

Universidade Federal do Rio de Janeiro
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Instituto de Geociências
Departamento de Meteorologia



**REVISÃO TEÓRICA DO PROCESSO DE OBTENÇÃO DO ÍNDICE
ULTRAVIOLETA E SUA CLIMATOLOGIA NO CONTINENTE SUL-AMERICANO**

Natália Pereira Saraiva da Silva

Rio de Janeiro

2009

Universidade Federal do Rio de Janeiro
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Instituto de Geociências
Departamento de Meteorologia

**REVISÃO TEÓRICA DO PROCESSO DE OBTENÇÃO DO ÍNDICE
ULTRAVIOLETA E SUA CLIMATOLOGIA NO CONTINENTE SUL-AMERICANO**

Natália Pereira Saraiva da Silva

Rio de Janeiro

2009

Natália Pereira Saraiva da Silva

**REVISÃO TEÓRICA DO PROCESSO DE OBTENÇÃO DO ÍNDICE
ULTRAVIOLETA E SUA CLIMATOLOGIA NO CONTINENTE SUL-AMERICANO**

Monografia apresentada ao Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Meteorologista

Orientador: Luiz Francisco Pires Guimarães Maia

Co-Orientador: Reginaldo Ventura de Sá

Rio de Janeiro

2009

Natália Pereira Saraiva da Silva

**REVISÃO TEÓRICA DO PROCESSO DE OBTENÇÃO DO ÍNDICE
ULTRAVIOLETA E SUA CLIMATOLOGIA NO CONTINENTE SUL-AMERICANO**

Rio de Janeiro, ____ de _____ de 2009.

Luiz Francisco Pires Guimarães Maia, D.Sc.
(Orientador)

Reginaldo Ventura de Sá, M.Sc.
(Co-Orientador)

Célia Maria Paiva, D.Sc.
UFRJ

Gutemberg Borges França, Ph.D.
UFRJ

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, pela proteção e tranquilidade que sempre pedi em minhas orações, para seguir em frente e passar por cima da saudade que senti de casa.

Aos pais que escolhi por me ensinarem as coisas mais importantes da vida, apoiar em vários sentidos para a realização do meu curso de graduação e que eu tanto amo. A minha irmã e melhor amiga, companheira e confidente. E a minha avó, que mesmo sempre preocupada comigo, compreendeu que era para o meu bem e auxiliou, várias vezes, para que eu concluísse a minha formação.

Ao meu namorado, Adriano, que me ouviu e pediu para que continuasse todas as vezes que pensei em desistir, que me chamou de inteligente todas as vezes que me sentia a pessoa mais ignorante do universo, entre outras coisas além de fingir que entende o que se passa pela minha cabeça.

A Mary, a mãe de Niterói, pelo seu enorme coração, carinho e dedicação que teve comigo durante todos esses anos e a todas as meninas que em sua casa moraram, junto comigo, me aguentando nas vésperas de provas. São elas: Liliane, Raíssa, Loren, Carolina, Mirinha, Carol, Ágatha, Maíra, Natalia (Neném), Karina, Amanda e a minha irmã que foi pra lá neste ano e me ajudou muitíssimo por isso.

Ao Regis, principalmente pela realização desse trabalho, além de estar sempre me auxiliando e aturando em todos os trabalhos científicos que desenvolvi. Não posso esquecer a sua esposa, Daniele, que leu e corrigiu a monografia.

Devo agradecer, também, aos amigos, que estão comigo em todos os momentos e que compreenderam os meus dias “bons” e “ruins”. Dente eles estão o pessoal de Araruama, que apoiaram desde o vestibular, e principalmente a turma da faculdade. Este último grupo merece uma atenção especial, pois conviveram comigo quase que 24 horas por dia e aprenderam a gostar de mim do jeito que sou; dentre todos os companheiros de turma e botequim destacam-se: Bruna, Cinthia, Débora, Dione, Eliana, Marcos, Michael, Rodrigo, Victor e William; da turma de 2004 e em ordem alfabética para não ter problema!

Agradeço ao Professor Maia pela oportunidade de trabalhar no LEPA e conhecer a responsabilidade de um trabalho científico, além da orientação nesta monografia. A Rita, que além de ser uma excelente secretária, estava sempre disposta a ouvir os meus problemas. E ao pessoal que trabalhou no LEPA enquanto estive por lá.

A todos os professores e funcionários da universidade que colaboraram para a conclusão da graduação, em especial os do Departamento de Meteorologia.

Agradeço ao Iron Maiden, Scorpions e Metallica, por alternadamente estarem presentes em meu mp3, e me proporcionarem momentos de reflexão e tranquilidade no qual me fizeram pensar para agir corretamente.

E por fim, a todos que direta ou indiretamente colaboraram com a minha formação pessoal e acadêmica, para que hoje eu pudesse está aqui escrevendo este agradecimento para vocês.

Muito Obrigada!

RESUMO

SARAIVA, Natália Pereira. **Revisão Teórica do Processo de Obtenção do Índice Ultravioleta e sua Climatologia no Continente Sul-Americano.** Orientador: Prof. Luiz Francisco Pires Guimarães Maia, D.Sc.; Co-Orientador: Reginaldo Ventura De Sá, M.Sc. Monografia (Graduação em Meteorologia) - Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

O presente trabalho resulta da compilação dos resultados das pesquisas abordando a temática relacionada à radiação solar, ozônio atmosférico e índice ultravioleta (IUV) realizadas durante o período 2000 a 2008 no Departamento de Meteorologia/UFRJ e que teve a participação direta ou indireta da autora. A importância do assunto está relacionada aos riscos da excessiva exposição à radiação solar que pode resultar em efeitos agudos e crônicos à saúde da pele, olhos e sistema imunológico dos seres humanos. Outro destaque é a preservação da camada de ozônio que absorve determinados comprimentos de onda da radiação solar que incide na atmosfera terrestre. Com isso, foi criado o Índice Ultravioleta, que é uma medida dos níveis de radiação que contribuem, efetivamente, para a geração de queimaduras na pele. Os resultados das pesquisas sobre o IUV são apresentados individualmente, destacando: a climatologia para as capitais brasileiras e o atlas para o Estado do Rio de Janeiro onde se apresenta expressivos valores durante todas as estações do ano, o efeito da radiação solar na agricultura da Região Serrana, que preocupa pela exposição dos trabalhadores rurais ao Sol, o website e o risco da exposição de aeronavegantes à radiação ultravioleta que varia de acordo com as rotas, horários e duração dos vôos. Adicionalmente, são mostrados os resultados do tratamento climatológico anual e sazonal do ozônio total para a América do Sul mostrando a influência da altitude e latitude em sua concentração.

Palavras-chaves: Radiação Solar, Camada de Ozônio, Índice Ultravioleta.

ABSTRACT

SARAIVA, Natália Pereira. **Revisão Teórica do Processo de Obtenção do Índice Ultravioleta e sua Climatologia no Continente Sul-Americano.** Orientador: Prof. Luiz Francisco Pires Guimarães Maia, D.Sc.; Co-Orientador: Reginaldo Ventura De Sá, M.Sc. Monografia (Graduação em Meteorologia) - Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

This work is the compilation of results of the research to deal about topics related to solar radiation, atmospheric ozone and ultraviolet index (IUV) executed since 2000 in the Department of Meteorology/UFRJ and had a direct or indirect participation of the author. The importance of the topic is related to the risks of excessive exposure to solar radiation that can result in acute and chronic effects to health on the skin, eyes and immune system of humans. Another highlight is the preservation of the ozone layer that absorbs established wavelengths of solar radiation that passes through the Earth's atmosphere. Thus was created the UV Index, which is a measure of levels of radiation that contribute effectively to the generation of skin burns. The results of research about the IUV are presented individually, evidencing: the climatology for the Brazilian capitals and atlas of IUV for the State of Rio de Janeiro where presents expressive values during all seasons, the effect of solar radiation in the agriculture in the highlands, that concerns about the exposure of farm workers to the Sun, the website and the risk of exposure of pilots to ultraviolet radiation which varies with the routes, timetable and duration of flights. Additionally, they are shown the results of treatment annual and seasonal climatological of the total ozone for South America showing the influence of altitude and latitude in its concentration.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - O espectro eletromagnético. Os constituintes do espectro são mostrados em metros (m), a frequência está em Hertz (Hz) e o comprimento da luz visível encontra-se em nanômetros ($1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m}$).	4
Figura 2.2 - Representação dos 99% da energia solar que chega à Terra.	4
Figura 2.3 - Absortividade de alguns gases da atmosfera e da atmosfera como um todo.	8
Figura 2.4 - O balanço de energia. 100% da energia que entra na atmosfera terrestre proveniente do Sol são balanceadas pelos 100% da energia total que sai da Terra.	13
Figura 2.5 - Camadas da atmosfera.	15
Figura 2.6 - Mecanismo de redução do ozônio a partir de uma molécula de CFC.	21
Figura 2.7 - Tamanho do buraco de ozônio na Antártica.	23
Figura 2.8 - Temperaturas durante o inverno no Ártico e Antártica.	24
Figura 2.9 - Imagem global de ozônio total.	26
Figura 2.10 - Intensidade da radiação UV.	29
Figura 2.11 - Índice ultravioleta para o dia 28 de outubro de 2004.	31
Figura 2.12 - Exemplo das cores e representação gráfica usada para a classificação do IUV.	32
Figura 2.13 - Piranômetro.	33
Figura 2.14 - Pireliômetro.	34
Figura 2.15 - Espectrofotômetro Dobson.	35
Figura 2.16 - Espectrofotômetro Brewer.	36
Figura 2.17 - Balão Meteorológico.	37
Figura 2.18 - Modelo computacional do satélite AURA, mostrando a localização dos sensores HIRDLS, MLS, OMI e TES.	40
Figura 4.1 - Variação do valor médio sazonal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Belém (PA), localizada na latitude $01^{\circ} 27' \text{ S}$ e na longitude $48^{\circ} 30' \text{ W}$	48
Figura 4.2 - Variação do valor médio mensal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Belém(PA), localizada na latitude $01^{\circ} 27' \text{ S}$ e na longitude $48^{\circ} 30' \text{ W}$	48
Figura 4.3 - Variação do valor médio sazonal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Fortaleza (CE), localizada na latitude $03^{\circ} 43' \text{ S}$ e na longitude $38^{\circ} 32' \text{ W}$	49

Figura 4.4 - Variação do valor médio mensal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Fortaleza (CE), localizada na latitude 03° 43' S e na longitude 38° 32' W.....	49
Figura 4.5 - Variação do valor médio sazonal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Goiânia (GO), localizada na latitude 16° 40' S e na longitude 49° 15' W.....	50
Figura 4.6 - Variação do valor médio mensal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Goiânia (GO), localizada na latitude 16° 40' S e na longitude 49° 15' W.....	50
Figura 4.7 - Variação do valor médio sazonal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade do Rio de Janeiro (RJ), localizada na latitude 22° 54' S e na longitude 43° 10' W.....	51
Figura 4.8 - Variação do valor médio mensal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade do Rio de Janeiro (RJ), localizada na latitude 22° 54' S e na longitude 43° 10' W.....	51
Figura 4.9 - Variação do valor médio sazonal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Florianópolis (SC), localizada na latitude 27° 35' S e na longitude 48° 32' W.....	52
Figura 4.10 - Variação do valor médio mensal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Florianópolis (SC), localizada na latitude 27° 35' S e na longitude 48° 32' W.....	52
Figura 4.11 - Mapa do Estado do Rio de Janeiro, dividido em oito regiões estabelecidas pelo governo do Estado. São elas: Metropolitana, Noroeste Fluminense, Norte Fluminense, Serrana, das Baixadas Litorâneas, do Médio Paraíba, Centro-Sul Fluminense e da Costa Verde.	53
Figura 4.12 - IUV médio para o Estado do Rio de Janeiro durante os meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 30 s (~1 km) e resolução vertical de 10 m.....	54
Figura 4.13 - IUV médio para o Estado do Rio de Janeiro durante os meses de outono (março, abril e maio) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 30 s (~1 km) e resolução vertical de 10 m.	54
Figura 4.14 - IUV médio para o Estado do Rio de Janeiro durante os meses de inverno (junho, julho e agosto) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 30 s (~1 km) e resolução vertical de 10 m.....	55

Figura 4.15 - IUV médio para o Estado do Rio de Janeiro durante os meses de primavera (setembro, outubro e novembro) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 30 s (~1 km) e resolução vertical de 10 m.....	55
Figura 4.16 - Variação média sazonal do IUV.....	57
Figura 4.17 - Variação média mensal do IUV.....	57
Figura 4.18 - IUV médio em 10 km de altitude para os meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 1° (~111 km).	59
Figura 4.19 - IUV médio em 10 km de altitude para os meses de outono (março, abril e maio) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 1° (~111 km).....	59
Figura 4.20 - IUV médio em 10 km de altitude para os meses de inverno (junho, julho e agosto) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 1° (~111 km). ..	60
Figura 4.21 - IUV médio em 10 km de altitude para os meses de primavera (setembro, outubro e novembro) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 1° (~111 km). ..	60
Figura 4.22 - Primeira interface do <i>website</i> do IUV desenvolvido pelo LEPA, em 2000.	61
Figura 4.23 - Segunda interface do <i>website</i> do IUV.....	62
Figura 4.24 - Terceira interface do <i>website</i> do IUV.....	62
Figura 4.25 - Interface atual do <i>website</i> do IUV desenvolvido pelo LEPA.....	63
Figura 4.26 - Médias mensais de ozônio total para todos os anos de estudo (1979 - 2006) em DU.	64
Figura 4.27 - Mapa da América do Sul mostrando a localização dos cortes longitudinais feitos para a obtenção dos gráficos da média anual do ozônio total. (1) corte em 70° W; (2) corte em 65° W e (3) corte em 45° W.	66
Figura 4.28 - Corte longitudinal em 70° W, das médias anuais de ozônio total para todos os anos de estudo (1979 - 2006) em DU. O eixo das ordenadas corresponde à latitude. Observação: a parte branca no gráfico representa a ausência de dados nos anos de 1995 e 1996.	66
Figura 4.29 - Corte longitudinal em 65° W, das médias anuais de ozônio total para todos os anos de estudo (1979 - 2006) em DU. O eixo das ordenadas corresponde à latitude. Observação: a parte branca no gráfico representa a ausência de dados nos anos de 1995 e 1996.	67
Figura 4.30 - Corte longitudinal em 45° W, das médias anuais de ozônio total para todos os anos de estudo (1979 - 2006) em DU. O eixo das ordenadas corresponde à latitude.	

