecto, quando o Brewer faz uma medida de irradiância espectral, emprega aproximadamente 7 minutos em toda a abrangência do espectro analisado e o valor da irradiância para cada comprimento de onda é o valor médio na leitura de ida com a leitura de volta. Por sua vez, o tempo transcorrido entre a leitura de ida em 290 nm e a leitura de volta no mesmo comprimento de onda é maior que o tempo transcorrido para os demais comprimentos de onda, sendo o menor tempo para o caso de 325 nm. No caso de céu com nuvens espalhadas, isto provoca variações sensíveis entre as leituras de ida e volta e, por consequência, no valor real da irradiância espectral. Além do que foi exposto anteriormente, o horário da medida é determinado pelo tempo médio entre o início da leitura e o término da mesma, no processo de varredura. Assim, o ângulo solar de zênite não é exatamente aquele que corresponde no momento da medida e, no caso de altas latitudes, o ângulo solar de zênite varia de forma considerável num intervalo de tempo de poucos minutos.

Em relação ao instrumento GUV, este apresenta também dificuldades com a sua calibração. Como este instrumento possui 4 canais de leitura, independentes entre si, é necessário calibrar por separado cada canal. Deste modo, cada canal apresentará uma degradação diferente no tempo. O instrumento GUV utilizado neste estudo, baseado na localidade de Punta Arenas, foi calibrado por intercomparação com outro instrumento similar, padronizado, no final do ano 1997. As constantes de calibração obtidas nessa oportunidade foram re-

calculadas com dados do Brewer em 1998, para padronizar o GUV com o Brewer, como explicado no apêndice A. Estas mesmas constantes foram usadas para comparar dados no ano 1999, porém, não foi considerada a variação nas constantes de calibração neste período, provocando erros nos resultados obtidos.

Em relação ao método proposto neste trabalho para obter a quantidade de ozônio e a forma usada por Stamnes et al. (1991), isto é, derivação do ozônio total usando medidas de irradiância global em 305 nm e 340 nm, uma grande dificuldade se apresenta no caso de fazer comparações. No caso da forma utilizada por Stamnes et al. (1991) implica conhecer a irradiância global em 340 nm obtidas pelo GUV. Infelizmente, não é possível contar com a constante de calibração nesse comprimento de onda no ano 1998 e, como colocado no Capítulo 3 e no Apêndice A, foi necessário re-calcular as constantes de calibração no ano 1998, através de uma padronização com o Brewer, mas este instrumento não mede a irradiância em 340nm porquanto as medidas são limitadas à faixa do UV-B. Fazer uma comparação com dados do ano 1999 usando a calibração última para este canal (feita no ano 1997) implicará em erros devido à calibração impedindo concluir em relação as melhorias que pode ter o método proposto frente à utilizada por Stamnes et al., 1991. Num outro aspecto, neste trabalho tem-se escolhido o modelo STARSCI para elaborar a matriz com as razões, no caso, $I(305)/I(320)$, entanto que Stamnes et al., 1991 usaram o método discreto ordinário (DISORT) desenvolvido por Stamnes et al. (1988), o qual foi posteriormente modificado por Dahlback e Stamnes, (1991) usando um modelo de atmosfera esférica no lugar da atmosfera estratificada em camadas paralelas que usaram inicialmente. Com isto, o modelo inicial não é mais disponível o que impede qualquer comparação.

Outro aspecto a ser considerado nos resultados obtidos com a metodologia proposta é a dependência dos resultados (elaboração das diferentes matrizes das razões e dos fatores de correção) de outro modelo que apresenta suas próprias características e que, por sua vez, é limitado a certas condições gerais

da atmosfera, não respondendo eficientemente a cada situação atmosférica. Assim, por exemplo, adotaram-se valores médios para a altura da camada de ozônio na localidade de Punta Arenas e um perfil médio de distribuição vertical assim como parâmetros médios para cálculo de espessura óptica da atmosfera, etc. Contudo, fazendo ajustes apropriados com dados de superfície, é possível adaptar a metodologia proposta às necessidades específicas, como neste caso, em estudos biológicos. Isso resulta em um bom e eficaz método para determinar o valor total do ozônio, reconstituir o espectro de UV-B e determinar a dose de eritema a partir das medidas de irradiância global em 305 nm e 320 nm do GUV.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Usando medidas de irradiância global em 305nm e 320nm, obtidas no ano 1999 com um radiômetro GUV baseado na cidade de Punta Arenas, foi determinada a concentração de ozônio, reconstituído o espectro UV-B e calculada a dose de eritema em dias de 1999 que apresentaram diferentes condições de céu, ângulo solar zenital e quantidade de ozônio.

Os resultados mostram um bom desempenho do método proposto apresentando boa correspondência com os dados obtidos com o espectrofotômetro Brewer, instrumento considerado padrão neste estudo. A comparação dos resultados mostra que na determinação da quantidade de ozônio no ano 1999, o erro percentual, na maioria dos casos, não é superior ao 10%. O erro neste caso pode ser por causa da calibração do instrumento GUV, ao considerar as mesmas constantes de calibração do ano 1998.

No caso da reconstituição do espectro de UV-B, a comparação mostra que o método apresenta melhor correspondência na faixa de comprimentos de onda entre 300 nm e 320 nm, quando comparado com o Brewer. O cálculo do parâmetro RMSE para esta faixa de comprimentos de onda resultou no valor $5 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$ enquanto que na faixa 295 nm até 300 nm o valor deste parâmetro foi dez vezes menor, $5 \times 10^{-3} \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$. Também foi calculado o coeficiente de correlação CC, resultando em 0,996 para o primeiro caso e 0,982 para o segundo. Estes valores correspondem a um estudo de casos, em dias de 1999 que apresentaram distintas condições de céu, ângulo solar zenital e camada de ozônio, dada a impossibilidade temporal de realizar essa avaliação para todos os dias do ano 1999.

Na determinação da dose de eritema, observa-se também uma boa concordância entre os valores das doses determinadas com dados do Brewer e os obtidos a

partir do método aplicado aos dados do GUV. O estudo de casos apresenta erro absoluto percentual máximo não maior a 13%.

Os erros determinados nas diferentes comparações podem ser atribuídos às calibrações dos instrumentos e aos princípios de medição de cada um deles, principalmente em relação aos horários envolvidos nas medições.

Como se trata de um método semi-empírico, a sua aplicação está restrita à localidade para a qual foi desenvolvido, no caso, o extremo Sul da América do Sul. Isso devido a que as matrizes geradas para a determinação da quantidade de ozônio foram obtidas a partir dos parâmetros atmosféricos locais, em Punta Arenas. Porém, a aplicabilidade deste modelo a uma outra localidade é, em princípio, possível e pode ser feita mediante o re-cálculo de cada matriz, a partir das informações locais requeridas; a distribuição vertical média da camada de ozônio, a pressão atmosférica média e dados de irradiância global, que permitam “calibrar” o modelo para essa localidade. Além do anteriormente exposto, a aplicação do modelo requer a informação da irradiância global em dois comprimentos de onda do UV-B: o primeiro no qual o ozônio absorve fortemente, e o segundo no qual ocorre apenas uma fraca absorção da radiação por conta deste gás.

Também deve ser considerado que a faixa de comprimentos de onda no qual está aplicado o método é a do UV-B, portanto o princípio aplicado no desenvolvimento teórico-experimental é que, nesta faixa de comprimentos de onda, as nuvens e os aerossóis atenuam/espalham de igual forma a radiação proveniente do sol, característica que não vale para outras faixas do espectro como, por exemplo, para a faixa do visível.

O método proposto pode ser aperfeiçoado usando medidas de irradiância direta na elaboração das matrizes empregadas para determinar a camada de ozônio e reconstituição do espectro do UV-B. Isto pode ser feito usando uma banda de

escurecimento acoplada ao instrumento GUV, de modo de obter a irradiância difusa e, com esta informação, inferir a irradiância direta. Assim, mediante repetidas medições de irradiância direta, não será necessária a informação da irradiância no topo da atmosfera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDERSON, G. P.; CLOUGH, S. A.; KNEIZYS, F. X.; CHETWYND, J. H.; SHETTLE, E. P. **AFGL atmospheric constituent profiles (0-120km)**. Hascom Air Force Base, Mass: Air Force Geophys. Lab., 1986. (Tech. Rep. AFGL-TR-86-0110).

ANDREWS D.G.; HOLTON J. R.; LEOVY C. B. **Middle atmosphere dynamics**. Acad. Press, 1987.

ÅNGSTRÖM, A. The parameters of atmospheric turbidity. **Tellus**, v. 16, n. 1, p. 64-75, 1964.

BASS, A.M.; PAUR, R.J. **The ultraviolet cross-sections of ozone: I. the measurements in atmospheric ozone** (Ed. C.S. Zerefos and A. Ghazi), Reidel, Dordrecht, Boston, Lancaster, pp. 606-610, 1984.

BIRD, R.; HULSTROM, A.; KLIMAN, L., A. W.; ELDERING, G. Solar spectral measurements in the terrestrial environment. **Appl. Opt.**, v. 21, p. 1430-1434, 1982.