Observação: a parte branca no gráfico representa a ausência de dados nos anos de 1995 e 1996. 67

Figura 4.31 - Médias em intervalos de cinco anos de ozônio total para todos os anos de estudo (1979 - 2006) em DU. 68

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1 - Atenuação da radiação solar pela atmosfera em função da altitude.....	9
Quadro 4.1 - Sensibilidade de cada fototipo de pele e sua correspondente ao MED.....	46

LISTA DE SIGLAS

ADEOS	<i>Advanced Earth Observing Satellite</i>
CCD	<i>Charge Coupled Device</i>
CFC	Clorofluorcarbono
CIE	<i>International Commission on Illumination</i>
CONAE	<i>Comision Nacional de Actividades Espaciales</i>
DAAC	<i>Distributed Active Archive Center</i>
DOAS	<i>Differential Optical Absorption Spectroscopy</i>
DOS	<i>Disk Operating System</i>
DU	<i>Dobson Units</i>
ECCs	<i>Electrochemical Concentration Cells</i>
EP/TOMS	<i>Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer</i>
Fortran	<i>Formula Translation System</i>
GrADS	<i>Grid Analysis and Display System</i>
HIRDLS	<i>High Resolution Dynamics Limb Sounder</i>
http	<i>Hiper Text Transfer Protocol</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
IUV	Índice Ultravioleta
KNMI	<i>Royal Netherlands Meteorological Institute</i>
LAMMA	Laboratório de Modelagem de Processos Marinhos e Atmosféricos
LEPA	Laboratório de Estudos em Poluição do Ar
MED	<i>Minimal Erythemal Dose</i>
MLS	<i>Microwave Limb Sounder</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NWS	<i>National Weather Service</i>
OMI	<i>Ozone Monitoring Instrument</i>
OMS	Organização Mundial de Saúde
PNCCP	Programa Nacional de Controle do Câncer da Pele
PSCs	<i>Polar Stratospheric Clouds</i>
SBD	Sociedade Brasileira de Dermatologia
TES	<i>Tropospheric Emission Spectrometer</i>

TOMS *Total Ozone Mapping Spectrometer*
UFRJ *Universidade Federal do Rio de Janeiro*
USGS *United States Geological Survey*
UV *Ultravioleta*
www *World Wide Web*

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
2.1 Radiação Solar.....	3
2.1.1 O Espectro Eletromagnético.....	3
2.1.2 Espalhamento e Absorção da Radiação Solar.....	5
2.1.3 Efeitos das Nuvens na Radiação.....	6
2.1.4 Absorção da Radiação por Gases.....	7
2.1.4.1 Gases do Efeito Estufa.....	10
2.1.5 Balanço de Radiação.....	10
2.2 Ozônio Atmosférico.....	14
2.2.1 Ozônio Troposférico.....	15
2.2.2 Ozônio Estratosférico.....	16
2.2.2.1 Processos de Formação do Ozônio Estratosférico.....	17
• Ligações Covalentes.....	17
• Mecanismo de Chapman.....	18
2.2.2.3 Redução do Ozônio Estratosférico.....	20
• O “Buraco” na Camada de Ozônio.....	22
2.2.3 Ozônio Total.....	25
2.2.3.1 O Estudo de Dobson.....	26
2.3 Radiação Ultravioleta.....	27
2.3.1 Riscos à Saúde.....	29
2.3.2 Índice Ultravioleta (IUV).....	31
2.3.3 Representação Gráfica do IUV.....	32
2.4 Medindo a Radiação e o Ozônio.....	33
2.4.1 Piranômetro.....	33
2.4.2 Pireliômetro.....	34
2.4.3 Espectrofotômetro Dobson.....	34
2.4.4 Espectrofotômetro Brewer.....	35
2.4.5 Balões Meteorológicos.....	37
2.4.6 Satélites.....	37
2.4.6.1 Nimbus-7.....	38

2.4.6.2 Meteor-3	39
2.4.6.3 Earth Probe	39
2.4.6.4 Earth Observing System Aura	40
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	42
3.1 Cálculo do IUV.....	43
4. RESULTADOS	45
4.1 Estudos e Publicações sobre o IUV	45
4.1.1 Climatologia do IUV	45
4.1.3 Atlas do IUV para o Estado do Rio de Janeiro.....	53
4.1.4 Análise do IUV para a Região Serrana do Rio de Janeiro.....	56
4.1.5 Risco de Exposição à radiação UV por Aeronavegantes	58
4.1.6 Website	61
4.2 Pesquisas sobre o Ozônio Total.....	63
4.2.1 Climatologia Mensal.....	63
4.2.2 Cortes Longitudinais	65
4.2.3 Variação Anual	68
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	70
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

1. INTRODUÇÃO

A atual preocupação com os efeitos nocivos da exposição à radiação ultravioleta, não é em vão. O aumento dos casos de câncer de pele, entre outras doenças, mostra que a falta de cuidados no passado reflete, perigosamente, no presente. Com o crescimento populacional e, conseqüentemente, das necessidades de atender a todos, as indústrias cresceram desordenadamente sem refletir sobre seus efeitos ao meio ambiente. Refrigeradores, ar condicionados, propulsores de aerossóis, alguns produtos de limpeza, entre outros, utilizavam gases que contém cloro em sua composição, e sem perceber, aos poucos a camada de ozônio ia sofrendo o impacto desse uso descontrolado.

O gás ozônio foi descoberto na metade do século XIX, a porção deste gás existente na estratosfera é conhecida como camada de ozônio. Esta camada protege os seres vivos da radiação prejudicial que atinge a atmosfera e sua manutenção é de vital importância. Em 1985, cientistas relataram a grande redução desse ozônio sobre a Antártica. Fato este, que assustou a população e governantes, fazendo, em 1987, com que vários países assinassem o Protocolo de Montreal para Substâncias que Destroem a Camada de Ozônio, onde medidas radicais, como a interrupção da produção da maioria das substâncias que destroem o ozônio, foram tomadas.

A camada de ozônio absorve parte da radiação ultravioleta que atinge a atmosfera. Em pequenas quantidades e em determinados horários, a radiação ultravioleta é benéfica, sendo até de grande importância para a saúde dos seres humanos. Mas em doses excessivas, consecutivas e em horários de maior incidência solar, a radiação torna-se a maior inimiga dos seres humanos. Os seus males podem aparecer na pele em curto prazo ou como efeitos crônicos, que podem levar até anos para serem detectados.

A informação a população sobre esse problema é delicada, pois se trata de bilhões de pessoas que todos os dias se expõem ao Sol, e muitas delas precisam disso para realizar seu trabalho. Além disso, o tipo de pele influencia na pré disposição que cada indivíduo tem em sofrer uma queimadura solar. Devido a esta preocupação foi desenvolvido em 1994, pela *National Weather Service* (NWS), nos Estados Unidos um primeiro teste do Índice Ultravioleta (IUV). O IUV é obtido a partir do cálculo da intensidade da radiação solar ultravioleta que incide numa superfície horizontal à superfície da Terra em condições de céu sem nuvens.

O presente trabalho aborda pesquisas sobre o esses temas, além da criação de um texto referência para o estudo da radiação ultravioleta e ozônio estratosférico. Partindo desta idéia,

a revisão bibliográfica, capítulo 2, trata de conceitos como a radiação eletromagnética de uma forma geral, explicitando as questões relativas à radiação e balanço de energia; mecanismos de formação e destruição da camada de ozônio; a importância do índice ultravioleta e métodos para a obtenção e medição dos parâmetros da radiação ultravioleta e quantidade de ozônio total.

No capítulo 3 são descritos os processos para a obtenção dos resultados das pesquisas compiladas e o processo do cálculo do índice ultravioleta. O capítulo 4 apresenta os resultados consolidados sobre estudos realizados sob a participação direta ou indireta da autora, que trataram dos temas anteriormente mencionados, como a radiação ultravioleta, o índice ultravioleta e ozônio total. Estes trabalhos foram desenvolvidos durante os anos de 2000 a 2008 e estão apresentados de forma breve e individual com o intuito de obter uma conclusão unificada sobre o assunto.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Radiação Solar

O Sol é a principal fonte de energia que chega à Terra. Este é a fonte predominante das radiações que definem o meio ambiente no qual nós, como uma espécie, evoluímos e nos adaptamos, é a fonte predominante (HALLIDAY; RESNICK; WALKER, 2003). A absorção e perda da energia radiante pela superfície e atmosfera terrestre são quase que totalmente responsáveis pelas condições do tempo na Terra, tanto em escala global quanto local. A temperatura média na Terra permanece razoavelmente constante, indicando que a superfície e a atmosfera como um todo perde energia devido à radiação que retorna ao espaço e recebe radiação proveniente do Sol (SEINFELD; PANDIS, 1998).

Denomina-se radiação, ou energia radiante, a energia que se propaga sem a necessidade da presença de um meio material. O termo radiação é igualmente aplicado para designar o próprio processo de transferência desse tipo de energia (VAREJÃO-SILVA, 2006).

2.1.1 O Espectro Eletromagnético

O processo mais importante responsável pela transferência de energia na atmosfera é a radiação eletromagnética. Esta viaja sob a forma de onda, e todas as ondas eletromagnéticas viajam com a mesma velocidade, a velocidade da luz. Esta é $2.99793 \pm 1 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ no vácuo e muito próxima desta no ar (LIOU, 2002). O produto do comprimento de onda (λ) pela frequência (ν) da radiação é igual à velocidade da luz no vácuo (c):

$$c = \lambda \nu \quad (2.1)$$

Sob a ótica ondulatória, a radiação se caracteriza pelo comprimento de onda, ou pela frequência de oscilação. O comprimento de onda é definido como a distância que separa duas cristas consecutivas; a frequência define-se pelo número de cristas que passa por um ponto de referência, na unidade de tempo (VAREJÃO-SILVA, 2006). Ondas de rádio, sinais de televisão, microondas, radiação infravermelha, luz visível, luz ultravioleta, raios-X e raios gama constituem o espectro eletromagnético (LIOU, 2002) (Figura 2.1). Somos constantemente banhados por ondas eletromagnéticas de todo este espectro (HALLIDAY;

RESNICK; WALKER, 2003).

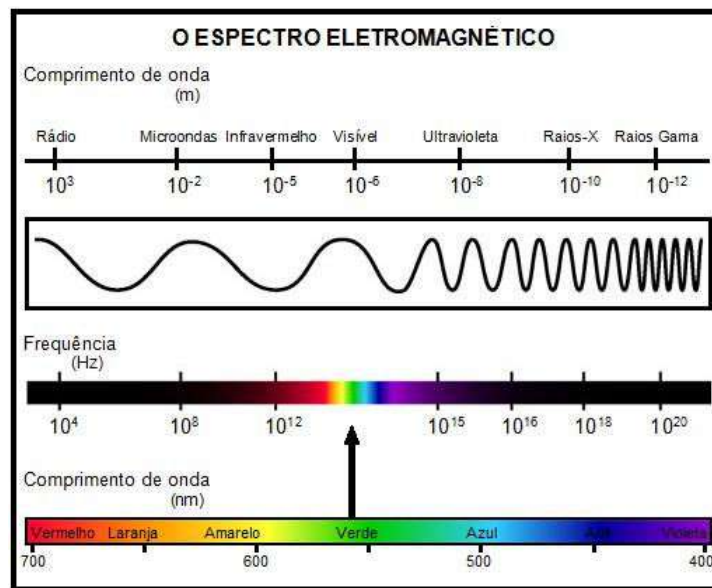


Figura 2.1 - O espectro eletromagnético. Os constituintes do espectro são mostrados em metros (m), a frequência está em Hertz (Hz) e o comprimento da luz visível encontra-se em nanômetros ($1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m}$).

Fonte: Adaptada da figura obtida no site:

http://www.colourtherapyhealing.com/colour/electromagnetic_spectrum.php

A retina do olho humano é sensível às ondas eletromagnéticas com frequências entre $4.3 \times 10^{14} \text{ Hz}$ e $7.5 \times 10^{14} \text{ Hz}$. Conseqüentemente, esta banda de frequência é chamada de região **visível** do espectro eletromagnético (LIOU, 2002). Entretanto, o olho humano não responde às frequências das ondas eletromagnéticas maiores ou menores que este intervalo, sendo estas regiões conhecidas, respectivamente, como **ultravioleta** e **infravermelha** do espectro eletromagnético (Figura 2.2).

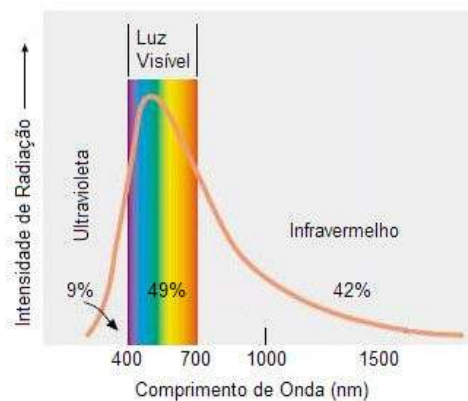


Figura 2.2 - Representação dos 99% da energia solar que chega à Terra.

Fonte: Adaptada a partir de AHRENS, 2000.

Grande parte da radiação solar que afeta o sistema climático encontra-se nas regiões do ultravioleta, visível e infravermelho do espectro. De fato, 99% da energia solar que chega à Terra tem um comprimento de onda entre 150 e 400 nm, com 9% no ultravioleta ($\lambda < 400$ nm), 49% no visível ($400 < \lambda < 800$ nm) e 42% no infravermelho ($\lambda > 800$ nm) (HOUGHTON *apud* PEIXOTO; OORT, 1992).

2.1.2 Espalhamento e Absorção da Radiação Solar

A maior parte da luz que chega a nossos olhos não vem diretamente da origem, mas indiretamente através do processo chamado **espalhamento**. Nota-se o espalhamento da luz do Sol quando olhamos para as nuvens no céu. Superfícies de terra e água e objetos a nossa volta são visíveis através da luz que elas espalham (LIOU, 2002). O espalhamento ocorre devido aos diferentes índices de refração das partículas a partir destes meios em que estão inseridas (HOUGHTON *apud* PEIXOTO; OORT, 1992). Esta ocorre em partículas de todos os tamanhos, inclusive moléculas.

O efeito do tamanho das partículas no espalhamento é inferido por um termo físico chamado **parâmetro de tamanho**. Para uma partícula esférica, este parâmetro é definido como o raio da circunferência da partícula para um comprimento de onda incidente, λ ; isto é:

$$x = 2\pi a / \lambda \quad (2.2)$$

onde a é o raio da partícula. Se $x \ll 1$, o espalhamento é chamado de **espalhamento de Rayleigh** (LIOU, 2002). Este desenvolveu a teoria do espalhamento para partículas com diâmetros que são pequenos comparados com o comprimento de onda incidente (PEIXOTO; OORT, 1992). Para partículas cujos tamanhos são comparáveis a ou maiores que o comprimento de onda, isto é $x \sim 1$, o espalhamento é habitualmente referido como **espalhamento de Lorenz-Mie** (LIOU, 2002). Quando as partículas são suficientemente grandes a dispersão da radiação se aproxima de uma dependência de $1/\lambda$, levando a reflexão difusa. Isto explica porque gotas e cristais de gelo nas nuvens refletem ou refratam a radiação em todas as direções. Em geral, para partículas grandes a mudança na direção da radiação incidente pode ser explicada por óptica geométrica, assim como espalhamento, reflexão, refração, ou uma combinação destes efeitos, produzindo halos, arco-íris, etc.

O espectro solar mostra um grande número de linhas e bandas de absorção, algumas

resultam da absorção na atmosfera do Sol e outras da absorção pelos gases da atmosfera terrestre. Os principais gases atmosféricos que absorvem a energia solar são o vapor d'água (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), ozônio (O₃), oxigênio (O₂), nitrogênio (N₂) e seus óxidos (N₂O, NO₂), e metano (CH₄). Na baixa atmosfera, aerossóis aquecem a troposfera pela absorção da energia solar e diminuem a quantidade da radiação que chega à superfície. Eles também aumentam o albedo (refletância) planetário principalmente devido à re-dispersão da radiação solar (PEIXOTO; OORT, 1992).

A absorção da energia por partículas e moléculas conduz a emissão. O conceito de emissão está associado com a radiação do corpo negro (LIOU, 2002). Um corpo que irradia, para todos os comprimentos de onda, a intensidade máxima possível de radiação em uma determinada temperatura é chamada de **corpo negro**. Este máximo é idêntico para todo corpo negro independentemente da sua constituição. Deste modo a intensidade da radiação emitida por um corpo negro é em função apenas do comprimento de onda, temperatura absoluta e área da superfície. Um corpo negro também pode ser caracterizado pela propriedade de que toda a energia radiante que chega à sua superfície é absorvida (SEINFELD; PANDIS, 1998).

Uma fundamental compreensão dos processos de espalhamento e absorção na atmosfera é necessária para o estudo do balanço de radiação, o clima da atmosfera planetária e para a exploração de técnicas de sensoriamento remoto com intuito de inferir na composição e estrutura da atmosfera (LIOU, 2002).

2.1.3 Efeitos das Nuvens na Radiação

As nuvens consistem de gotículas de água líquida ou partículas de gelo suspensas na atmosfera. Elas são formadas pela condensação do vapor d'água atmosférico quando a temperatura encontra-se abaixo da temperatura de saturação. Gotículas d'água e partículas de gelo apresentam interações substanciais tanto com a radiação solar quanto com a terrestre. A natureza destas interações depende da massa total de água, do tamanho e formato das gotículas ou partículas e de sua distribuição no espaço (HARTMANN, 1994).

As nuvens afetam o **albedo**, a absortividade e a transmissão da radiação incidente. Por exemplo, o albedo de uma nuvem *stratus* fina é aproximadamente 30%, considerando que o albedo de uma nuvem *stratus* mais espessa pode variar entre 60% a 70%. Nuvens *nimbostratus* têm valores de albedo em torno de 70% e nuvens *cirrus* têm valores mais baixos de albedo, na ordem de 20% (HOUGHTON *apud* PEIXOTO; OORT, 1992).

Os efeitos radiativos das nuvens são importantes para o balanço de energia da Terra e para os processos dinâmicos, químicos e biológicos dentro do sistema climático (HARTMANN, 1993). Elas exercem um bloqueio similar ao gerado pelos gases do efeito estufa, entretanto, este efeito é compensado pela refletividade, onde em média, as nuvens apresentam um efeito de resfriamento. Embora localmente possa ser percebido um aquecimento: noites nubladas tendem a permanecerem mais quentes do que noites claras, porque as nuvens irradiam energia em forma de onda longa de volta para a superfície (LE TREUT; SOMERVILLE, 2007).

2.1.4 Absorção da Radiação por Gases

Absorção da radiação por gases é um dos mais importantes aspectos tanto da meteorologia global quanto da química da atmosfera. O espectro solar é alterado tanto pela absorção quanto pelo espalhamento. É importante notar que as moléculas que são responsáveis por grande parte da absorção pronunciada tanto da radiação solar quanto terrestre, são os menores constituintes da atmosfera, isto é, não são o N_2 e O_2 (SEINFELD; PANDIS, 1998).

A atmosfera é muito efetiva em absorver determinadas frequências correspondentes a uma energia de transição de um gás atmosférico. Podemos chamar cada uma destas regiões de absorção discreta de **linhas de absorção**. Transições vibracionais e rotacionais são de primeiro interesse para a absorção e emissão da radiação terrestre na atmosfera, desde que os níveis de energia associadas com estas transições correspondam às energias dos fótons da radiação infravermelha termal. Partículas poliatômicas, como H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 , N_2O e muitas outras, têm bandas de vibração de importância na porção infravermelha termal no espectro eletromagnético (HARTMANN, 1994). Assim, observa-se que a absorvidade dos gases da atmosfera varia de acordo com o comprimento de onda da radiação incidente (Figura 2.3).

Deste modo, o ozônio na atmosfera superior absorve efetivamente toda a radiação solar abaixo de 290 nm, considerando que vapor da água e dióxido de carbono absorve mais a radiação terrestre de onda longa. A absorção pelo O_2 e O_3 é responsável por remover praticamente toda a radiação incidente que tem comprimentos de onda menores que 290 nm. Entretanto, a absorção atmosférica não é forte entre 300 a aproximadamente 800 nm, formando a “janela” no espectro. Vapor d’água absorve em um complicado caminho, e a

maior parte na região onde a radiação solar e terrestre se sobrepõe. Dos 300 aos 800 nm, a atmosfera é essencialmente transparente. Dos 800 aos 2000 nm, a radiação de onda longa terrestre é moderadamente absorvida pelo vapor d'água na atmosfera. O Quadro 2.1 mostra a atenuação da radiação solar pela atmosfera (SEINFELD; PANDIS, 1998).

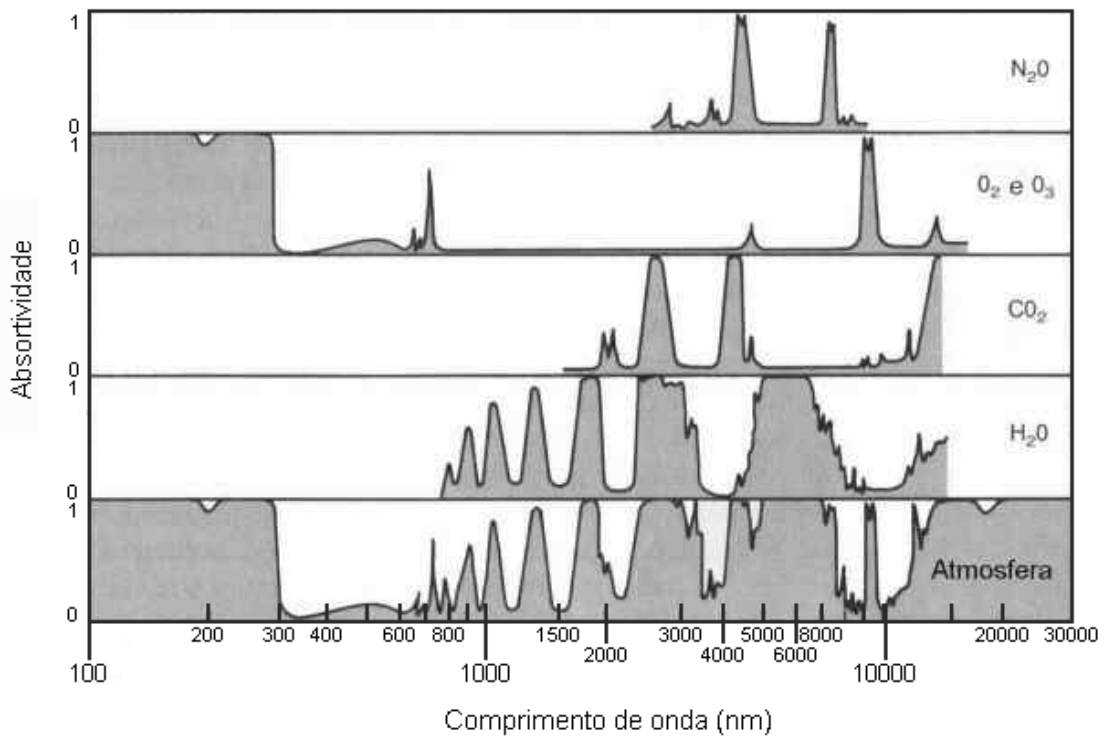


Figura 2.3 - Absortividade de alguns gases da atmosfera e da atmosfera como um todo.
 Fonte: Adaptada da figura obtida no *site*:
<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap2/cap2-7.html>

Comprimentos de onda menores que aproximadamente 100 nm são absorvidos pelo O₂ e N₂ e não penetram abaixo de 100 km. O₂ absorve fortemente entre 100 e 175 nm, e também no intervalo de 175 a 200 nm. Comprimentos de onda na faixa de 200 a 245 nm são absorvidos na estratosfera, principalmente pelo O₂. A absorção do ultravioleta pelo ozônio, que apresenta um máximo próximo de 254 nm, atenua a radiação solar em todo o intervalo de 230 a 300 nm. Como resultado, a radiação solar de comprimentos de onda menores que aproximadamente 290 a 300 nm não chega à superfície da Terra (SEINFELD; PANDIS, 1998).

Quadro 2.1 - Atenuação da radiação solar pela atmosfera em função da altitude.

Regiões do Comprimento de Onda								Altitude	
120 a 200 nm	200 a 290 nm	290 a 320 nm	320 a 350 nm	350 a 550 nm	550 a 900 nm	900 a 2500 nm	2500 a 7000 nm	7000 a 20000 nm	
O ₂ absorve quase que completamente			Intensidade da irradiação solar aproxima-se da extra-atmosfera; atenuação pelo espalhamento aumenta consideravelmente em direção aos comprimentos de ondas mais curtos						Acima de 60 km
	200 a 210 nm absorvido pelo O ₂ ; apreciável absorção pelo O ₃	Absorção pelo O ₃ não relevante				Energia pequena	Energia muito pequena	de 60 a 33 km	
	Radiação não penetra abaixo de aproximadamente 11 km	A absorção pelo O ₃ atenua mais que a perda por espalhamento	Absorção pelo O ₃ atenua significativamente e a radiação	Irradiação diminuída principalmente devido o espalhamento por gases permanentes na atmosfera	H ₂ O responsável pela maior parte da absorção; o CO ₂ absorve levemente em 200 nm; vapor d'água (ou cristais de gelo) são encontrados acima de aproximadamente 20 km		Forte absorção pelo O ₃ até 9600 nm; forte absorção pelo CO ₂ em 1200-1700 nm	de 33 a 11 km	
			Aerossol altamente variável responsável pela atenuação nas regiões de 320 a 700 nm		Energia transmitida com pequena perda abaixo de 2 km	Penetração da energia ao nível do mar apenas através da "janela" em aproximadamente 1200, 1600 e 2200 nm	Penetração não significativa abaixo de 2 km exceto na "janela" em aproximadamente 3800 e 4900 nm	Transmissão de energia com moderada perda; várias bandas de absorção devido aos gases atmosféricos	de 11 a 2 km
		Penetração apreciável através da atmosfera "clara" ao nível do mar aprox. 7% aprox. 30%	Penetração através da atmosfera "clara" ao nível do mar aproximadamente 40%	Espalhamento e absorção devido a poeira				de 2 km ao nível do mar	

Fonte: Adaptada a partir de SEINFELD; PANDIS, 1998.

2.1.4.1 Gases do Efeito Estufa

Em uma atmosfera limpa, sem nuvens ou aerossóis, uma grande porção da energia solar é transmitida através da atmosfera e absorvida pela superfície da Terra. Em contraste, a energia emitida pela Terra é amplamente absorvida pelo dióxido de carbono, vapor d'água, ozônio e outros gases na atmosfera. O aprisionamento da radiação infravermelha termal pelos gases atmosféricos é típico da atmosfera e é, entretanto, chamado de efeito estufa (LIOU, 2002). Recebe este nome em comparação as paredes de vidro das estufas, que reduzem o fluxo de ar e aumentam a temperatura do ar em seu interior. Grande parte desta radiação térmica emitida pela superfície e oceanos é absorvida pela atmosfera, incluindo nuvens, e volta a ser irradiada pela Terra.

Os dois gases mais abundantes na atmosfera, nitrogênio (compreendendo 78% da atmosfera seca) e o oxigênio (que compreende 21%), quase não exercem efeito estufa. Em vez disso, o efeito estufa provém de moléculas que são mais complexas e menos comuns. O vapor d'água e dióxido de carbono (CO₂) são os gases mais importantes para o efeito estufa. O metano, óxido nitroso, ozônio e vários outros gases presentes na atmosfera em pequenas quantidades também contribuem. Nas regiões equatoriais úmidas, onde há tanta concentração de vapor d'água no ar que o efeito estufa é maior, acrescentando uma pequena quantidade adicional de CO₂ ou de vapor d'água apresentam apenas um pequeno impacto direto sobre a radiação infravermelha descendente. No entanto, nas regiões polares frias e secas, o efeito de um pequeno aumento no CO₂ ou no vapor d'água é muito maior. O mesmo acontece para a atmosfera superior fria e seca onde um pequeno aumento no vapor d'água tem uma maior influência no efeito de estufa do que a mesma alteração do vapor d'água teria próxima a superfície (LE TREUT; SOMERVILLE, 2007).

2.1.5 Balanço de Radiação

Observações durante vários anos mostram que a intensidade da radiação solar não mudou substancialmente (PEIXOTO; OORT, 1992). Em seu movimento de translação, a Terra alternadamente se afasta e se aproxima do Sol. Por essa razão, o fluxo de energia solar que é interceptado por este planeta muda ao longo do ano. Com o objetivo de obter um padrão que servisse como termo de referência à análise da variação daquele fluxo, estabeleceu-se a **constante solar** (S_0). Denomina-se constante solar a quantidade de energia proveniente do Sol

que, na unidade de tempo, é interceptada por uma superfície plana, de área unitária, perpendicular à direção dos raios solares, e situada fora da influência da atmosfera, a uma distância do Sol igual à distância média Terra-Sol (1.5×10^{11} m) (HALLIDAY; RESNICK; WALKER, 2003; VAREJÃO-SILVA, 2006). O valor da constante solar é de aproximadamente 1360 Wm^{-2} (PEIXOTO; OORT, 1992).