BIRD, R.; RIORDAN, C. Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres. **J. Climate Appl. Meteor.**, v. 25, p. 87-97, 1986.

BITTAR, A.; Mckenzie, R. L. Spectral ultraviolet intensity measurements at 45° S, 1980 and 1988. **J. Geophys. Res.**, v. 95, p. 5597-5603, 1990.

BLUMTHALER, M.; AMBACH, W. Indication of increasing solar ultraviolet-B radiation flux in alpine regions. **Science**, v. 248, p. 206-208, 1990.

BLUMTHALER, M. Solar UV measurements. In: TEVINI, M. (ed.). **UV-B radiation and ozone depletion: effects on humans, animals, plants, microorganisms, and materials**. Boca Raton, Florida: Lewis, 1993. p. 71-94.

BOJKOV, R. D.; VITALI E. F; DIAZ, S. B. The relationship between solar UV irradiance and total ozone from observations over southern Argentina, **Geophys. Res. Lett.**, v. 22, p. 1249-1252, 1995.

BRINE, D. T.; IQBAL, M. Diffuse and global solar spectral irradiance under cloudless skies. **Sol. Energy**, v. 30, n. 5, p. 447-453, 1983.

BRÜHL, C.; CRUTZEN, P.J. On the disproportionate role of tropospheric ozone as a filter against solar UV-radiation, **Geophys.Res.Lett**, v. 16, n. 7, p. 703-06, 1989.

CACHO, J. El ozono atmosférico y el agujero Antártico. In: FORNO, R.; ANDRADE, A. (Eds.). **Naturaleza y efectos da la radiación ultravioleta y la capa de ozono**. UMSA, 1997. 116p.

CLARK P. A.; GERVAT, G. P.; HILL, T. A; MARCH, A. R. W.; CHANDLER, A. S.; CHOULARTON, T. W.; GAY. M. J. A field study of the oxidation of SO₂ in cloud. **J. Geophys. Res.**, v. 95, n. D9, p. 13.985-13.995, 1990.

COFFEY M. T. Observations of the impact of volcanic activity on stratospheric chemistry, **J. Geophys. Res.**, v. 101, n. D3, p. 6767-6780, 1996.

COLLARES-PEREIRA, M.; RABL, A. The average distribution of solar radiation correlation between daily and hourly insolation values. **Sol. Energy**, v. 22, p. 155-164, 1979.

COULSON, K. L. **Solar and terrestrial radiation**: methods and measurements. New York: Academic Press. Inc, 1975. 322 p.

CHUBACHI, S. Preliminary result of ozone observations at Syowa station from February 1982 to January 1983. **Mem. Nat. Inst. Polar Res., Spec. Iss.**, n. 34, p. 13-19, 1984.

DAHLBACK, A; STAMNES, K. A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight. **Planet. Space Sci.**, v. 39, p. 671-683, 1991.

DAHLBACK, A. Measurements of biologically effective UV doses, total ozone abundances, and cloud effects with multichannel, moderate bandwidth filter instruments. **Appl. Optics**, v. 35, n. 33, p. 6514-6520, 1996.

De BACKER, H.; De MUER, D. Intercomparison of total ozone data measured with Dobson and Brewer spectrophotometer at Uccle (Belgium) from January 1984 to March 1991, including zenith sky observations, **J. Geophys. Res.**, v. 96, p. 20.711-20.719, 1991.

DOROKHOV, V. M.; POTAPOVA E. T. Variations of total ozone and NO₂ at Polar latitudes in Eastern sector of the Artic. **XVIII Quadren. Ozone Symp., L'Aquila**, v. 1, p. 201-204, 1996.

ELTERMAN, L. UV, visible and IR attenuation for altitudes to 50km. AFCRL-68-0153, **Environmental Research**, Paper No. 285, 1968.

EVANS ET AL., The effects of SO₂ on Dobson and Brewer total ozone measurements. In: INTERNATIONAL OZONE SYMPOSIUM, 1980, Boulder. **Proceedings...** Boulder: IAMAP, 1980. p. 48-57.

FARMAN, J.C.; GARDINER, B.G.; SHANKLIN, J.D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. **Nature**, n. 315, p. 207-210, 1985.

FINLAYSON, B.J.; PITTS, J.N. Photochemistry in the troposphere: Solar radiation. In: WILEY, J. (ed.). **Atmospheric chemistry**: fundamental and experimental techniques. New York: Interscience, 1986. p. 93-124.

FIOTELOV V. E.; KERR, J. B.; WARDLE, D. I. The relationship between total ozone and spectral UV irradiance from Brewer observations and its use for derivation of total ozone from UV measurements. **Geophys. Res. Lett.**, v. 24, n. 23, p. 2997-3000, 1997.

FIOTELOV V.; ERIK GRIFFIOEN; KERR B. J.; DAVID I. WARLE. Influence of volcanic sulfur dioxide on spectral UV irradiance as measured by Brewer spectroradiometer. **Geophys. Res. Lett.**, v. 25, n. 10, p. 1665-1668, 1998.

FREDERICK, J.; LUBIN, D. The budget of biologically active ultraviolet radiation in the earth - atmosphere system. **J. Geophys. Res.**, v. 93, n. D4, p. 3825-3832, 1988.

FREDERIK, J.; LUBIN, D. Solar ultraviolet irradiance at Palmer Station, Antártica. Ultraviolet Radiation in Antártica: Measurements and biological effects. **Antartic Research Series**, v. 62, p. 43-52, 1994.

FRÖHLICH, C.; WEHRLI, C. **Spectral distribution of solar irradiance from 25000nm to 250nm**. World Radiation Center, Davos, Switzerland, private communication, 1981.

NECKEL, N.; LABS, D. Improved data of solar spectral irradiance from 0,33 to 1,25 μm . **Sol. Phys.**, v. 74, p. 231-249, 1981.

GERLACH T. M.; GRAEBER, E. J. Volatile budget of Kilauea volcano. **Nature**, v. 313, p. 273-277, 1985.

GONZÁLEZ, J. El efecto de la radiación sobre los ecosistemas naturales y cultivos en los países Andinos de América Latina: Un nuevo problema ambiental?. In: Forno, R.; Andrade, M. (ed). **Naturaleza y efectos de la radiación ultravioleta y la capa de ozono**. La Paz: Instituto de Investigaciones Físicas, UMSA, 1997. 116p.

GRENFELL, T. C.; WARREN, S. G.; MULLEN, P. C. Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths. **J. Geophys. Res.**, v. 99, p. 18669-18684, 1994.

HÄDER, D. Effects of enhanced solar ultraviolet radiation on aquatic ecosystems. In: TEVINE, M. (ED.). **UV-B radiation and ozone depletion: effects on humans, animals, plants, microorganisms, and materials**. Boca Raton, Florida: Lewis, 1993. p. 155-192.

HELBLING, E.W.; V. E. VILLAFañE; M. FERRARIO; O. Holm-Hansen. Impact of natural ultraviolet radiation on rates of photosynthesis and on specific marine phytoplankton species. **Marine Ecology Progress Series**, n. 80, p. 89-100, 1992.

Huffman, R. E. **Atmospheric ultraviolet remote sensing**. San Diego: Academic Press, 1992, 320 p.

Iqbal, M. **An introduction to solar radiation**. New York: Academic Press, 1983, 390p.

van der LEUN, J. C.; de GRUIJL, F. R. Influences of ozone depletion on human and animal health. In: TEVINE, M. (ed.). **UV-B radiation and ozone depletion:**

effects on humans, animals, plants, microorganisms, and materials. Boca Raton, Florida: Lewis, 1993. p. 71-94.

JUSTUS, C. G.; PARIS, M. V. A model for solar spectral irradiance and radiance at the bottom and top of a cloudless atmosphere. **J. Clim. Appl. Meteor.**, v. 24, p. 193-205, 1985.

KANE, R.P. Effect of Antarctic ozone holes of 1988, 1989, and 1990 on lower latitudes of the southern hemisphere. **Ann. Geophysicae**, v. 13, p. 656-659, 1995.

KASTEN, F. A new table and approximate formula for relative optical air mass. **Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.**, Serie B, n. 14, p. 206-223, 1966.

KERR, J.B.; MCELROY, C.T. Evidence for large upward trends of ultraviolet - B radiation linked to ozone depletion. **Science**, n. 262, p. 1032-1034, 1993.

KIRCHHOFF, V. W. H.; ALVES, J. R.; Da SILVA, F. R.; MOTTA, A. G.; CHAGAS, J. R.; ZAMORANO, F.; CASICCIA, C. The Brazilian network of stratospheric ozone monitors: Observations of the 1992 ozone hole. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 11, n. 2, p. 205-213, 1993.

KIRCHHOFF, V. W. H.; SCHUCH, N. J.; PINHEIRO, D. K.; HARRIS, J. M. Evidence for an ozone hole perturbation at 30° south. **Atmosph. Env.**, v. 30, p. 1481-1488, 1996.

KIRCHHOFF, V. W. H.; CASICCIA, C.; ZAMORANO, F. The ozone hole over Punta Arenas, Chile. **J. Geophys. Res.**, v. 102, n. D7, p. 8945-8953, 1997a.