A área da seção transversal da Terra que intercepta os raios solares é πR^2 , onde R é o raio da Terra. A área da superfície da Terra que recebe a radiação é $4\pi R^2$. Assim a fração da constante solar recebida por unidade de área da Terra é $(\pi R^2/4\pi R^2) = 1/4$ da constante solar⁽¹⁾, aproximadamente 343 Wm^{-2} . Desta entrada de radiação solar (Figura 2.4), uma fração é refletida de volta para o espaço; tal fração, que nos podemos denotar por A , é a média global da refletância planetária ou albedo (SEINFELD; PANDIS, 1998). O albedo superficial depende fortemente da natureza da superfície, cobertura vegetal, cobertura de neve, etc (PEIXOTO; OORT, 1992). A é aproximadamente 0.3 (RAMANATHAN *apud* SEINFELD; PANDIS, 1998). O valor médio do albedo na superfície é da ordem de 0.15, considerando que albedo planetário no topo da atmosfera foi estimado da ordem de 0.3, principalmente devido ao elevado albedo das nuvens e o retro espalhamento da atmosfera.

A absorção da radiação solar de onda curta pela atmosfera e pela superfície da Terra leva ao aquecimento do sistema climático. Esta radiação absorvida pelo planeta pode retornar ao espaço como radiação terrestre de onda longa. Deste modo, praticamente toda troca de energia entre a Terra e o espaço é devido à transferência radiativa.

O fluxo líquido de radiação na superfície da Terra resulta de um balanço entre os fluxos de radiação solar e terrestre:

$$F_{rad}^{sup} = F_{oc} + F_{ol} . \quad (2.3)$$

O balanço de radiação de onda curta e onda longa são representados por

$$F_{oc} = F_{oc}^{\downarrow} - F_{oc}^{\uparrow} \quad (2.4)$$

e

⁽¹⁾ A quantidade total de energia recebida pela Terra é determinada pela projeção da sua superfície sobre um plano perpendicular à propagação da radiação (πR^2). Como o planeta gira em torno do seu eixo, esta energia é distribuída, embora de forma desigual, sobre toda a sua superfície ($4\pi R^2$). Assim a radiação solar média recebida sobre a Terra, designada por insolação é de aproximadamente 342 W/m^2 , valor correspondente a 1/4 da constante solar (TEICHRIEB, 2008).

$$F_{ol} = F_{ol}^{\downarrow} - F_{ol}^{\uparrow} . \quad (2.5)$$

Consequentemente, o balanço de radiação em toda a parte torna-se

$$F_{rad}^{sup} = F_{oc}^{\downarrow} - F_{oc}^{\uparrow} + F_{ol}^{\downarrow} - F_{ol}^{\uparrow} , \quad (2.6)$$

onde as setas para baixo e para cima denotam a entrada e saída dos componentes da radiação, respectivamente.

A radiação solar incidente F_{oc}^{\downarrow} é a soma da radiação solar direta com a difusa. Esta tem uma marcante variação diurna e sazonal, e também é fortemente afetada pelas nuvens. A saída da radiação solar de onda curta é a parte refletida pela superfície $F_{oc}^{\uparrow} = A_{sup} F_{oc}^{\downarrow}$, onde é o albedo na superfície para que a radiação de onda curta seja (PEIXOTO; OORT, 1992):

$$F_{oc} = (1 - A_{sup}) F_{oc}^{\downarrow} . \quad (2.7)$$

A relação $1 - A_{sup}$ representa a fração da radiação solar de onda curta que é absorvida pelo sistema Terra-atmosfera. A entrada de energia solar na superfície da Terra é:

$$F_{oc} = S_0/4 (1 - A_{sup}) . \quad (2.8)$$

Para $A_{sup} = 0.3$, no topo da atmosfera, F_{oc} corresponde a aproximadamente 240 Wm^{-2} (SEINFELD; PANDIS, 1998).

A entrada de radiação de onda longa F_{ol}^{\downarrow} provém da atmosfera e depende do perfil de temperatura vertical, das nuvens e da distribuição vertical dos absorvedores. Esta não apresenta uma significativa variação diurna. A entrada e a saída dos componentes da radiação de onda longa têm a mesma ordem de grandeza, de modo que o fluxo de radiação de onda longa líquido é pequeno em comparação com o fluxo solar líquido. Entretanto, torna-se importante durante a noite quanto $F_{oc} = 0$.

Grande parte da energia absorvida na superfície é usada para evaporar água, outra parte é perdida na atmosfera como calor sensível e uma menor parte é perdida para camadas abaixo da superfície ou usada para derreter neve e gelo (Figura 2.4).

Em geral, a Terra como um todo é uma média do equilíbrio de radiação sobre um período de vários anos. Em outras palavras, tanto muita energia pode estar abandonando o sistema em forma de radiação de onda longa como pode está entrando na forma de radiação de onda curta:

$$F_{ta} = \int_{\text{topo}} (1 - A_{\text{sup}}) F_{\text{oc}}^{\downarrow} ds - \int_{\text{topo}} F_{\text{ol}}^{\uparrow} ds \approx 0 \quad (2.9)$$

onde F_{ta} = fluxo de radiação líquida no topo da atmosfera.

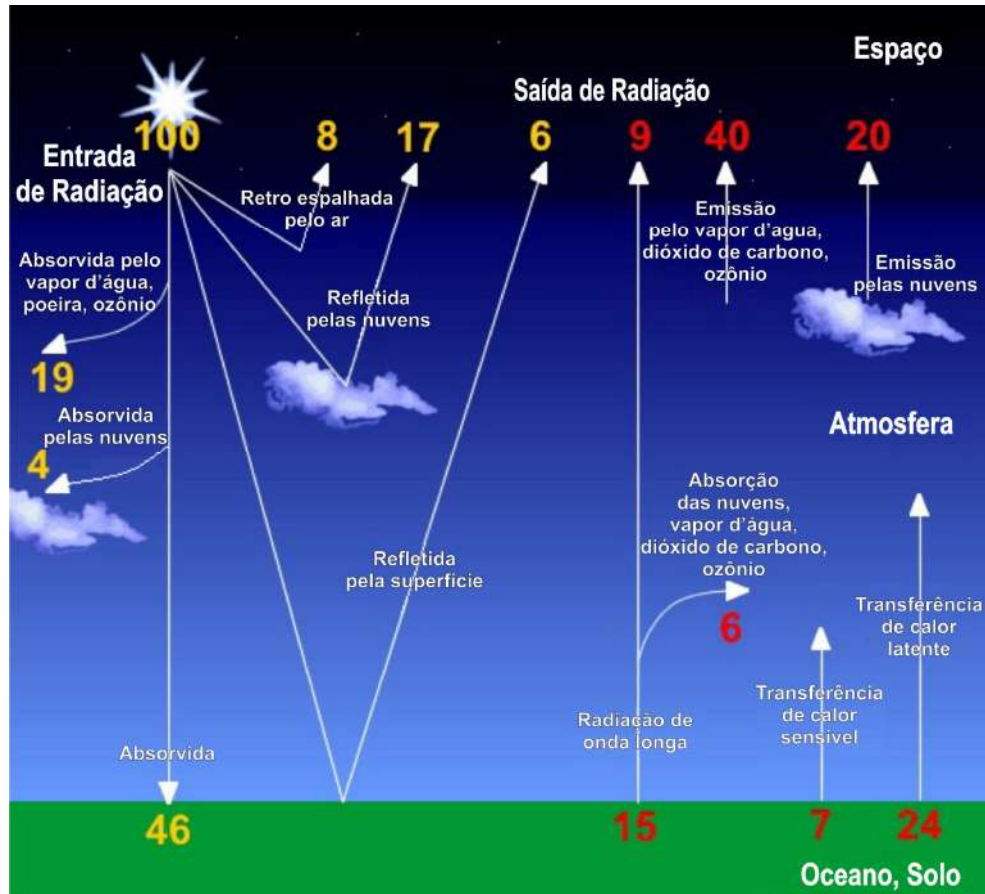


Figura 2.4 - O balanço de energia. 100% da energia que entra na atmosfera terrestre proveniente do Sol são balanceadas pelos 100% da energia total que sai da Terra.

Fonte: Adaptada da figura obtida no site:

http://www.srh.noaa.gov/jetstream//atmos/energy_balance.htm

Assumindo este balanço entre a quantidade da energia solar recebida e emitida pela Terra como um todo, e que esta irradia como um corpo negro, nós podemos calcular a então chamada temperatura de equilíbrio de radiação T_e da Terra pela lei de Stefan-Boltzmann (PEIXOTO; OORT, 1992), deste modo:

$$\sigma T_e^4 = 240 \text{ Wm}^{-2}$$

Ou

(2.10)

$$T_e = 255 \text{ K} = -18 \text{ }^\circ\text{C} .$$

Onde, $\sigma = 5.671 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ é a constante de Stefan-Boltzmann (SEINFELD; PANDIS,

1998). Devido à existência da atmosfera, com gases que absorvem e emitem radiação de onda longa, a temperatura na superfície da Terra é maior que a temperatura efetiva das emissões T_e (PEIXOTO; OORT, 1992). A lei de Stefan-Boltzmann explica que o fluxo de densidade emitido por um corpo negro é proporcional a quarta potência da temperatura absoluta (LIOU, 2002).

Em um simples equilíbrio de radiação as temperaturas da superfície e do ar próximo a superfície são diferentes. Esta descontinuidade é causada pela absorção da radiação solar na superfície. Deste modo, descontinuidades são comumente muito suprimidas da realidade por causa do eficiente transporte de calor por condução e convecção (HARTMANN, 1994).

2.2 Ozônio Atmosférico

O ozônio é um gás presente naturalmente na atmosfera (FAHEY et al., 2002). Foi descoberto por Christian Friedrich Schönbein na metade do século XIX; também foi o responsável por sua detecção no ar (SCHÖNBEIN *apud* SEINFELD; PANDIS, 1998). Segundo Fahey et al. (2002), a palavra ozônio é derivada do grego *ozein*, que significa “cheirar”. Este apresenta um odor forte e característico que permite ser detectado mesmo em quantidades muito pequenas.

Grande parte do ozônio atmosférico na Terra (aproximadamente 90%) é encontrada na estratosfera onde ele executa um importante papel em absorver a radiação ultravioleta emitida pelo Sol (SEINFELD; PANDIS, 1998). A estratosfera inicia-se em alturas mais elevadas (16 Km) nos trópicos que nas regiões polares (10 Km) (FAHEY et al., 2002). O aumento da temperatura com a altura na estratosfera (Figura 2.5) é resultado da absorção, pelo ozônio, da radiação (SEINFELD; PANDIS, 1998).

As moléculas de ozônio apresentam uma concentração relativamente baixa na atmosfera. Próximo a estratosfera, encontram-se 12.000 moléculas de ozônio para cada bilhão de moléculas de ar. Essas moléculas de ar compreendem tanto moléculas de oxigênio (O_2) quanto de nitrogênio (N_2). Na troposfera, próxima a superfície da Terra, a concentração de ozônio é bem menor, numa escala de 20 a 100 moléculas de ozônio para cada bilhão de moléculas de ar (FAHEY et al., 2002).

A atenuação da radiação a cada comprimento de onda é, então, controlada pelo número total de moléculas de ozônio existente numa coluna cilíndrica de altura infinita, e com área da base unitária. Tem-se assim uma concentração integrada, cujas dimensões são

moléculas por unidade de área. Para o ozônio, utiliza-se tradicionalmente a chamada **unidade Dobson** (*Dobson units - DU*), tendo-se (BERBERAN E SANTOS, 2005):

$$1 \text{ DU} = 2,69 \times 10^{20} \text{ moléculas por m}^2. \quad (2.11)$$

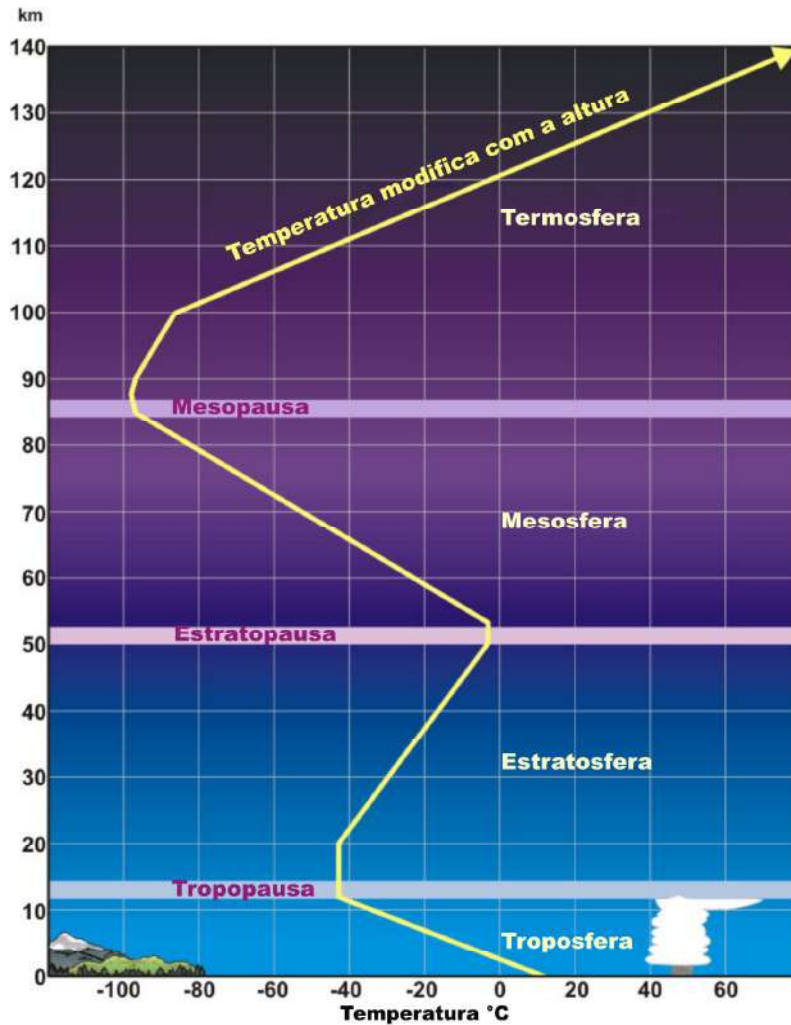


Figura 2.5 - Camadas da atmosfera.

Fonte: Adaptada da figura obtida no *site*:

<http://www.srh.noaa.gov/jetstream//atmos/layers.htm>

2.2.1 Ozônio Troposférico

Aproximadamente 10% do ozônio são encontrados na troposfera, região mais baixa da atmosfera, situada entre a superfície da Terra e a estratosfera (FAHEY et al., 2002). A densidade média da coluna de ozônio troposférico é de aproximadamente 30 DU, mas esta

varia significativamente com a época do ano e com o hemisfério (SEINFELD; PANDIS, 1998). A produção de ozônio na superfície não contribui para o aumento do ozônio estratosférico. Sua quantidade é extremamente pequena e o transporte vertical do ar não é eficaz o bastante (FAHEY et al., 2002).

A produção química do ozônio na troposfera ocorre a partir de reações mediante a ação da luz solar e de oxidações fotoquímicas (CARVALHO, 2006). Queima do combustível fóssil é uma fonte de poluição primária para a produção do ozônio troposférico. Este é destruído através de reações químicas naturais e reações que envolvem produtos químicos industrializados. Pode também ser destruído ao reagir com algumas espécies de solos e plantas.

O aumento do ozônio troposférico é prejudicial, pois ele reage fortemente para destruir ou alterar muitas outras moléculas. A exposição excessiva ao ozônio reduz rendimentos da colheita e crescimento de florestas. Nos seres humanos, essa exposição pode reduzir a capacidade pulmonar; causar dores no peito, irritação na garganta, tosse, entre outros problemas de saúde relacionados ao coração e aos pulmões. Caso aumente sua concentração na troposfera, pode causar um aquecimento da superfície da Terra (FAHEY et al., 2002).

Diversos estudos afirmaram que a incidência de radiação solar e a ocorrência de temperatura do ar mais elevadas controlam, em grande parte, a produção fotoquímica do ozônio. Dessa forma, espera-se, em geral, uma maior ocorrência de altas concentrações de ozônio troposférico durante os meses mais quentes do ano, principalmente, em países localizados nas latitudes médias (CARVALHO, 2006).

2.2.2 Ozônio Estratosférico

A maior parte do ozônio está localizada na estratosfera (aproximadamente 90%) e é conhecida como **camada de ozônio** (FAHEY et al., 2002). O exclusivo papel do ozônio em absorver determinados comprimentos de onda da entrada da luz solar ultravioleta, estava identificado na última parte do século XIX. Interesses na diminuição do ozônio provêm do fato que tal absorção da radiação solar é importante na determinação não apenas da estrutura térmica da estratosfera, mas também da estrutura ecológica para a vida na superfície da Terra (CORNU; HARTLEY *apud* SOLOMON, 1999).

2.2.2.1 Processos de Formação do Ozônio Estratosférico

• Ligações Covalentes

A ligação química é a junção de dois átomos. Forma-se uma ligação química entre dois átomos se o arranjo resultante dos dois núcleos e seus elétrons tem menos energia do que a energia total dos átomos separados. Se a redução de energia pode ser obtido pela **transferência completa** de um ou mais elétrons de um átomo para o outro, formam-se íons e o composto mantém-se pela atração eletrostática entre os íons. Este tipo de arranjo é chamado de **ligação iônica**. Se a diminuição de energia pode ser atingida pelo **compartilhamento** de elétrons, os átomos unem-se por uma **ligação covalente** para formar moléculas discretas (ATKINS; JONES, 2006).

Uma ligação covalente resulta do compartilhamento de um par de elétrons entre os átomos. A força de ligação resulta da atração entre estes elétrons compartilhados e os núcleos positivos dos átomos que participam da ligação. De acordo com a **estrutura de Lewis**, que são muito úteis para as moléculas ligadas covalentemente e para os íons poliatômicos (BRANDY; HUMISTON, 1986), quando uma ligação covalente se forma, os átomos compartilham elétrons até atingir a configuração de um gás nobre. Lewis chamou este princípio de **regra do octeto**: “na formação de uma ligação covalente, os átomos tendem a completar seus octetos pelo compartilhamento de elétrons” (ATKINS; JONES, 2006).

Uma molécula de ozônio contém três átomos de oxigênio, apresentando a estrutura química: O₃ (FAHEY et al., 2002). Assim como o ozônio, segundo Atkins e Jones (2006), algumas moléculas têm estruturas que não podem ser expressas corretamente por uma única estrutura de Lewis.

Cada átomo de oxigênio tem seis elétrons de valência (número de ligações que um átomo pode formar). O número total de elétrons de valência na molécula de ozônio é $3 \times 6 = 18$. Uma das estruturas de Lewis é:



Trocando as posições das ligações, temos:



Nenhumas das estruturas anteriores servem para representar a estrutura de Lewis do ozônio. A estrutura da molécula de ozônio é conhecida como um híbrido de ressonância das estruturas (2.12) e (2.13) e não pode ser representada satisfatoriamente por uma simples estrutura de Lewis. Cada ligação oxigênio-oxigênio não simples nem dupla, é intermediária entre essas duas (ROCHA, 1999). **Ressonância** é uma fusão de estruturas de Lewis, e a estrutura resultante desta fusão é um **híbrido de ressonância** das estruturas de Lewis contribuintes (ATKINS; JONES, 2006).

• Mecanismo de Chapmann

Sidney Chapmann, um cientista britânico, propôs em 1930 que o ozônio é continuamente produzido na atmosfera por um ciclo iniciado pela fotólise do O_2 na estratosfera superior. Este mecanismo fotoquímico para a produção do ozônio na estratosfera leva o nome de Chapmann.

A formação do ozônio ocorre na estratosfera acima de aproximadamente 30 km de altitude, onde radiação solar ultravioleta de comprimentos de onda menores que 242 nm ($h\nu$), lentamente dissociam o oxigênio molecular,



O átomo de oxigênio (O) reage rapidamente com o O_2 na presença de uma terceira molécula, denotada por M (M é usualmente outro O_2 ou N_2), para formar o ozônio,



A reação 2.15 é, para todos os efeitos práticos, a única reação que produz ozônio na atmosfera, tanto na estratosfera quanto na troposfera. A molécula O_3 , formada na reação 2.15, absorve fortemente na gama de comprimento de onda de 240 a 320 nm para decompor e voltar a O_2 e O,



Adicionalmente, O_3 pode reagir com o oxigênio atômico para regenerar duas moléculas de O_2 ,



A reação 2.14 é a origem do oxigênio atômico. A razão da reação 2.14 é $R_{2.14} = j_{\text{O}_2} [\text{O}_2]$. Uma vez formado o oxigênio atômico, procede a reação 2.15 com uma razão $R_{2.15} = k_{2.15} [\text{O}] [\text{O}_2] [\text{M}]$, para formar a molécula de ozônio. Em seguida, pode ocorrer fotólise do O_3 na reação 2.16 com uma razão $R_{2.16} = j_{\text{O}_3} [\text{O}_3]$, ou reagir com um átomo de oxigênio na reação 2.17 com uma razão $R_{2.17} = k_{2.17} [\text{O}_3] [\text{O}]$ (SEINFELD; PANDIS, 1998). A constante $k_{2.15}$ no topo da estratosfera, onde a pressão é menor, a uma temperatura de 300 K é igual a $6.0 \times 10^{-34} \text{ cm}^6 \text{ molécula}^{-2} \text{ s}^{-1}$. O valor da constante $k_{2.17}$ a uma temperatura de 298 K é igual a $8.0 \times 10^{-15} \text{ cm}^3 \text{ molécula}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Já o valor das constantes de fotólise j_{O_2} e j_{O_3} é aproximadamente 10^{-3} s^{-1} em até 40 km de altitude.

No estado fotoestacionário tem-se (BERBERAN E SANTOS, 2005)

$$d[\text{O}_3] / dt = k_{2.15} [\text{O}] [\text{O}_2] [\text{M}] - j_{\text{O}_3} [\text{O}_3] - k_{2.17} [\text{O}_3] [\text{O}] \quad (2.18)$$

e o balanço para o átomo de oxigênio é

$$d[\text{O}] / dt = 2j_{\text{O}_2} [\text{O}_2] - k_{2.15} [\text{O}] [\text{O}_2] [\text{M}] + j_{\text{O}_3} [\text{O}_3] - k_{2.17} [\text{O}_3] [\text{O}] . \quad (2.19)$$

Uma vez gerado o oxigênio na reação 2.14, as reações 2.15 e 2.16 procedem relativamente rápidas. Um caminho para medir a velocidade da reação é o tempo característico. Por exemplo, o tempo característico da reação 2.15 é o mesmo para a reação do O atômico. Visto que a razão da reação 2.15 é $R_{2.15} = k_{2.15} [\text{O}] [\text{O}_2] [\text{M}]$, expressa em unidades de moléculas $\text{cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$, seu tempo característico é $\tau_{2.15} = [\text{O}] / R_{2.15} = (k_{2.15} [\text{O}] [\text{O}_2] [\text{M}])^{-1}$. No topo da estratosfera, onde a pressão e conseqüentemente $[\text{M}]$, são baixos, $\tau_{2.15} \approx 100 \text{ s}$. Na baixa estratosfera, $[\text{M}]$ é maior e $\tau_{2.15}$ é correspondentemente menor. O tempo característico da reação 2.16 é exatamente $j_{\text{O}_3}^{-1}$ e, como a reação 2.15, é igualmente curta. Como um resultado da rapidez das reações 2.15 e 2.16, estas duas reações rapidamente convertem em O e O_3 . Assim, elas são aproveitadas para formar a soma do O e O_3 , como uma espécie única. Estas espécies são dadas à designação de “*odd oxygen*” e é denotada de O_x . O *odd oxygen* é produzido apenas na reação 2.14 e é perdido apenas na reação 2.17.

Quantitativamente, em seguida, uma vez um O atômico produzido na reação 2.14, as reações 2.15 e 2.16 repetem muitas vezes antes da reação 2.17 ter uma oportunidade para assumir a posição. Como um resultado, $R_{2.15}$ e $R_{2.16}$ muito ultrapassam $R_{2.14}$ e $R_{2.17}$, e é uma

boa aproximação para dizer que a concentração no *pseudo-steady-state* dos átomos de oxigênio são governadas apenas pelas reações 2.15 e 2.16, levando a razão $[O]/[O_3]$,

$$[O] / [O_3] = j_{O_3} / k_{2.15} [O_2] [M] . \quad (2.20)$$

Com o aumento da altitude, $[M]$ diminui, então a razão $[O]/[O_3]$ torna-se maior; o oxigênio atômico é favorecido em altitudes elevadas e O_3 em altitudes inferiores. Ozônio é a forma dominante do *odd oxygen* na estratosfera abaixo de aproximadamente 50 km.

Devido às rápidas repetições que ocorrem entre as reações 2.15 e 2.16, a taxa de produção de O_3 é regulada pela taxa de oxigênio atômico, que é gerada na reação 2.14, e a taxa de remoção do O_3 é regulada pela taxa da reação 2.17. Sendo assim, a concentração no *steady-state* (estado de equilíbrio) do O_3 resulta das reações 2.14 a 2.17. Uma equação da razão, pode ser escrita para $[O] + [O_3]$, que é aproximadamente a mesma para $[O_3]$, devido à aproximação no *steady-state* para $[O]$. A equação da razão pode ser integrada, e a concentração no *steady-state* para O_3 , que é alcançada com um tempo característico de $\frac{1}{4} (k_{2.15} [M] / k_{2.17} j_{O_3} j_{O_2})^{1/2}$, é

$$[O_3] = [O_2] (k_{2.15} [M] j_{O_2} / k_{2.17} j_{O_3})^{1/2} . \quad (2.21)$$

Como grande parte (superior a 99%) do *odd oxygen* está na forma de O_3 , o mecanismo de Chapman prevê que concentrações locais de ozônio estratosférico são proporcionais à raiz quadrada da taxa de fotólise do O_2 . À noite, as reações 2.14 e 2.16 cessam, mas as reações 2.15 e 2.17 persistem. As concentrações de oxigênio atômico caem rapidamente, com o efeito líquido em que as reações 2.15 e 2.17 mais ou menos equilibram uma a outra, de modo que, as variações diurnas de O_3 na estratosfera são pequenas (SEINFELD; PANDIS, 1998).

2.2.2.3 Redução do Ozônio Estratosférico

O processo de destruição do ozônio inicia-se através da emissão de gases de halogênio na superfície da Terra. Esses gases acumulam-se na atmosfera mais baixa (troposfera) e são transportados à estratosfera. Esse acúmulo ocorre porque a maioria desses gases não reage na troposfera. Pequena quantidade destes gases se dissolve nas águas do oceano. Algumas emissões de gases de halogênio provêm de fontes naturais. Estas emissões acumulam na

troposfera e são transportadas também para a estratosfera.

Os gases de halogênio não reagem diretamente com o ozônio. Uma vez na estratosfera, os derivados halogenados são convertidos quimicamente em gases de halogênio reagente pela radiação ultravioleta do Sol. Algumas atividades humanas emitem estes gases que contêm cloro e bromo. Estas emissões na atmosfera são conduzidas à estratosfera onde ocorre a destruição do ozônio. Os gases que contêm apenas carbono, cloro, flúor são chamados de “clorofluorcarbonos”, abreviados geralmente como CFCs (Figura 2.6).

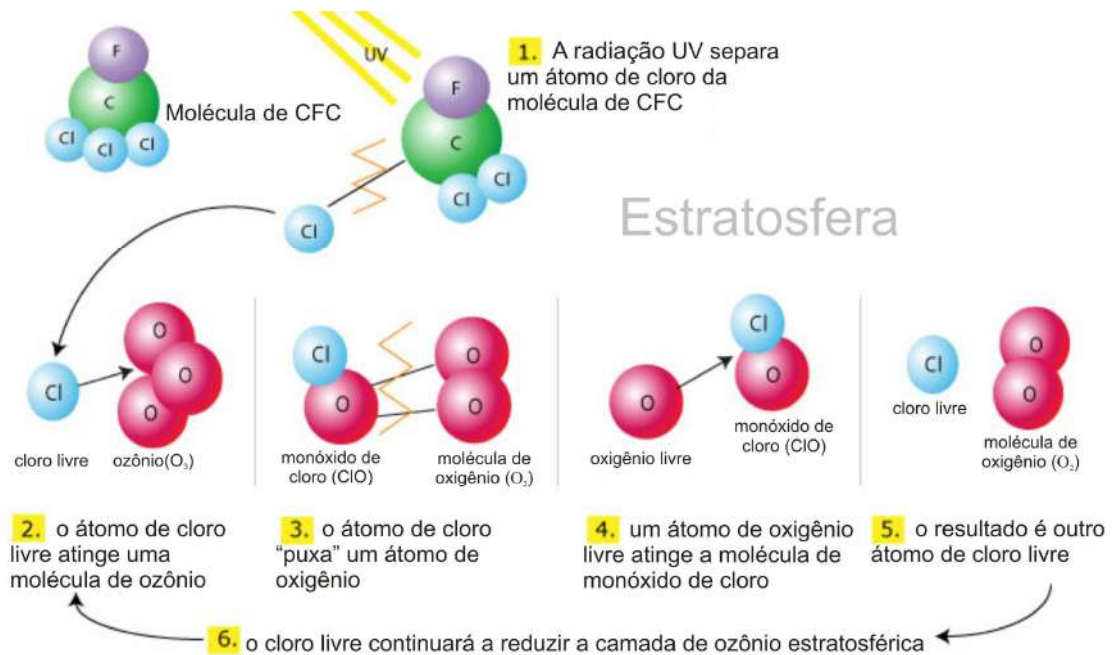


Figura 2.6 - Mecanismo de redução do ozônio a partir de uma molécula de CFC.