KIRCHHOFF, V. W. J. H.; C. CASICCIA S., F. ZAMORANO B.; SAHAI, Y.; Valderrama, V.; Observations of the 1995 ozone hole over Punta Arenas, Chile. **J. Geophys. Res.**, v. 102, n. D13, p. 16109-16120, 1997b.

KNEIZYS, F. X.; SHETTLE, E. P.; GALLERY, W. O.; CHETWYND, JR.; ABREA, L. W.; SELBY, J. E.; FENN, R. W.; MCCLATCHEY, R. W. **Atmospheric transmittance/radiance**: computer code Lowtran5. Hanscom AFB, MA: USAF Geophysics Laboratory, 1980. (Tech. Rep. AFGL-TR-80-0067).

KRZYSCIM, J. UV controlling factors and trends derived from ground based measurements taken at Belsk, 1976 -1994. **J. Geophys. Res.**, v. 101, n. D11, p. 16797-16805, 1996.

LECKNER, B. The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface. Elements of a model. **Sol. Energy**, v. 20, n. 2, p. 143-150, 1978.

LIU, B. Y. H.; JORDAN, R. C. The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. **Sol. Energy**, v. 4, p. 1-19, 1960.

MADRONICH, S. UV radiation in the natural and perturbed atmosphere. In: TEVINE, M. (ed.). **UV-B radiation and ozone depletion: effects on humans, animals, plants, microorganisms, and materials**. Boca Raton, Florida: Lewis, 1993.

MADRONICH, S. Biologically active UV radiation at the Earth's surface: Sensitivity to atmospheric composition and biospherical consequences. In: UNDERSTANDING OZONE AND UV-B RADIATION: PAST ACCOMPLISHMENTS AND FUTURE OPPORTUNITIES, Mar. 9-11, 1998, Buenos Aires. **Proceedings...** São José dos Campos: Inter-American Institute for Global Change Research (IAI) and National Aeronautics and Space Administration (NASA), 1999.

McDERMID, S. M.; GODIN, S. M.; LINDQVIST, L. O. Ground-based laser DIAL system for long term measurements of stratospheric ozone. **App. Opt.**, v. 29, n. 25, p. 3603-3612, 1990.

McEwan, M. J.; Phillips, L. F. **Chemistry of the atmosphere**. London: Edward Arnold, 1975.

MCKENZIE, R.L.; MATTHEWS, W.A.; JOHNSTON, P.V. The relationship between erythemal UV and ozone, derived from spectral irradiance measurements. **Geophys. Res. Lett.**, v. 18, n. 12, p. 2269-2272, 1991.

MCKINLAY, A.F.; DIFFEY, B.L. A reference action spectrum for ultraviolet-induced erythema in human skin. In: PASSCHIER, W.F.; BOSNJAKOVIC B.F.M. (eds.). **Human exposure to ultraviolet radiation: risks and regulations**. Amsterdam: Elsevier, 1987. p. 83-87.

McPETERS R. D. The atmospheric SO₂ budget for Pinatubo derive from NOAA-11 SBUV/2 spectral data. **Geophys. Res. Lett.**, v. 20, p. 1971-1974, 1993.

MÉSZÁROS, E. **Global and regional changes in atmospheric composition**. Florida: Lewis, 1993. 175p.

MOLINA, L. T.; MOLINA, M. J. Absolute absorption cross sections of ozone in the 185 to 350 nm wavelenghts range. **J. Geophys. Res.**, v. 91, n. D13, p. 14501-14508, 1986.

MORENO, G. Radiación ultravioleta B y sus efectos em la salud humana. In: Forno, R.; Andrade, M. (ed.). **Naturaleza y efectos de la radiación ultravioleta y la capa de ozono**. La Paz: Instituto de Investigaciones Físicas, UMSA, 1997, 116p.

McEWAN, M. J.; PHILLIPS, L. F. **The atmosphere as a photochemical system.** In: MURRAY, J. (ed.). **Chemistry of the atmosphere.** New York: J. Wiley and Sons, 1975.

NAKAJIMA, T; TANAKA, M. Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. **J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer**, v. 35, p. 13-21, 1986.

ORGILL, F. J.; HOLLANDS, K. G. T. Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. **Sol. Energy**, v. 19, p. 357-359, 1977.

PENNDORF, R. Tables of the refractive index for standar air and the Raileigh scattering coefficient for the spectral region between 2,0 and 20,0 μ m and their aplication to atmospheric optics. **J. Opt. Soc. Am.**, v. 47, n. 2, p. 176-182, 1957.

PEREIRA, E. B.; ABREU, S. L.; COLLE, S. Determinação de uma correlação para o cálculo da radiação solar difusa incidente a partir da radiação solar global. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA E CIÊNCIAS TÉRMICAS, 6., 1996, Florianópolis, SC. **Anais...** Florianópolis, 1996.

PROFFITT, M. H.; LANGFORD, A. O. Ground-based differential absorption lidar system for day or night measurements of ozone throughout the free troposphere. **App. Opt.**, v. 36, n. 12, p. 2.568-2585, 1997.

REINDL, D. T.; BECKMAN, W. A.; DUFFIE, J. A. Diffuse fraction correlations. **Sol. Energy**, v. 45, p. 1-7, 1990.

Rios, J. Incidencia del cáncer en una población de la altura. In: FORNO, R.; ANDRADE, M. (eds.). **Naturaleza y efectos de la radiación ultravioleta y la capa de ozono.** La Paz: Instituto de Investigaciones Físicas, UMSA, 1997. 116p.

ROBINSON, N. **Solar radiation**. New York: American Elsevier , 1966.

ROY, C.R.; GIES, H.P.; TOMLINSON, D.W.; LUGG, D.L. Effects of ozone depletion on the ultraviolet radiation environment at the Australian Stations in Antarctica. **Antarctic Reseach Series**, n. 62, p. 1-15, 1994.

RUGGABER, A; DLUGI, R; NAKAJIMA, T. Modelling of radiation quantities and photolysis frequencies in the troposphere. **J. Atm. Chem.**, v. 1, p. 171 – 210, 1994.

RUTH, D. W.; CHANT, R. E. The relationship of diffuse radiation to total radiation in Canada. **Sol. Energy**, v. 18, p. 153-154, 1976.

SAHAI Y., V. W. J. H. KIRCHHOFF AND P. C. ALVALÁ. Pinatubo eruptions: effects on stratospheric O₃ and SO₂ over Brasil. **J. Atm. Solar Terr. Phys.**, v. 59, n. 3, p. 265-269, 1997.

SASAKI, M.; TAKESHITA, S.; SUGIURA, M.; SUDO, N.; MIYAKE, Y.; FURUSAWA, Y.; TOSHIBUMI, S. Ground-Based observation of biologically active solar ultraviolet B irradiances at 35° N latitude in Japan. **J. Geom. Geo.**, v. 45, n. 6, p. 473-485, 1993.

SCI-TEC. **Brewer ozone spectrophotometer**. Acceptance Manual, SCI-TEC Instruments Inc., Document AM-BA-C05- Rev C, 1988.

SCOTTO, J.; COTTON, G.; URBACH, F.; BERGER, D.; FEARS, T. Biologically effective ultraviolet radiation: Surface measurements in the United States. **Science**, n. 239, p. 762-764, 1988.

SHETTLE, E. P. Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies. In: ATMOSPHERIC PROPAGATION IN THE UV, VISIBLE,

IR AND RELATED SYSTEM ASPECTS CONFERENCE. 45., 1989, Copenhagen Denmark. **Proceddings...** Copenhagen: AGARD, 1989.

SLOMKA, J. Ultraviolet and global solar radiation at Belsk 1980-1986. **Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.**, v. D-30, n. 220, 1988.

SOLOMON, S. Progress towards a quantitative understanding of Antarctic ozone depletion. **Nature**, n. 347, p. 347-354, 1990.

SOLOMON, S. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. **Reviews of Geophysics**, v. 37, n. 3, p. 275-316, 1999.

SPENCER, J. W. Fourier series representation of the position of the sun. **Search**, v. 2, n. 5, p.172, 1971.

STAMNES, K.; TSAY, S. C.; WISCOMBE, W.; JAYAWERA, K. A numerically stable algorithm for discrete ordinate method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, **App. Opt.**, v. 27, p. 2502-2509, 1988.

STAMNES, K.; SLUSSER, J.; BROWEN. M. Derivation of total ozone abundance and clouds effects from spectral irradiance measurements. **Appl. Opt.**, v. 30, p. 4418-4426, 1991.

TeramURA, A. H.; SULLIVAN, J. H.; LYDON, J. Effects of UV-B radiation on soybean yield and seed quality: A six year field study. **Physiol. Plant.**, n. 80, p. 5-11, 1990.

TEVINI, M. Molecular biological effects of ultraviolet radiation. In:_____. **UV-B radiation and ozone depletion: effects on humans, animals, plants, microorganisms, and materials.** Lewis, Florida, 1993. p.1-15.

van der LEUN, J. C.; TEVINI, M.; WORREST, R.C. (eds). **Environmental effects**. Nairobi, Kenya: United Nations Environmental Programs (UNEP), 1989. Panel report.