Fonte: Adaptada da figura obtida no *site*:

http://www.learner.org/courses/envsci/visual/visual.php?shortname=ozone_depletion

Os gases que contêm cloro apresentam várias aplicações, incluindo os refrigeradores, ar condicionados, propulsores do aerosol, produtos utilizados para limpar metais e componentes eletrônicos. Estas atividades causam a emissão de compostos halogenados à atmosfera.

Gases compostos de cloro e bromo, emitidos por atividades humanas, aumentam substancialmente desde meados do século XX. O resultado tem sido a diminuição global do ozônio, com as maiores perdas ocorrendo nas regiões polares. Esses são dois gases de halogênio presentes na estratosfera que apresentam grandes fontes naturais. São eles o cloreto de metila (CH_3Cl) e o brometo de metila (CH_3Br), ambos são emitidos pelos ecossistemas

atmosféricos e oceânicos. As fontes naturais desses dois gases contribuem com aproximadamente 16% do cloro presente na estratosfera, e aproximadamente entre 27% e 42% do bromo.

O flúor e o iodo também são átomos de halogênio. Depois que gases, que contêm átomos de flúor, são produzidos e submetidos à conversão na estratosfera, a quantidade de flúor destes gases permite a formação de compostos químicos que destroem o ozônio. O iodo é um componente de diversos gases que são emitidos naturalmente pelos oceanos. Embora o iodo participe nas reações que destroem o ozônio, esses gases que contêm iodo são removidos, a maior parte na troposfera por processos naturais antes de atingir a estratosfera (FAHEY et al., 2002).

• O “Buraco” na Camada de Ozônio

Em 1985, uma equipe liderada pelo cientista britânico Joseph Farman chocou a comunidade científica com os relatórios da maciça redução anual de ozônio estratosférico sobre Antártica durante sua primavera (setembro a outubro). Esta foi uma observação cuja eficaz compreensão da química do cloro na estratosfera foi incapaz de explicar (FARMAN et al. *apud* SEINFELD; PANDIS, 1998). Este fenômeno foi denominado o “buraco de ozônio” pela imprensa popular.

Sua descoberta, segundo o artigo *Vital Ozone Graphics* (2007), alarmou tanto a população geral quanto os governantes, abrindo caminho para a adoção, em 1987, do tratado atualmente conhecido como *Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer* (Protocolo de Montreal para Substâncias que Destroem a Camada de Ozônio). Graças ao rápido progresso do Protocolo em interromper a produção da maioria das substâncias perigosas que destroem o ozônio, é esperado que a camada de ozônio retorne para o seu estado anterior aos anos 80 por volta de 2060 a 2075, isto é, mais de 70 anos após a comunidade internacional ter concordado em tomar medidas. O Protocolo de Montreal tem sido citado como “talvez o único acordo ambiental internacional mais bem sucedido até a presente data”, e um exemplo de como a comunidade internacional foi capaz de cooperar com sucesso para resolver os desafios ambientais globais aparentemente intratáveis.

A camada de ozônio sobre a Antártica havia tendo uma diminuição uniforme antes da redução do ozônio prevista nos anos 70 que foi primeiro observado em 1985 (Figura 2.7).

A formação do buraco na camada de ozônio sobre a Antártica requer grandes

concentrações de gases de halogênio reativo, temperaturas baixas o suficiente para a formação de **nuvens estratosféricas polares** (*polar stratospheric clouds* - PSCs), o isolamento do ar para outras regiões da estratosfera e a luz solar. A maioria dos gases de halogênio originados não são removidos por processos naturais na baixa atmosfera e devido à convecção dos ventos e do ar quente ocorre uma eficiente mistura do ar por toda a troposfera. Estes gases entram na estratosfera inicialmente pela troposfera tropical. Os movimentos atmosféricos do ar transportam esses gases para cima e para os pólos em ambos os hemisférios.

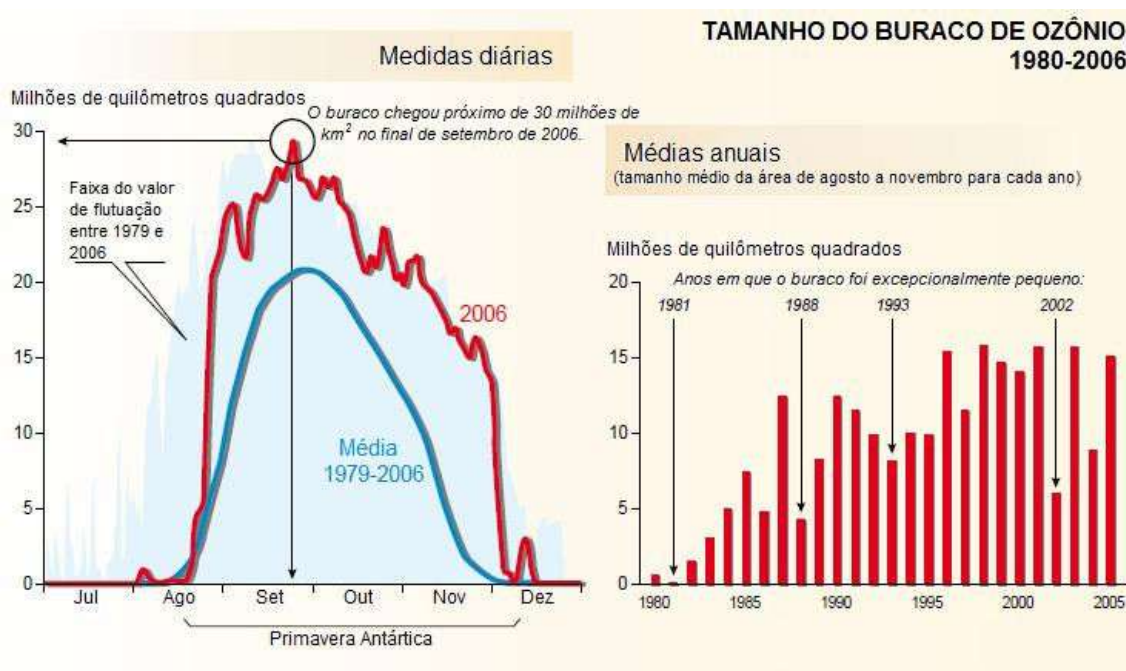


Figura 2.7 - Tamanho do buraco de ozônio na Antártica.

Fonte: NOAA usando medições do TOMS; NASA, 2007. Adaptada a partir de VITAL OZONE GRAPHICS, 2007.

Esta severa destruição do ozônio requer que as baixas temperaturas estejam presentes sobre uma determinada altitude na estratosfera, em grandes regiões geográficas, e por um longo período de tempo. As temperaturas baixas são importantes, pois permitem a formação das PSCs (Figura 2.8). Reações na superfície de partículas das nuvens iniciam um notável aumento nos gases de halogênio reativo. As temperaturas mais baixas na estratosfera encontram-se sobre as regiões polares durante o inverno. No inverno na Antártica, as temperaturas mínimas são geralmente mais baixas e menos variáveis do que no inverno Ártico. As temperaturas na Antártica permanecem abaixo da temperatura de formação das PSCs por um longo período, durante o inverno. Isto ocorre, em parte, devido a diferenças significativas entre os hemisférios na distribuição das terras, oceanos e as montanhas em

latitudes médias e elevadas (FAHEY et al., 2002).

A estratosfera é muito seca e geralmente sem nuvens. As longas noites polares produzem temperaturas tão baixas como 187 K (-90 °C) em alturas de 15 a 20 km, frio o bastante para condensar até pequenas quantidades de vapor d'água presente, para formar as PSCs (SEINFELD; PANDIS, 1998). As temperaturas mais baixas que a temperatura de formação das PSCs encontram-se durante todo o inverno da Antártica e em parte do inverno do Ártico (FAHEY et al., 2002).

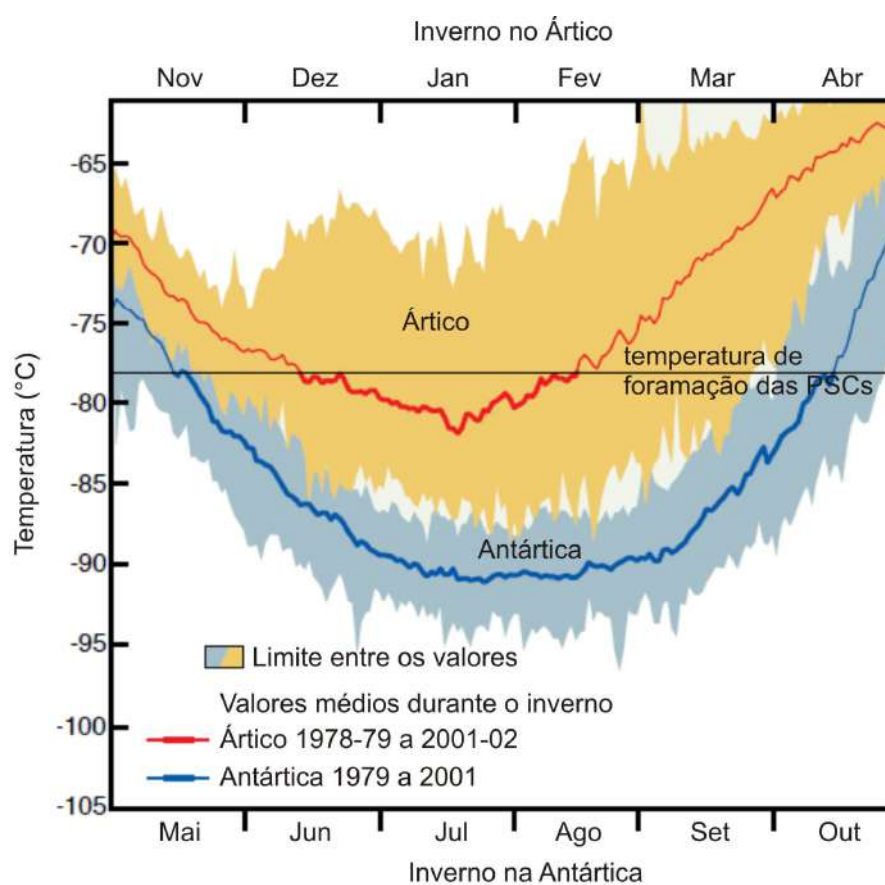


Figura 2.8 - Temperaturas durante o inverno no Ártico e Antártica.

Fonte: Adaptada a partir de FAHEY et al., 2002.

Embora a Antártica tenha umas das maiores concentrações de ozônio da Terra durante grande parte do ano, a maior parte de seu ozônio é fabricada efetivamente nos trópicos e levada, juntamente com reservatórios de moléculas de cloro, para sua atmosfera pelos movimentos do ar em grande escala. Com o ozônio do Ártico ocorre o mesmo. A estratosfera da Antártica é deficiente em oxigênio atômico por causa da ausência da intensa radiação ultravioleta (UV). Com o ar mais frio durante o inverno, ele desce e desenvolve uma circulação em direção ao oeste. Este vórtice polar desenvolve um interior com ar muito frio.

Durante o inverno e no início da primavera o vórtice é extremamente estável, separando efetivamente o ar dentro do vórtice do ar do lado de fora. O vórtice polar serve para manter os elevados níveis de ozônio na Antártica, presos por um período de vários meses a cada ano. Com o retorno do Sol em setembro, no final de um longo período de noite polar, as altas temperaturas e o enfraquecimento do vórtice, finalmente, quebram em novembro. Normalmente a quantidade de ozônio no vórtice polar começa a diminuir assim que a Antártica sai dos longos meses de noite austral no fim de agosto e início de setembro. Estes níveis cessam em outubro e aumentam em novembro. A descoberta do buraco de ozônio na Antártica representou uma significativa mudança nos modelos históricos; a diminuição dos níveis de ozônio na primavera a níveis sem precedentes, que com o passar dos anos torna-se, mais ou menos, pior que o ano anterior (SEINFELD; PANDIS, 1998).

2.2.3 Ozônio Total

Ozônio total em algumas localidades do globo é medido através do total de ozônio encontrado em uma coluna de ar sobre aquela posição. O ozônio total inclui a camada de ozônio presente na estratosfera mais o ozônio presente na troposfera. Este varia fortemente com a latitude sobre o globo, tendo seus maiores valores localizados nas latitudes médias e altas (Figura 2.9). Isto é um resultado dos ventos que circulam na estratosfera, provenientes dos trópicos para os pólos no fim do inverno. As regiões das latitudes polares apresentam baixos valores de ozônio total durante o inverno e a primavera, devido à destruição do ozônio. Os menores valores de ozônio total ocorrem nos trópicos em todas as estações do ano, e é nessa região que a espessura da camada de ozônio é menor.

As variações do ozônio total com a latitude e a longitude existem por duas razões. Primeira, os movimentos naturais que misturam o ar entre as regiões da estratosfera alteram os valores de ozônio de grandes para pequenas concentrações. Os movimentos do ar também aumentam a espessura vertical da camada de ozônio próximo aos pólos, aumentando o ozônio total nessas regiões. Os sistemas que ocorrem na troposfera podem reduzir temporariamente a espessura da camada de ozônio em uma região, diminuindo o ozônio total. Segunda, as variações ocorrem em consequência das mudanças causadas por processos químicos produzidos que se movem através do ar para várias posições do globo. A diminuição da exposição à radiação solar, por exemplo, causará uma redução na produção de ozônio (FAHEY et al., 2002).

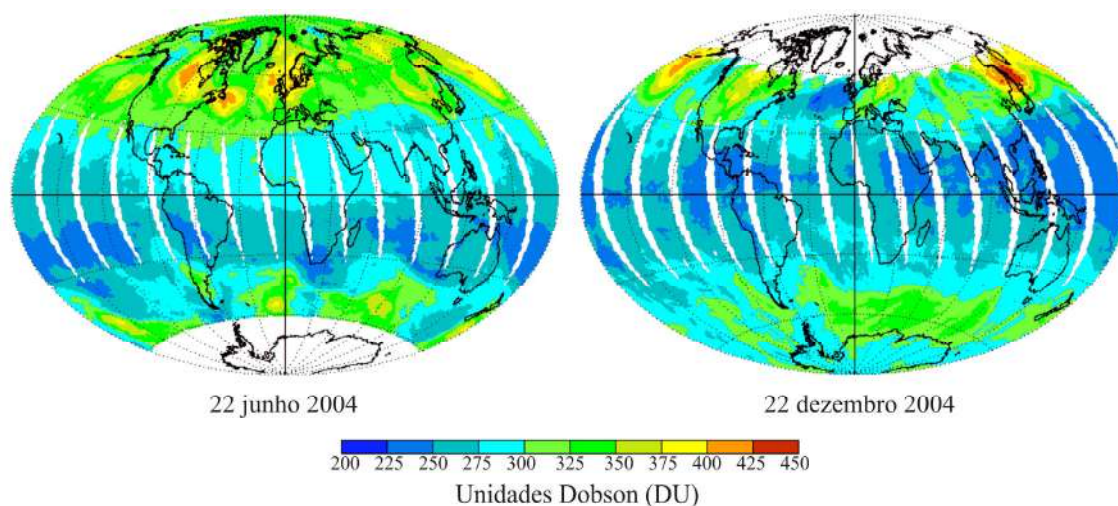


Figura 2.9 - Imagem global de ozônio total.

Fonte: NASA - TOMS, 2004.

2.2.3.1 O Estudo de Dobson

O primeiro instrumento usado para medir rotineiramente o ozônio total foi desenvolvido por Gordon Miller Bourne Dobson na década de 1920 (FAHEY et al., 2002).

Dobson foi um experimentalista que dedicou grande parte da sua vida para a observação e estudo do ozônio atmosférico. Os resultados por ele obtidos foram de grande importância para uma melhor compreensão da estrutura e circulação da estratosfera. Foi para Oxford em 1920 ocupar a posição de conferencista universitário em Meteorologia, anteriormente tinha sido capitão no *Royal Flying Corps* e diretor do *Experimental Department at the Royal Aircraft Establishment*, durante a 1ª Guerra Mundial. Junto ao professor F.A. Lindemann (mais tarde Lord Cherwell), Dobson trabalhou em estudos dos rastros de meteoros, partir do qual eles deduziram que o perfil de temperatura acima da tropopausa não era constante, e sim que ela aumentava substancialmente com altura. Assim, concluiu corretamente que a causa da estratosfera “morna” foi o aquecimento devido à absorção da radiação solar ultravioleta pelo ozônio, e ele começou a fazer medidas das suas quantidades e variabilidade. Ele decidiu medir o ozônio observando sua absorção no espectro ultravioleta solar. O primeiro espectrógrafo foi construído no verão de 1924 no laboratório de Dobson.

Extensas medições feitas durante 1925 estabeleceram as principais características da variação sazonal de ozônio, como o máximo na primavera e o mínimo no outono, e também demonstrou a estreita correlação entre a quantidade de ozônio e as condições meteorológicas na troposfera superior e estratosfera inferior.

Os resultados das medições do ozônio eram de tal interesse que Dobson decidiu fazer medições em uma série de locais na Europa para estudar a relação entre a distribuição do ozônio e as variáveis meteorológicas sinóticas. Ao final de 1929, portanto, a principal característica da variação da quantidade de ozônio com as condições sinóticas, com a latitude e com a estação do ano havia sido estabelecida (Short biography of G.M.B. Dobson, 2008).

Uma rede global fixa na superfície observa o ozônio total através de estações que foram estabelecidas em 1957, como parte do Ano Geofísico Internacional. Hoje, são encontrados aproximadamente 100 locais distribuídos por todo o mundo (do Pólo Sul, Antártica (90 °S) a Ilha de Ellesmere, Canadá (83 °N)), que medem rotineiramente o ozônio total com os instrumentos de Dobson. A precisão destas observações é mantida por calibrações regulares e intercomparações. Os dados desta rede são essenciais para compreender os efeitos dos clorofluorcarbonos (CFCs) e outros gases que contribuem para a destruição do ozônio global, começando antes mesmo de lançar os instrumentos de medição através do espaço, continuando até hoje. Devido a sua estabilidade e exatidão, os instrumentos de Dobson são usados para auxiliar a calibrar as observações feitas no espaço do ozônio total. (FAHEY et al., 2002).

2.3 Radiação Ultravioleta

O Sol é a única fonte de radiação UV de total importância para a Terra tanto quanto para o balanço de energia, a atividade biológica, as reações fotoquímicas e outros fenômenos de grande escala que são de interesse. Esta é o indicador mais importante que temos a respeito das propriedades do Sol e das suas reações físicas e químicas, mas também produz efeitos na Terra que são de interesse direto de seus habitantes. Por exemplo, reações fotoquímicas devido à radiação UV do Sol produzem o ozônio na atmosfera superior que protege de doses letais do ultravioleta solar; ondas de maior comprimento do ultravioleta que alcançam à baixa atmosfera promovem reações para a produção do *smog* fotoquímico; ondas de menor comprimento, da radiação UV e raios-X, ionizam o ar nos níveis superiores da atmosfera, produzindo a ionosfera que, deste modo, é importante para as comunicações de rádio. Estes são exemplos dos inúmeros efeitos resultados do ultravioleta, raios-X e raios gama emitido pelo Sol (COULSON, 1975).

A radiação solar apresenta um largo espectro, o qual compreende a radiação UV que conta com menos de 10% da radiação solar total. A radiação ultravioleta é muito importante

nos processos atmosféricos e em parte, entre os comprimentos de onda 200 e 310 nm, pela formação da camada de ozônio (WHITTEN & PRASAD *apud* BERTAGNOLLI et al., 2007), mas pode causar danos em plantas, sistemas aquáticos e ainda câncer de pele, catarata e supressão do sistema imunológico, debilitando as defesas do organismo humano e animal (VAN DER LEUN & GRUIJL; WHO *apud* BERTAGNOLLI et al., 2007). Assim, a radiação ultravioleta foi subdividida em três, de acordo com seus efeitos biológicos:

UVA: entre 315 a 400 nm

UVB: entre 280 a 315 nm

UVC: entre 100 a 280 nm

Como a luz do Sol atravessa a atmosfera, toda radiação UVC e aproximadamente 90% da radiação UVB são absorvidas pelo ozônio, vapor de água, oxigênio e dióxido de carbono. A radiação UVA é a menos afetada pela atmosfera. Portanto, a radiação UV que atinge a superfície da Terra é, em grande parte, composta de radiação UVA com uma pequena componente da radiação UVB.

Intensidade da radiação UV é influenciada por diversos fatores (Figura 2.10), como:

- a) **Elevação Solar:** Quanto maior o ângulo de elevação solar (próximo ao meio dia), maior é a intensidade da radiação UV. Assim, a intensidade da radiação UV varia com a hora do dia e com a época do ano. Fora dos trópicos, os maiores valores de intensidade ocorrem quando o Sol está em sua elevação máxima, em torno do meio dia (meio-dia solar) durante os meses de verão.
- b) **Latitude:** Quanto mais perto da região equatorial, maior a intensidade da radiação UV.
- c) **Nebulosidade:** A intensidade da radiação UV é maior quando o céu não apresenta cobertura de nuvens, mas mesmo com nebulosidade a radiação UV pode ser alta. Espalhamento pode ter o mesmo efeito que o da refletância por diferentes superfícies e aumentar, assim, a intensidade total da radiação UV.
- d) **Altitude:** Em altitudes elevadas, uma atmosfera menos concentrada absorve menos radiação UV. Com o aumento de 1000 metros de altitude, a intensidade da radiação UV aumenta perto de 10% a 20%.
- e) **Ozônio:** O ozônio absorve parte da radiação UV que chega a superfície da Terra. Os níveis de ozônio variam ao longo do ano e até mesmo no decorrer do dia.
- f) **Reflexão da superfície (albedo):** A radiação UV é refletida ou espalhada em variadas intensidades por diferentes superfícies, por exemplo, a neve fresca pode refletir até mais que

80% da radiação UV, areia seca da praia reflete cerca de 15% e a espuma do mar aproximadamente 25% (GLOBAL SOLAR UV INDEX, 2002).

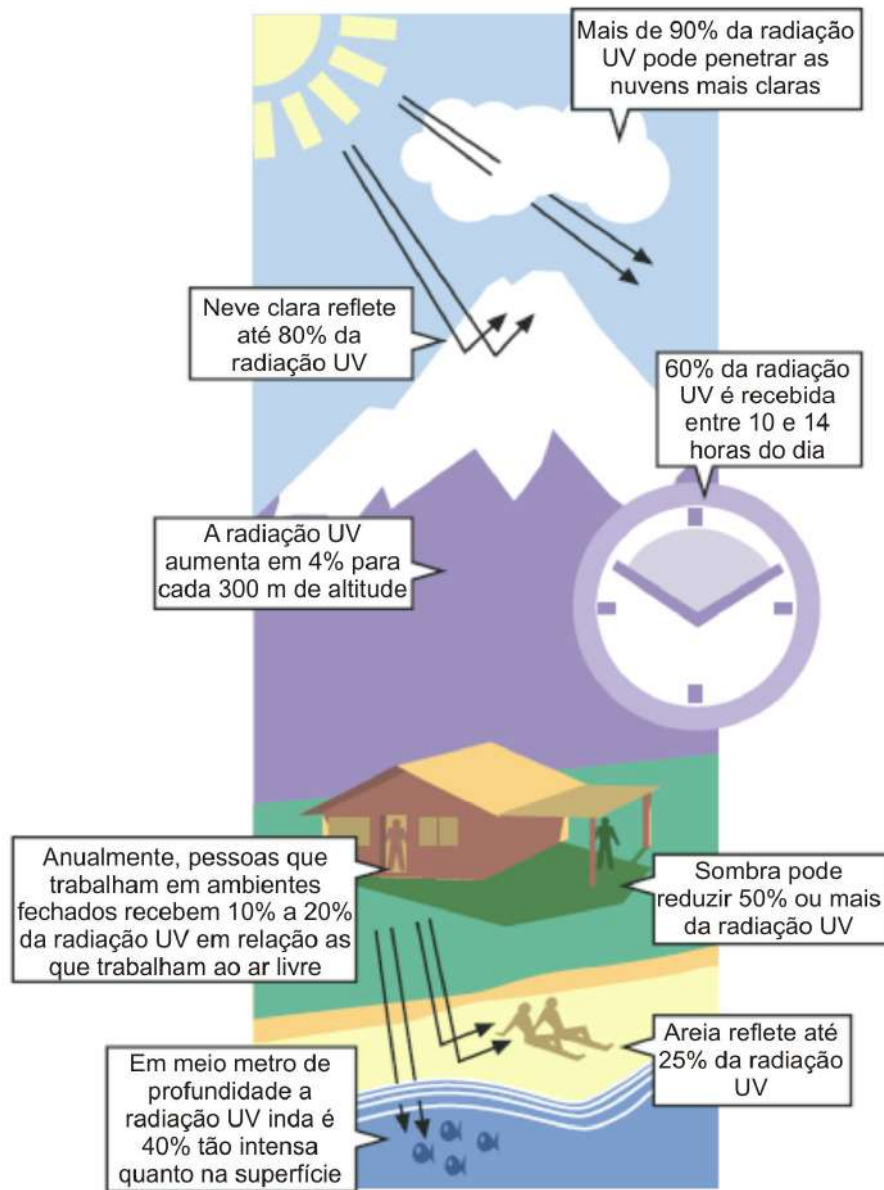


Figura 2.10 - Intensidade da radiação UV.

Fonte: Adaptada a partir de GLOBAL SOLAR UV INDEX, 2002.

2.3.1 Riscos à Saúde

Pequenas quantidades de radiação UV são benéficas para as pessoas e essencial para a produção da vitamina D. A radiação UV também é utilizada para tratar várias doenças, incluindo raquitismo, psoríase e eczema. Isto ocorre sob supervisão de um profissional da saúde, e os benefícios do tratamento versus os riscos da exposição à radiação UV é uma

questão de julgamento clínico.

Prolongada exposição à radiação solar UV pode resultar em efeitos agudos e crônicos à saúde da pele, olhos e sistema imunológico dos seres humanos. Queimaduras solares e bronzeamento são os mais conhecidos efeitos agudos da excessiva exposição à radiação UV; e em longo prazo, a radiação UV induz às mudanças degenerativas nas células, no tecido fibroso e vasos sanguíneos levando a um envelhecimento prematuro da pele. Radiação UV pode também causar inflamações nos olhos, tais como fotoqueratite. Dentre os efeitos crônicos estão o câncer de pele e catarata (GLOBAL SOLAR UV INDEX, 2002).

Segundo Cestari (1994), existe hoje em dia uma preocupação crescente quanto aos possíveis efeitos danosos provocados por um aumento da radiação UVB, teoricamente possível devido à diminuição da camada protetora de ozônio na atmosfera.

Todas as pessoas sabem do desconforto causado em curto prazo pela exposição ao Sol, como vermelhidão, sensibilidade, inchaço e até mesmo bolhas na pele. No entanto, longa exposição ao Sol e repetidas queimaduras solares podem levar a uma condição bem pior: o câncer de pele.

A exposição demasiadamente longa ao Sol, repetidas vezes, provoca alterações na pele conhecidas como degeneração actínica (solar), um processo no qual as fibras elásticas da pele são destruídas. Com o passar do tempo, a pele torna-se espessa e enrugada. Esta condição ocorre gradualmente, aparecendo na maioria das vezes em pessoas anos depois a exposição ao Sol. Até 90% alterações visíveis na pele comumente atribuída ao envelhecimento são causados por excessiva exposição ao Sol.

Infecções são um sério problema de saúde pública nas zonas tropicais e subtropicais. Se a radiação UV pode afetar de modo adverso a imunidade contra agentes infecciosos em humanos, então, seu aumento pode, potencialmente, fazer crescer a incidência ou a gravidade de doenças infecciosas (CESTARI, 1994).

Pesquisas mostram que a radiação UV aumenta as chances de desenvolver cataratas, uma forma de dano ocular que envolve a perda da transparência no cristalino do olho. Se não for tratada, pode levar a cegueira. A exposição à radiação UV pode também aumentar as chances de outros tipos de danos à visão, incluindo o pterígio, o crescimento de um tecido carnoso esbranquiçado no olho que pode bloquear a visão, e degeneração macular. A mácula é a parte da retina próxima ao centro, onde a sua visão é mais sensível. Degeneração macular pode levar ao desenvolvimento de manchas que pode resultar em cegueira.

A repetida exposição à radiação UV pode causar danos em longo prazo ao sistema imunológico do organismo humano. Ligeiras queimaduras solares podem levar diretamente a

supressão do sistema imunológico da pele humana no local da queimadura (EMPACT, 2002).

2.3.2 Índice Ultravioleta (IUV)

O Índice UV (ou IUV) é uma medida dos níveis de radiação solar ultravioleta que contribui efetivamente para a formação de uma queimadura na pele humana (eritema). O IUV (Figura 2.11) é obtido a partir do cálculo da intensidade da radiação solar ultravioleta que incide numa superfície horizontal à superfície da Terra em condições de céu sem nuvens. Se a cobertura de nuvens ou qualquer outra variável ambientável relevante for considerada para o cálculo do IUV, os correspondentes fatores usados no cálculo deverão ser declarados (VANICEK et al., 2000). Além da cobertura de nuvens, a altura também afeta o nível de radiação UV que atinge a superfície da Terra, por isso outro cálculo pode ser feito para considerar estes fatores. Nebulosidade no céu limita a quantidade da radiação UV que chega à superfície e faz com que cidades mais elevadas receba mais radiação UV. Embora poluentes atmosféricos, névoa e reflexão da superfície (albedo) também afetam o nível de exposição ao UV, o atual IUV não considera estes efeitos (EMPACT, 2002).