VALDERRAMA, V.; CASICCIA, C.; ZAMORANO, F. Monitoreo de ozono y UV-B en Punta Arenas Agosto - Octubre 1992. **Cientia**, n. 11, v. 2, p. 821-827, 1992. Van Hossier, 1996, ftp susim.nrl.navy.mil, cd pub.uars.

WALLACE P. J.; GERLACH, T. M. Magmatic vapor source for sulfur dioxide released during volcanic eruptions: Evidence from Mount Pinatubo. **Science**, n. 265, p. 497-499, 1994.

WEATHERHEAD, E. C.; TIAO, G. C.; REINSEL, G. C.; FREDERICK, J. E.; DELUISI, J. J.; DONGSEOK, C.H.; TAM, W. Analysis of long-term behavior of ultraviolet radiation measured by Robertson-Berger meters at 14 sites in the United States. **J. Geophys. Res.**, v. 102, n. D7, p. 8737-8754, 1997.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). **Scientific assessment of ozone depletion**: 1994, World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project., Geneva, 1994. Rep. No. 37.

ZAMORANO, F.; KIRCHHOFF, V. W. J. H.; SAHAI, Y.; VALDERRAMA, V.; CASICCIA, C. UV-B radiation during ozone hole conditions at Punta Arenas, Chile. In: QUADRENNIAL OZON SYMPOSIUM, 18., 1996, L'Aquila. **Proceedings...** L'Aquila, 1996. 1996. v. 2, p. 873-876.

ZAMORANO, F. **Observações da radiação UV-B em Punta Arenas – Chile e efeitos do buraco na camada de ozônio**. São José dos Campos: INPE, 1997. (INPE-6383-TDI/602).

ZAMORANO, F.; PEREIRA, E. B. Determinação de uma correlação para o cálculo da irradiância espectral difusa incidente na faixa do uv-b, a partir da medida de irradiância espectral global, em condições de céu limpo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu-PR. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002. 1CDROM.

ZEREFOS C. S.; BAIS A. F.; MELETI. C.; ZIOMASI. C. A note on the recent increase of solar UV-B radiation over northern middle latitudes. **Geophys. Res. Lett.**, v. 22, p. 1245-1247, 1995.

APÊNDICE A

CALIBRAÇÃO E PADRONIZAÇÃO DOS INSTRUMENTOS

A.1 Calibração do Espectrofotômetro Brewer.

A calibração do espectrofotômetro Brewer é um processo que envolve dois modos: um modo de auto-calibração (calibração automática programada pelo operador do instrumento) e outro manual. No caso da calibração para as medidas de irradiância espectral o procedimento é manual, usando um conjunto de lâmpadas alógenas, previamente padronizadas, cada uma colocada alternadamente no domo do coletor de irradiância. Cada lâmpada possui um arquivo de reposta de forma que a intensidade da irradiância num determinado comprimento de onda corresponde a um determinado valor na contagem de fótons da fotomultiplicadora. O uso do conjunto de lâmpadas visa controlar a estabilidade do sistema.

No caso do Brewer número de série 068, baseado em Punta Arenas entre meados de 1992 e no final de 2000, a calibração manual foi feita mensalmente e, em casos particulares, a cada 15 dias com o propósito de controlar a estabilidade do instrumento no atinente à medição da irradiância UV-B.

Na Figura A.1 é mostrado um gráfico com as curvas de respostas do instrumento, obtidas mensalmente no ano 1998 e que foram utilizadas na determinação da irradiância nos dias correspondentes aos estudos de casos e padronização do GUV e do modelo STARSCI.

Nela observam-se “pequenas” variações nas diferentes curvas de respostas e o uso de uma curva de resposta média resulta num erro percentual menor de 1% no cálculo da irradiância espectral.

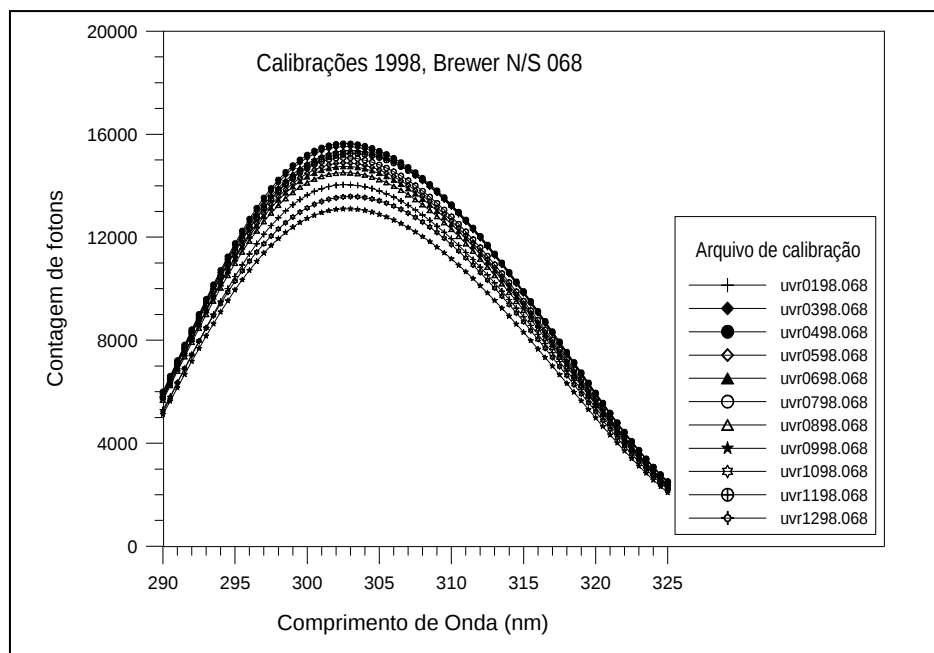


Fig. A.1 - Curvas de respostas das calibrações do Brewer 068 para o ano 1998.

A.2 Calibração do Radiômetro GUV.

A calibração do radiômetro GUV, número de série 9210, baseado na cidade de Punta Arenas, foi feita desde 1992 até 1995 no laboratório de calibração da Biospherical Instrument Inc., nos Estados Unidos de América, e nos anos 1996 e 1997 a calibração foi feita por comparação com um instrumento GUV padrão de referência (GUV N.S. 9287) da mesma empresa. Os dois instrumentos foram colocados um ao lado do outro sobre o teto do Laboratório de Monitoramento do ozônio e da radiação UV-B da Universidade de Magallanes, em Punta Arenas. Um histórico das constantes de calibração para 305nm e 320nm, com a fonte utilizada e a data de calibração é apresentado na Tabela A.1.

TABELA A.1 - CONSTANTES DE CALIBRAÇÃO DO GUV 9210 PARA OS COMPRIMENTOS DE ONDA 305NM E 320NM.

Data	305nm	320nm	Fonte
10.08.92	0,11299*	-0,1091	Lâmpada
09.08.93	0,11699*	-0,1128	Lâmpada
28.08.95	0,12789*	-0,1082	Lâmpada
13.09.95	0,04037	-0,1079	Solar
18.04.96	0,04058	-0,0915	Solar
26.11.97	0,03446	-0,0874	Solar

* O filtro inicialmente operava no comprimento de onda 308nm e foi trocado em 1995 para 305nm.

A constante em cada canal é dada em $(\text{Watt} * \text{m}^{-2} * \text{nm}^{-1}) / \text{Volts}$ quando a irradiância dada em volts.

A.3 Padronização do GUV com o Brewer.

Para obter as constantes de calibração do ano 1998, foi feita a intercomparação com o instrumento Brewer, tanto em 305nm como em 320nm. Usando as irradiâncias medidas em 305nm e 320nm de ambos instrumentos (para o Brewer em unidade $\text{Watt} * \text{m}^{-2} * \text{nm}^{-1}$ e para o GUV em Volts), determinou-se as constantes de calibração para o GUV através de um ajuste linear. Os dados considerados para a calibração correspondem a irradiâncias medidas em dias de 1998 com céu limpo. Nas Figuras A.2 e A.3 são mostrados os resultados para cada canal.

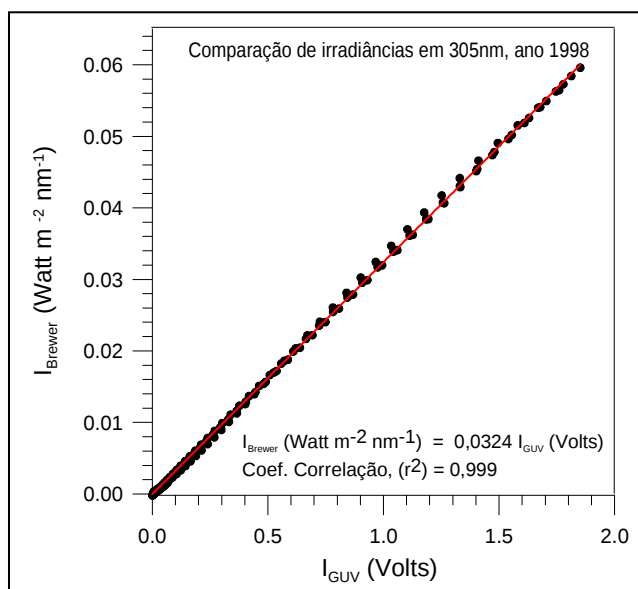


Fig. A.2 - Irradiância em 305nm medida pelo Brewer em função da irradiância em 305nm medida pelo GUV, em dias de 1998 com céu limpo na localidade de Punta Arenas.

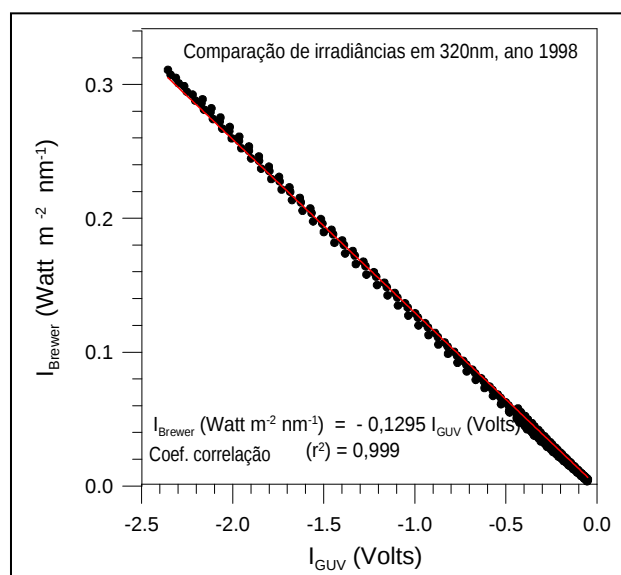


Fig. A.3 - Irradiância em 320nm medida pelo Brewer em função da irradiância em 320nm medida pelo GUV, em dias de 1998 com céu limpo na localidade de Punta Arenas.

Das figuras anteriores, deduz-se que a constante de calibração do GUV em 1998 para 305nm é 0,0324 (Watt * m⁻² * nm⁻¹) / Volts e para 320nm é -0,1295 (Watt * m⁻² * nm⁻¹) / Volts.

A.4 Padronização do modelo STARSCI

No Capítulo 3 foram apresentados os parâmetros atmosféricos e as características do modelo STARSCI, utilizado para gerar as matrizes utilizadas na determinação da camada de ozônio e a reconstituição do espectro UV-B.

No caso da distribuição vertical do ozônio, foi escolhido o perfil médio de distribuição para a localidade de Punta Arenas. Também o espectro de absorção do ozônio foi mudado para o espectro proposto por Bass e Paur, 1984 (que é o espectro utilizado pelo Brewer), e pequenas modificações do espectro de irradiância extraterrestre usado no modelo STARSCI. Neste caso, fiz uma combinação entre os espectros obtidos no experimento ATLAS-3 e SUSIM, 1994, o espectro proposto por Nicolet, 1981, e o espectro de Thekaekera e Arvesen, 1969.

Todas estas modificações resultaram numa melhoria nos resultados das irradiâncias determinadas pelo modelo STARSCI quando comparadas com as irradiâncias medidas com o Brewer em dias de 1998 com céu limpo, na localidade de Punta Arenas.

Na Figura A.4 é mostrado as diferentes curvas de distribuição vertical do ozônio empregadas pelo modelo STARSCI e algumas obtidas em sondagens feitas em diferentes períodos na localidade de Punta Arenas. Nesta figura observa-se que a curva média do modelo STARSCI ajusta-se bem às curvas obtidas em sondagens feitas nessa localidade.

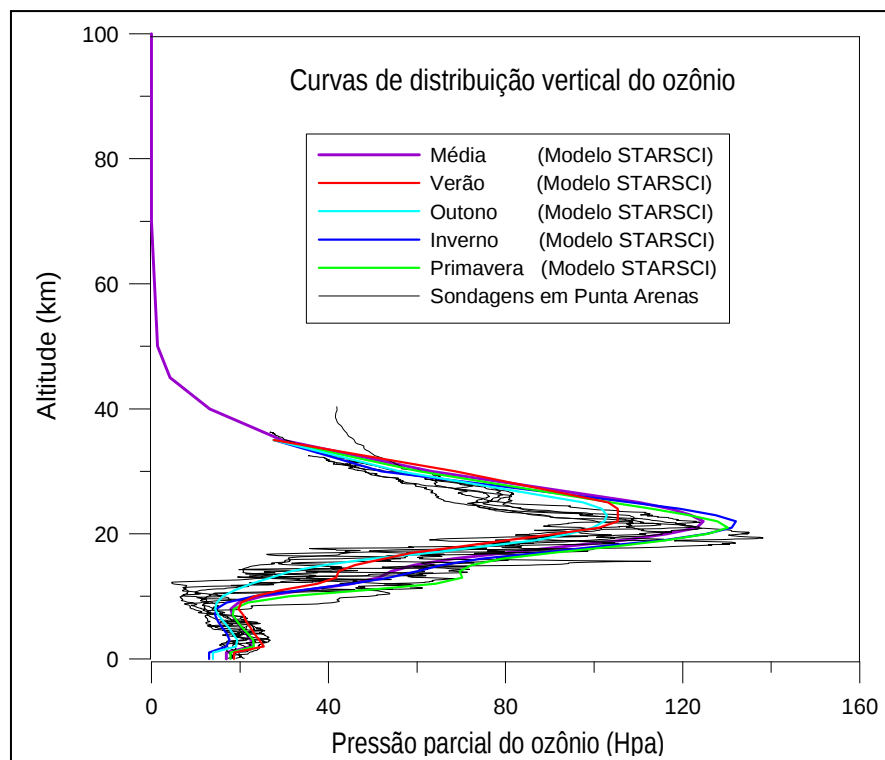


Fig. A.4 - Curvas de distribuição vertical do ozônio, empregadas no modelo STARSCI e algumas obtidas em sondagens feitas na localidade de Punta Arenas.

No caso do espectro de absorção do ozônio, na Figura A.5 mostra-se dois espectros; o utilizado pelo modelo STARSCI, e o aplicado por Bass e Paur, 1984. Na figura observa-se pequenas diferenças entre os espectros, sendo esta mais pronunciada na faixa de comprimentos de onda entre 315nm e 320nm.

Em relação ao espectro da irradiância no topo da atmosfera, na Figura A.6 é mostrado um gráfico com dois espectros; o utilizado pelo modelo STARSCI e o espectro modificado com o de Robinson, (1966) com o intuito de obter melhores resultados as irradiâncias espectrais, quando comparadas com o espectrofotômetro Brewer.

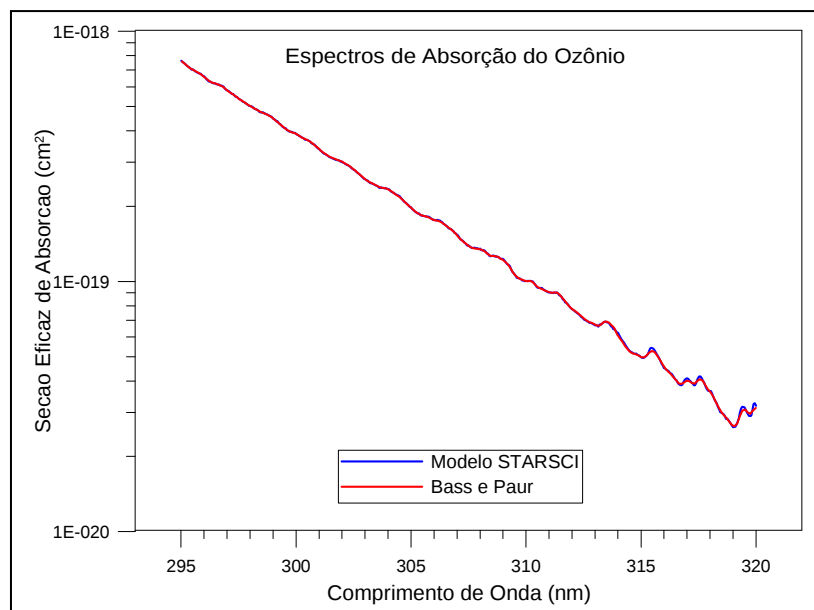


Fig. A.5 - Espectros de absorção do ozônio na faixa do UV-B entre 295 nm e 320 nm.

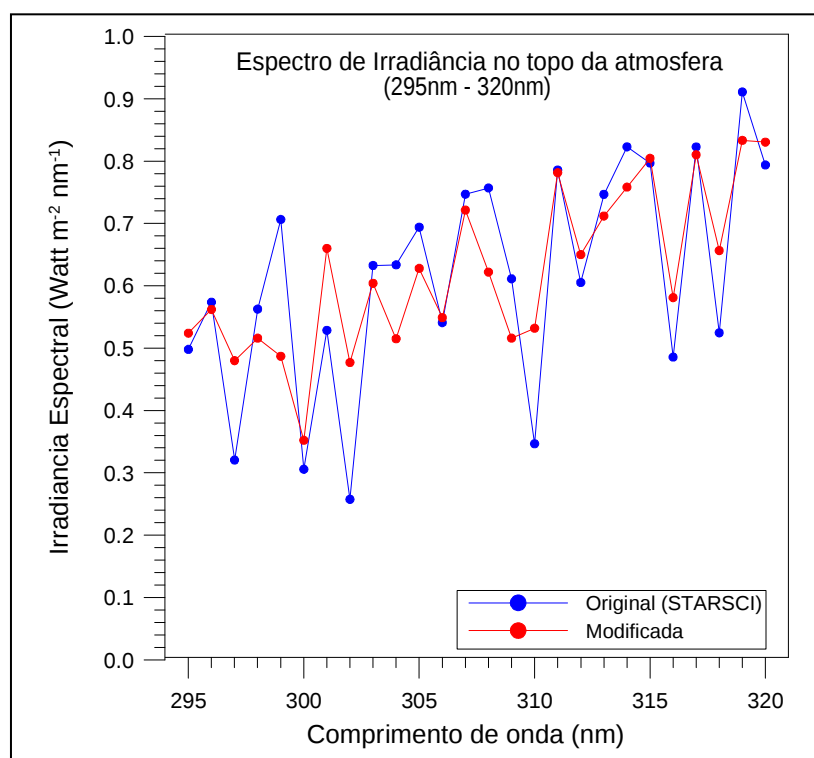


Fig. A.6 - Espectros de irradiância solar no topo da atmosfera, na faixa do UV-B entre 295 nm e 320 nm.

APÊNDICE B

MODELO STARSCI: SIMULAÇÕES

B.1 Aspectos Gerais do Modelo

Como mencionado no Capítulo 4, o modelo STARSCI foi utilizado para elaborar as matrizes que contêm os valores das razões entre as intensidades de irradiância no comprimento de onda λ_1 (variando entre 295 nm e 319 nm, a cada 1 nm) e $\lambda_2 = 320$ nm, isto é, $I(\lambda_1) / I(\lambda_2)$ e, também, na elaboração da matriz que contém os fatores de correção.

Este modelo baseia-se na transferência da radiação nas diferentes camadas nas quais foi dividida a atmosfera terrestre, utilizando um método chamado de Matriz Operador (Nakajima e Tanaka, 1986). Em cada camada da atmosfera é considerada a taxa de fotólise, a quantidade de radiação ingressando na camada e os gases atmosféricos presente nessa camada. A medida que a radiação emergente da camada superior vai penetrando na troposfera, novos parâmetros são considerados para determinar a taxa de absorção e, posteriormente, o espalhamento e absorção por conta de nuvens e aerossóis. Este modelo resolve a equação de transferência radiativa usando o método discreto ordinário para calcular eficientemente as quantidades radiativas como as irradiâncias (num plano horizontal), a radiação em planos verticais e o fluxo radiativo, estes separados nas componentes direta, difusa e global. Adicionalmente, integra as quantidades em relação ao comprimento de onda e calcula a dose de eritema e frequência das fotólises para 27 espécies diferentes de gases na fase aquosa (Ruggaber e Nakajima, 1994). Integra quantidades em relação ao tempo, como por exemplo, a dose diária. Todos os cálculos são feitos para a faixa de comprimentos de onda entre 280 nm e 700 nm.

STARSCI é um modelo que pode rodar em vários ambientes computacionais e, para este trabalho, foi usado o sistema DOS em conjunto com um outro programa

desenvolvido com o objetivo de fazer as mudanças nos diferentes campos dos distintos parâmetros (variáveis) utilizados neste modelo de transferência radiativa.

Este modelo foi escolhido para a elaboração das matrizes porque apresenta facilidades na modificação dos diferentes parâmetros de interesse em este estudo e os resultados apresentaram boa concordância com valores medidos com instrumentos de superfície.

B.2 Mudança de Parâmetros no Arquivo “star.inp”

A seguir, é mostrado o arquivo *star.inp* que contém as quantidades físicas a determinar e os parâmetros considerados pelo modelo na transferência radiativa.

```
-----STAR-Inputfile-----
0 ;actinic flux quantity flag
0 ;irradiance quantity flag
0 ;integral quantity output
0 ;atmosphere build-up output
0 ;transmission output
1 ;spectral output
0 ;photolysis frequencies
0 ;receiver orientation
1.62000000000000E+0005 ;receiver tilt angle
1.08000000000000E+0005 ;receiver azimuth angle
0 ;radiance quantity flag
TYPE1 ;radiance nadier angles type
1 ;# table entries
1.00000000000000E+0000
TYPE1 ;radiance azimuth angles type
1 ;# table entries
0.00000000000000E+0000
1 ;# sun positions
1 -255240.0 -191520.0 72000.0 1 05 10 1999 ; location (long. lat. time
zone day month year hour minute)
pressure
33 ;# Table entries
1.00000000000000E+0002 0.00000000000000E+0000
7.00000000000000E+0001 1.00000001490116E-0001

.
.
.

.01200012207031E+0002
```

```

2.000000000000000E+0000  7.950000000000000E+0002
1.000000000000000E+0000  8.98599975585938E+0002
0.000000000000000E+0000  1.013000000000000E+0003
1000.0 ;surface pressure
summer ;temperature profile
33 ;table entries
  1.000000000000000E+0002  2.100000000000000E+0002
  7.000000000000000E+0001  2.180000000000000E+0002
  5.000000000000000E+0001  2.760000000000000E+0002
.
.
.
  3.000000000000000E+0000  2.790000000000000E+0002
  2.000000000000000E+0000  2.850000000000000E+0002
  1.000000000000000E+0000  2.900000000000000E+0002
  0.000000000000000E+0000  2.940000000000000E+0002
0.000000000000000E+0000 ;surface temperature
1 ; humidity type (0=abs. 1=rel.)
summer ;humidity profile
33 ;# Table entries
  1.000000000000000E+0002  0.000000000000000E+0000
  7.000000000000000E+0001  4.46000012743752E-0006
  5.000000000000000E+0001  1.07000005300506E-0006
.
.
.
  4.000000000000000E+0000  3.95999997854233E-0001
  3.000000000000000E+0000  7.000000000000000E-0001
  2.000000000000000E+0000  7.000000000000000E-0001
  1.000000000000000E+0000  7.000000000000000E-0001
  0.000000000000000E+0000  7.000000000000000E-0001
0.000000000000000E+0000 ;surface humidity
volcback ;aerosol profile
33 ;# Table entries
1.00000000000E+02  9.3100000000E-09
7.0000000000E+01  1.6000000000E-07
5.0000000000E+01  2.1000000000E-06
.
.
.
2.0000000000E+00  1.1400000000E-02
1.0000000000E+00  4.1500000000E-02
0.0000000000E+00  6.6200000000E-02
3.0 12.0 ;aerosol layer limits [km]
ca ft st ;aerosol layer types
0.38 ;total optical depth
const3 ;albedo
2 ;# Table entries
2.8000000E-0001      0.03
7.0000000E-0001      0.03
0 ; reflection type
0 ;coverage type
0 0.0 0.0 0.0 0 1.0 ;cloud layer1 (type lower upper LWC humid coverage)

```

```

0 0.0 0.0 0.0 0 1.0 ;cloud layer2
0 0.0 0.0 0.0 0 1.0 ;cloud layer3
uv-ery ;wavelength field
41 ;table entries
280.0000000000000
285.0000000000000
290.0000000000000

.
.
.

385.0000000000000
390.0000000000000
395.0000000000000
400.0000000000000
1 ;number of selected gases
ozone spring ;gas profile
33 ;# Table entries
1.000000000000000E+0002 4.29999993944996E-0011
7.000000000000000E+0001 8.60000000102445E-0008
5.000000000000000E+0001 4.30000000051223E-0006

.
.
.

3.000000000000000E+0000 7.66000011935830E-0005
2.000000000000000E+0000 7.69999969634227E-0005
1.000000000000000E+0000 5.94999983150046E-0005
0.000000000000000E+0000 5.94999983150046E-0005
1 283.0 ;type tot.amount
1 ;Phase type
55 ;Angle type
55 ;# Table entries
0.000000000000000E+0000
1.000000000000000E+0000
2.000000000000000E+0000

.
.
.

1.760000000000000E+0002
1.780000000000000E+0002
1.800000000000000E+0002
2 ;delta approximation
1.000000000000000E+0000 ;solar constant
; user output table :
1 ;# table entries alt. above ground
0.000000000000000E+0000
; altitude above sea level
0.01
; all altitudes table :
33 ;# Table entries
1.000000000000000E+0002

```

```

7.000000000000000E+0001
5.000000000000000E+0001

.
.
.

3.000000000000000E+0000
2.000000000000000E+0000
1.000000000000000E+0000
0.000000000000000E+0000
@s27899_3
none ;cosine file
0 ;0=null 1=triangle 2=gauss 3=own
none
none ;horizone file
none ;wgt file

```

As primeiras linhas correspondem às quantidades físicas a determinar. O valor 1 indica calcular essa quantidade física; o valor 0 indica não fazer o cálculo.

Este arquivo é lido pelo programa computacional do modelo, nomeado *StarSci.exe*, e entrega os resultados obtidos a partir da informação ingressada. Neste trabalho, este arquivo foi modificado (campos destacados em negrito) com o propósito de fazer mudanças seqüenciadas nos valores do ângulo solar zenital, quantidade de ozônio e do comprimento de onda. Este arquivo foi modificado para operar em conjunto com um outro programa, nomeado *simulation.exe*, desenvolvido com o propósito de elaborar as matrizes com as razões entre os comprimentos de onda, como mencionado no Capítulo 4.

O novo arquivo, nomeado *simulation.inp* tem a seguinte estrutura:

```

- - - STAR - - - Input file
0 ;actinic flux quantity flag
0 ;irradiance quantity flag
0 ;integral quantity output
0 ;atmosphere build-up output
0 ;transmission output
1 ;spectral output
0 ;photolysis frequencies
0 ;receiver orientation
1.620000000000000E+0005 ;receiver tilt angle
1.080000000000000E+0005 ;receiver azimuth angle
0 ;radiance quantity flag

```

```

TYPE1 ;radiance nadier angles type
1 ;# table entries
1.000000000000000E+0000
TYPE1 ;radiance azimuth angles type
1 ;# table entries
0.000000000000000E+0000
1 ;# sun positions
geographical position
pressure
33 ;# Table entries
1.000000000000000E+0002  0.000000000000000E+0000
7.000000000000000E+0001  1.00000001490116E-0001
5.000000000000000E+0001  8.000000011920929E-0001

.
.
.

2.000000000000000E+0000  7.950000000000000E+0002
1.000000000000000E+0000  8.98599975585938E+0002
0.000000000000000E+0000  1.013000000000000E+0003
1000.0 ;surface pressure
summer ;temperature profile
33 ;table entries
1.000000000000000E+0002  2.100000000000000E+0002
7.000000000000000E+0001  2.180000000000000E+0002
5.000000000000000E+0001  2.760000000000000E+0002

.
.
.

2.000000000000000E+0000  2.850000000000000E+0002
1.000000000000000E+0000  2.900000000000000E+0002
0.000000000000000E+0000  2.940000000000000E+0002
0.000000000000000E+0000 ;surface temperature
1 ; humidity type (0=abs. 1=rel.)
summer ;humidity profile
33 ;# Table entries
1.000000000000000E+0002  0.000000000000000E+0000
7.000000000000000E+0001  4.460000012743752E-0006
5.000000000000000E+0001  1.070000005300506E-0006

.
.
.

2.000000000000000E+0000  7.000000000000000E-0001
1.000000000000000E+0000  7.000000000000000E-0001
0.000000000000000E+0000  7.000000000000000E-0001
0.000000000000000E+0000 ;surface humidity
volcback ;aerosol profile
33 ;# Table entries
1.00000000000E+02  9.31000000000E-09
7.00000000000E+01  1.60000000000E-07
5.00000000000E+01  2.10000000000E-06

```

```

.
.
.

2.0000000000E+00  1.1400000000E-02
1.0000000000E+00  4.1500000000E-02
0.0000000000E+00  6.6200000000E-02
3.0 12.0 ;aerosol layer limits [km]
ca ft st ;aerosol layer types
0.38 ;total optical depth
const3 ;albedo
2 ;# Table entries
2.8000000E-0001      0.03
7.0000000E-0001      0.03
0 ; reflection type
0 ;coverage type
0 0.0 0.0 0.0 0 1.0 ;cloud layer1 (type lower upper LWC humid coverage)
0 0.0 0.0 0.0 0 1.0 ;cloud layer2
0 0.0 0.0 0.0 0 1.0 ;cloud layer3
uv-ery ;wavelength field
wavelength out
1 ;number of selected gases
ozone summer ;gas profile
33 ;# Table entries
  1.000000000000000E+0002  4.29999993944996E-0011
  7.000000000000000E+0001  8.60000000102445E-0008
  5.000000000000000E+0001  4.30000000051223E-0006

.
.
.

  2.000000000000000E+0000  8.45000031404197E-0005
  1.000000000000000E+0000  6.20999999227934E-0005
  0.000000000000000E+0000  6.20999999227934E-0005
total ozone
1 ;Phase type
55 ;Angle type
55 ;# Table entries
0.000000000000000E+0000
1.000000000000000E+0000
2.000000000000000E+0000

.
.
.

1.760000000000000E+0002
1.780000000000000E+0002
1.800000000000000E+0002
2 ;delta approximation
1.000000000000000E+0000 ;solar constant
; user output table :
1 ;# table entries alt. above ground
0.000000000000000E+0000
; altitude above sea level

```

```

0.0
; all altitudes table :
33 ;# Table entries
1.000000000000000E+0002
7.000000000000000E+0001
5.000000000000000E+0001

.
.
.

2.000000000000000E+0000
1.000000000000000E+0000
0.000000000000000E+0000
@basestar
none ;cosine file
0 ;0=null 1=triangle 2=gauss 3=own
none
none ;horizone file
none ;wgt file

```

“geographical position”: indica a posição geográfica, isto é:

2 306000 02 02 1998 ; location (sza day month year)

Aqui, o número 2 indica opção 2: cálculo a partir do ângulo solar zenital e a data; o número 306000 corresponde ao ângulo solar zenital dado em segundos. O programa *simulation.exe* muda o valor do ângulo entre 29° e 85°.

“total ozone”: indica a quantidade de ozônio a considerar no cálculo da irradiância espectral. O programa *simulation.exe* modifica este valor entre 150 UD e 400 UD.

“basestar”: é o nome do arquivo de saída. Este nome também é modificado pelo programa *simulation.exe*.

Um exemplo de arquivo gerado com os programas *simulation.exe* e *StarSci.exe* (correspondente a uma simulação) é o seguinte:

Nome do arquivo: basestar.out

OUTPUT OF THE SPECTRAL VALUES

spectral values signed with (*): no value of
solar spectrum available for this wavelength (see
absqy.c), closest spectral value given instead

Spectral Global Irradiance in W/(m*m*nm)

sun - earth distance factor: 1.030333

Horizon: Cosine: Slit: considered only for the
adapted signal

Ground Level: 0.000 km, Height above Surface: 0.000 km, SZA: 85.000
deg.

2 number of calculated wavelengths

wl[nm] global_ir:

305.00 1.380E-04

320.00 7.946E-03

O programa desenvolvido (*simulation.exe*) também lê este arquivo para determinar a razão entre as irradiâncias nos comprimentos de onda e o ângulo solar zenital. Para este caso, o programa *simulation.exe* lê a irradiância em 305 nm e 320 nm e determina a razão para o ângulo solar zenital de 85°.

APÊNDICE C

PROGRAMA OPERACIONAIS

C.1 Programa Simulation.exe

O programa *simulation.exe* é um programa em código fonte Qbasic, desenvolvido com o propósito de rodar o programa *StarSci.exe* do modelo de transferência radiativa, STARSCL, a fim de agilizar a mudança nos valores dos parâmetros de interesse para este trabalho e elaborar as matrizes com as razões entre os comprimentos de onda, como mencionado no Capítulo 4 e no Apêndice A. O seguinte é o código fonte deste programa:

```
CLS

REM "Programa que calcula a irradiância global e os ratios WL1/WL2 na faixa"
REM "295nm - 320nm, para 150 <= Ozônio <= 400, usando o modelo starsci."
REM "Para 295 <= WL1 <= 319 e WL2 = 320nm."
REM "A pressão média usada, 1000mb."
REM "Os arquivos de saída tem formato: rWL1_WL2.dat"
REM "-----"

FOR WV = 295 TO 319

    WV1$ = RIGHT$(STR$(WV), 3)
    WV2$ = "320"
    FILE$ = "c:\users\felix\lR" + WV1$ + "_" + WV2$ + ".dat"

    OPEN FILE$ FOR OUTPUT AS 3

    LOCATE 14, 18: PRINT " SZA OZONE GLO" + WV1$ + " GLO320" + " RATIO"

    REM *** Dados de entrada ***
    FECHA$ = " 02 02 1998 "
    PRES$ = "1000.0"

    REM ***Início da rotina***
    FOR SZA = 29 TO 80 STEP .1
        AN = 3600 * SZA: AN$ = STR$(AN)
        PRINT #3, USING "##.##"; SZA;

    FOR Ozone = 150 TO 400
        Ozone$ = STR$(Ozone) + ".0"
```

```

10  V1$ = "2" + AN$ + FECHA$ + "; location (sza day month year)"
    V2$ = "1" + Ozone$ + " ;type tot.amount"

    V3$ = WV1$ + ".000000000000"
    V4$ = "320.000000000000"

    BASE$ = "C:\STARSCI\BASE.INP"
    STAR$ = "C:\STARSCI\STAR.INP"
    OPEN BASE$ FOR INPUT AS 1
    OPEN STAR$ FOR OUTPUT AS 2

20  IF EOF(1) THEN 40
    INPUT #1, V$
    IF V$ = "geographical location" THEN PRINT #2, V1$: GOTO 20
    IF V$ = "total ozone" THEN PRINT #2, V2$: GOTO 20
    IF V$ = "wavelengths" THEN PRINT #2, V3$: PRINT #2, V4$: GOTO 20
    PRINT #2, V$: GOTO 20

40  CLOSE 1: CLOSE 2

    SHELL "C:\STARSCI\STARSCI.EXE"

    ERGO$ = "C:\STARSCI\OUTPUT\SPECTRAL\base" + ".erg"
    OPEN ERGO$ FOR INPUT AS 4
50  INPUT #4, V$: IF LEFT$(V$, 6) <> "wl[nm]" THEN 50
    INPUT #4, WL1, IRR1
    INPUT #4, WL2, IRR2
    CLOSE 4
    RATIO = IRR1 / IRR2
    PRINT #3, USING " #####^"; RATIO;
    LOCATE 15, 18: PRINT USING "##.## ### #####^  #####^  #####^"; SZA;
Ozone; IRR1; IRR2; RATIO

    NEXT Ozone
    PRINT #3,
    NEXT SZA
    CLOSE 3

    NEXT WV

60  LOCATE 18, 35: PRINT "Fim do Programa"
    END

```

C.2 Programa Ozone.exe

Este programa determina a quantidade de ozônio a partir dos dados do GUV: ângulo solar zenital, irradiância em 305 nm e irradiância em 320 nm, ambas

irradiâncias dadas em Volts. O Programa lê os arquivos R305_320.dat e F305_320.dat a partir da informação anterior. O seguinte é o código fonte (em Qbasic) deste programa:

```

CLS
REM *** E0305 = .628: E0320 = .8305 ***
REM *** SI305 = 4.618375: SI320 = .7532774 ***

PRINT "Programa que calcula ozonio com dados em 305nm e 320nm do GUV."
PRINT "Lera os seguintes arquivos:"
PRINT
PRINT "          R305_320.dat"
PRINT "          F305_320.dat"
PRINT "          GyydddV.dat"
PRINT
PRINT "sendo yyddd a data Juliana."
PRINT

FOR I = 1 TO 365 STEP 5
  IF I < 10 THEN DA$ = "00" + RIGHT$(STR$(I), 1): GOTO 2
  IF I < 100 THEN DA$ = "0" + RIGHT$(STR$(I), 2): GOTO 2
  DA$ = RIGHT$(STR$(I), 3)

2  FILEIN$ = "G99" + DA$ + ".DAT":          REM "ARQUIVO GUV A PROCESSAR"
   FILEOUT$ = "OZ99" + DA$ + ".DAT":      REM "NOME DO ARQUIVO DE SAIDA"

   OPEN "SZA4PA.DAT" FOR INPUT AS 6
   INPUT #6, A$, A$, A$, A$, A$
4  INPUT #6, DIA, HORA$, MINA, COMINA
   IF DIA <> I THEN 4
   CLOSE 6
   IF MINA <= 40 THEN SAM = MINA + 15
   IF MINA > 40 AND MINA <= 50 THEN SAM = MINA + 10
   IF MINA > 50 AND MINA <= 60 THEN SAM = MINA + 5
   IF MINA > 60 AND MINA <= 70 THEN SAM = MINA + 3
   IF MINA > 70 THEN SAM = MINA + 2

   FILE1$ = "R305_320.dat"
   FILE2$ = "F305_320.dat"

   OPEN FILEIN$ FOR INPUT AS 3
   OPEN FILEOUT$ FOR OUTPUT AS 4
   PRINT #4, "SZA , IRR305 , IRR320 ,OZONE"
5  INPUT #3, v$, v$, v$

10 IF EOF(3) THEN 100
   INPUT #3, ANGLE, I305V, I320V

   IF ANGLE > SAM OR ANGLE < 30 THEN 10

15  SZA = CINT(10 * ANGLE): ZA = SZA / 10

```

```

CAL305 = .0324029 * (1 - (6.524 * 10 ^ -6) * EXP(.1378 * ZA))
CAL320 = -.129506 * (1 - (1.25 * 10 ^ -5) * EXP(.11671 * ZA))

I305C = I305V * CAL305
I320C = I320V * CAL320

RT = I305C / I320C

REM ***RATIO GLOBAL***

    OPEN FILE1$ FOR INPUT AS 1
20  INPUT #1, S
    IF S <> ZA THEN INPUT #1, XZ$: GOTO 20
    FOR R = 150 TO 400
        INPUT #1, RAT
        IF RAT <= RT THEN CLOSE 1: GOTO 40
30  NEXT R

40  REM *** CORRIGE O RATIO ***

    OPEN FILE2$ FOR INPUT AS 2
50  INPUT #2, S
    IF S <> ZA THEN INPUT #2, XZ$: GOTO 50
    FOR F = 150 TO 400
        INPUT #2, FAC
        IF R = F THEN CLOSE 2: VALOR = RT * FAC: GOTO 60
    NEXT F

60  REM ***CALCULA OZONIO***

    COSZA = COS(.017453292# * ANGLE)
    M0 = 1.00313972# / SQR(6.279435E-03 + COSZA ^ 2)
    MA = .9869233 / (COSZA + .15 * (93.885 - ANGLE) ^ -1.253)

    TR1 = EXP(-.008735 * MA * .305 ^ -4.08)
    TA1 = EXP(-MA * .1 * .305 ^ -1.3)

    TR2 = EXP(-.008735 * MA * .32 ^ -4.08)
    TA2 = EXP(-MA * .1 * .32 ^ -1.3)

    YY = 1.32245223# * VALOR * (TR2 / TR1) * (TA2 / TA1)
    IF YY <= 0 THEN OZONE = 0: GOTO 90
    LOGA = LOG(YY)
    OZO = -1000 * LOGA / (3.8651 * M0): N = N + 1
    OZONE = CINT(OZO)

    SUMOZO = SUMOZO + OZONE

90  PRINT #4, USING "##.# , #.#####^ ^ ^ , #.#####^ ^ ^ , ###"; ZA; I305C; I320C; OZONE
    PRINT USING "##.# #.#####^ ^ ^ #.#####^ ^ ^ ###"; ZA; I305C; I320C; OZONE
    GOTO 10

100  CLOSE 3: IF N = 0 THEN N = 1

```

```

PRINT #4,
PRINT #4, USING "OZONE= ###"; SUMOZO / N
PRINT USING "OZONIO = ###"; SUMOZO / N
CLOSE 4
SUMOZO = 0: N = 0
NEXT I

```

C.3 Programa Irrguv.exe

Este programa determina o espectro de UV-B a partir das medidas de irradiância global em 305 nm e 320 nm, e do valor de ozônio, determinado com estas mesmas irradiâncias através do programa *ozone.exe*. O programa *irrguv.exe* lê o arquivo gerado com o programa para determinar o ozônio e também lê as matrizes com as razões, para reconstituir o espectro, como mencionado no Capítulo 4. O seguinte é o código fonte deste programa, dado em Qbasic:

```

115  REM***DETERMINA A IRRADIANCIA ESPECTRAL***
      CLS
      INPUT "DIRETORIO DOS RATIOS ... ", PATH$
      INPUT "ARQUIVO GUV CAL. .... ", FILEIN$
      INPUT "ARQUIVO DE SAIDA .... ", FILEOUT$
      INPUT "ANGULO SOLAR ZENITAL ... ", SZA: AN0$ = STR$(SZA): AN$ = RIGHT$(AN0$,
LEN(AN0$) - 1)
      INPUT "OZONE ..... ", OZO$

      OPEN FILEOUT$ FOR OUTPUT AS 4
      PRINT #4, " WV , IrrGuv"

      OPEN FILEIN$ FOR INPUT AS 3
      INPUT #3, V$, V$, V$, V$

110  IF EOF(3) THEN 150
      INPUT #3, ZA, IG305, IG320, OZ: IF SZA <> ZA THEN 110

      FOR WV = 295 TO 319
      IF WV = 305 THEN PRINT #4, USING "### , #.#####^"; WV; IG305: PRINT USING
"### , #.#####^"; WV; IG305: GOTO 140

```

```

        FILERAT$ = PATH$ + "R" + RIGHT$(STR$(WV), 3) + "_320.dat"
        OPEN FILERAT$ FOR INPUT AS 2

120    INPUT #2, S: IF S <> SZA THEN INPUT #2, XZ$: GOTO 120

        FOR O = 150 TO 400
            INPUT #2, RATW: IF O = VAL(OZO$) THEN CLOSE 2: IRRWV = RATW * IG320: GOTO
130
            NEXT O

130    REM ***IMPRIME RESULTADOS ***
        PRINT #4, USING "### , #.#####^ ^ ^"; WV; IRRWV
        PRINT USING "### , #.#####^ ^ ^"; WV; IRRWV

140    NEXT WV

        PRINT #4, USING "320 , #.#####^ ^ ^"; IG320
        PRINT USING "320 , #.#####^ ^ ^"; IG320
        PRINT #4, "OZONE=" + OZO$ + "_AND_SZA=" + AN$

150    CLOSE 3: CLOSE 4

160    PRINT : LOCATE , 30: PRINT "Fim do Programa": END

```