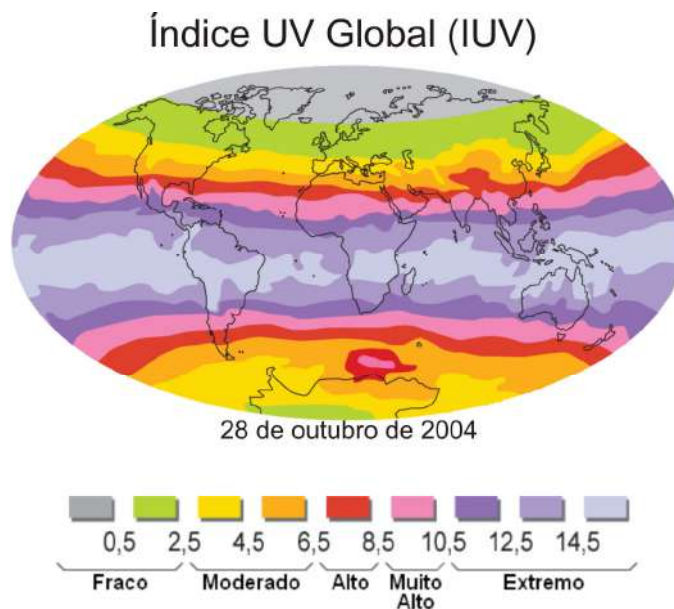


Figura 2.11 - Índice ultravioleta para o dia 28 de outubro de 2004.

Fonte: Adaptada da figura obtida no *site*:

<http://maps.grida.no/go/graphic/the-global-solar-uv-index>

Um **espectro de ação** descreve a eficiência relativa da radiação UV, em função do

comprimento de onda, na produção de uma particular resposta biológica. Esta resposta biológica poderá acarretar em vários efeitos prejudiciais nos seres vivos, incluindo plantas, animais e seres humanos. O espectro de ação para um determinado efeito biológico é usado como um fator ponderado sob o comprimento de onda para a irradiância espectral UV (280 - 400 nm) e, posteriormente, integrado em comprimento de onda para se obter a irradiância com efeito biológico (em $W m^{-2}$). A dose UV efetiva (em $J m^{-2}$) para um determinado período de exposição é calculada integrando a irradiância efetiva no período de exposição.

Um dos efeitos da exposição à radiação UV mais frequente é a queimadura solar, experimentada especialmente pelas pessoas de pele mais sensível após uma simples ida à praia, por exemplo. O tempo mínimo para a formação do eritema – MED (*Minimal Erythematol Dose*) – é usado para descrever o efeito potencial da radiação UV na formação do eritema, definindo-se 1 MED como a dose efetiva de radiação UV que causa um rubor perceptível à pele humana não anteriormente exposta. No entanto, a tolerância da pele humana à radiação UV é variável de indivíduo para indivíduo. Essa tolerância é determinada pela quantidade de um pigmento da própria pele que é denominado melanina.

O IUV é recomendado como veículo de informação ao público dando conhecimento dos potenciais efeitos nocivos resultantes da exposição à radiação UV e da necessidade de adoção de medidas de proteção (VANICEK et al., 2000).

2.3.3 Representação Gráfica do IUV



Figura 2.12 - Exemplo das cores e representação gráfica usada para a classificação do IUV. Fonte: Adaptada a partir de GLOBAL SOLAR UV INDEX, 2002.

Cores específicas devem ser usadas para representar o UVI solar (Figura 2.12). Estas não têm uma base científica, mas são um meio de tornar a apresentação do IUV mais atraente. A codificação da cor facilita a variação entre as áreas geográficas de altos e baixos valores de

radiação UV, e uma cor básica é definida para cada categoria. Um padrão gráfico de apresentação do IUV favorece a coerência nos relatórios e notícias sobre o IUV, boletins meteorológicos e contribui para uma melhor compreensão das pessoas sobre o conceito do IUV (GLOBAL SOLAR UV INDEX, 2002).

2.4 Medindo a Radiação e o Ozônio

Segue abaixo a lista de alguns dos instrumentos mais utilizados para medir a radiação tanto incidente quanto a refletida, além da concentração de ozônio total.

2.4.1 Piranômetro

Piranômetros (Figura 2.13) medem a radiação solar direta e difusa. É constituído por um corpo metálico, um sensor protegido por uma cúpula transparente de vidro ou quartzo, um conector elétrico, parafusos niveladores e um depósito com dessecador para manter o ambiente interno livre de umidade.

A cúpula protege o sensor contra a exposição do tempo. Se a mesma for de vidro, a transmissão da radiação solar ocorre próximo de 3000 nm, se for de quartzo, o corte é na região de 4000 nm comprimento de onda (ESCOBEDO, 1997).



Figura 2.13 - Piranômetro.

Fonte: Imagem obtida no *site*: http://uvb.nrel.colostate.edu/UVB/ins_broadband.jsf

Usa-se, habitualmente, piranômetros cujo elemento de captação da radiação, o sensor, é uma termopilha, que mede a diferença de temperatura entre duas superfícies, normalmente pintadas de preto e branco, e igualmente iluminadas. A vantagem principal de tal sensor é a

sua resposta uniforme em relação ao comprimento de onda (Atlas Solarimétrico do Brasil *apud* VICTORIA, 2008).

2.4.2 Pireliômetro

O pireliômetro (Figura 2.14) é o detector de radiação que mede o componente solar de incidência normal, ou seja, a radiação direta. Neste instrumento, a radiação solar é colimada (tornar-se paralela) ao longo de um tubo onde é feita a extinção da radiação difusa, atingindo o elemento sensível apenas a radiação direta (ESCOBEDO; OLIVEIRA; MARTINS, 19--).

Ele é composto por um tubo colimador de aço inoxidável nas dimensões: comprimento 200 mm, diâmetro externo 23 mm e diâmetro interno 17.5 mm, aproximadamente. Como a função do tubo colimador é permitir que somente a luz direta atinja o sensor, posicionado na base do tubo (inteiramente enegrecida) o mesmo possui um sistema de armadilha para absorver os fluxos de radiação difusa, ou radiação espalhada que eventualmente penetre no tubo. Um sistema de mira instalado nas duas falanges do tubo colimador permite o alinhamento do instrumento na direção do sol de forma a ter-se somente incidência normal no sensor posicionado na base do tubo colimador a 170 mm da entrada da luz (ESCOBEDO et al., 1997).



Figura 2.14 - Pireliômetro.

Fonte: GOMES et al., 2006.

2.4.3 Espectrofotômetro Dobson

Desenvolvido em 1924, o espectrofotômetro Dobson (Figura 2.15) é o instrumento

mais antigo usado para medir o ozônio, e modernas versões continuam a fornecer dados. A partir de 1993, havia 71 estações Dobson em todo o mundo. Elas são as únicas fontes de dados de ozônio em longo prazo, com uma estação em Arosa, na Suíça, fornecendo medições contínuas desde os anos de 1920. Infelizmente, o método de Dobson é fortemente afetado por aerossóis e poluentes na atmosfera, e as medições são fornecidas apenas sobre uma pequena área. As medições do espectrofotômetro Dobson são frequentemente utilizadas para calibrar os dados obtidos por outros métodos, incluindo satélites (MEASURED OZONE DEPLETION).

O instrumento mede a intensidade de luz solar em dois comprimentos de onda ultravioleta: um que é absorvido fortemente pelo ozônio e outro de fraca absorção. A diferença na intensidade da luz nos dois comprimentos de onda é usada para fornecer a medida do ozônio total acima da posição do instrumento (FAHEY et al., 2002). Ele pode ser usado tanto para medir a coluna de ozônio total quanto o perfil de ozônio na atmosfera.

O espectrofotômetro Dobson mede a luz ultravioleta do Sol de 2 a 6 diferentes comprimentos de onda entre 305 a 345 nm. Através da medida da luz UV em dois diferentes comprimentos de onda, a quantidade de ozônio pode ser calculada. Um dos comprimentos de onda usados para medir o ozônio é fortemente absorvido pelo ozônio (305 nm), enquanto outro comprimento de onda não é absorvido pelo ozônio (325 nm). Assim, a razão entre as duas intensidades luminosas é uma medida da quantidade de ozônio no caminho da luz proveniente do Sol para a observação pelo espectrofotômetro (STRATOSPHERIC OZONE).



Figura 2.15 - Espectrofotômetro Dobson.

Fonte: Imagem obtida no *site*: <http://www.ozonelayer.noaa.gov/action/dobson.htm>

2.4.4 Espectrofotômetro Brewer

O espectrofotômetro Brewer (Figura 2.16) é um dos instrumentos mais utilizados no

mundo, atualmente, para medidas de ozônio e radiação ultravioleta do tipo B. Entretanto, ele também possibilita medidas especiais, como dos gases dióxido de nitrogênio e dióxido de enxofre, e das espessuras ópticas, tanto no visível quanto no UVB.

Este é um instrumento óptico projetado para medir a intensidade da atenuação da radiação solar ultravioleta incidente em cinco comprimentos de onda, de 306 a 320 nm, no espectro de absorção do ozônio e dióxido de enxofre atmosféricos. O Brewer mede também a intensidade da radiação UVB global incidente na superfície (de 290 a 325 nm) (PINHEIRO, 2003).



Figura 2.16 - Espectrofotômetro Brewer.

Fonte: BERTAGNOLLI, 2006.

O espectrofotômetro é formado por um monocromador e um detector para observar e medir um espectro de radiação. Trabalha em uma ampla faixa espectral, que é selecionada com o auxílio deste monocromador. (PINHEIRO, 2003). O monocromador é essencialmente constituído de um elemento de dispersão e dispositivos para controle da largura da faixa de comprimentos de onda desejados. A fonte de energia a ser analisada deve fornecer um espectro contínuo, neste caso, esta é o Sol. Os elementos de dispersão podem ser prismas de vidro ou quartzo e redes de difração, sendo para o espectrofotômetro Brewer o meio atenuador a coluna atmosférica acima do instrumento (BERTAGNOLLI, 2006).

2.4.5 Balões Meteorológicos

Balões (Figura 2.17) têm sido utilizados quase há tanto tempo quanto os dispositivos terrestres para medir o ozônio. Eles podem medir a mudança na concentração de ozônio em altitude tão elevada como 40 km e fornecer vários dias de cobertura contínua. Muitos aparelhos são usados para medir o ozônio a partir de balões, muitas vezes, chamados *ozonesondes*. Estes incluem: células de concentração eletroquímica (*Electrochemical Concentration Cells* - ECCs), que medem a corrente produzida por reações químicas com ozônio. Este método é o mais comum. O *photospectroscopy* utiliza filmes ou sensores eletrônicos sensíveis à luz UV para medir os comprimentos de onda afetados pelo ozônio. Vários instrumentos podem ser transportados de uma só vez, para realizar medições simultâneas de muitos parâmetros. Já que balões não são equipados com motores, suas trajetórias não podem ser controladas (MEASURED OZONE DEPLETION).



Figura 2.17 - Balão Meteorológico.

Fonte: Imagem obtida no *site*: <http://www.randomsolutions.co.uk/top.htm>

2.4.6 Satélites

Chama-se observação remota qualquer técnica que permita medir recorrendo a instrumentos que não estejam em contato físico com os objetos de observação. A medição faz-se através da radiação eletromagnética refletida e/ou emitida pelos objetos. A

observação remota mede as trocas de energia que resultam da interação entre a energia contida num determinado comprimento de onda (ou numa banda de comprimentos de onda) do espectro da radiação eletromagnética e os átomos ou moléculas constituintes do objeto que se pretende observar.

Os satélites artificiais são objetos construídos pelo homem e colocados em órbita em redor da Terra ou de qualquer outro planeta. Os satélites meteorológicos levam a bordo instrumentos projetados para, por exemplo, monitorar as condições do tempo (IM, 2008).

As imagens de satélite são uma fonte inestimável de informações para meteorologistas operacionais. Estas são usadas como uma ferramenta de análise, auxílio direto às previsões de curto prazo, dados de entrada para previsão numérica do tempo e modelos de monitoramento da previsão. Ele também serve como um valioso indicador dos processos dinâmico e físico no trabalho, fornecendo ao observador algumas informações úteis sobre a estrutura da atmosfera e sua evolução (KISHTAWAL, 200-).

Segue abaixo, os principais satélites utilizados para o monitoramento da radiação solar e do ozônio total. Todos sob a responsabilidade da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). As informações obtidas por estes estão sendo arquivadas no *Goddard Space Flight Center* (GSFC) *Distributed Active Archive Center* (DAAC), e disponibilizadas quase em tempo real com base na calibração preliminar através do *site* do *Total Ozone Mapping Spectrometer* - TOMS (<http://toms.gsfc.nasa.gov>).

2.4.6.1 Nimbus-7

O Nimbus-7 foi lançado no dia 24 de outubro de 1978; os dados começaram a ser medidos no dia 31 de outubro de 1978 e terminaram em 6 de maio de 1993. O experimento TOMS forneceu uma cobertura global diária do ozônio total da atmosfera terrestre através de medidas radiação retroespalhada da Terra.

Para efeitos de obtenção diária em alta resolução de mapas globais de ozônio, o instrumento TOMS, a bordo deste satélite, mediu a radiação solar e a radiação retroespalhada pela atmosfera da Terra em seis selecionadas bandas de comprimento de onda no ultravioleta (MCPETERS et al., 1996).

2.4.6.2 Meteor-3

Meteor-3 foi lançado no dia 15 de agosto de 1991; os dados começam a se medidos no dia 22 de agosto de 1991 e terminaram em 28 de dezembro de 1994. Durante, aproximadamente um ano e meio, ocorreu a sobreposição das informações dos satélites Nimbus-7 e Meteor-3, que permitiu uma intercalibração, possibilitando que os dados dos dois satélites fossem usados para formar um conjunto de dados contínuos, de 16 anos, que pode ser usado para obter as tendências do ozônio desde novembro de 1978 a dezembro de 1994.

O instrumento TOMS, a bordo deste satélite, utiliza o mesmo algoritmo do Nimbus-7 TOMS, usado para obter os dados da coluna de ozônio total (HERMAN et al., 1996).

2.4.6.3 Earth Probe

O *Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer* (EP/TOMS) foi lançado apenas alguns meses antes de outro instrumento TOMS ter sido lançado a bordo do ADEOS (*Advanced Earth Observing Satellite*), um satélite meteorológico japonês. O EP/TOMS foi posto em uma órbita mais baixa de 500 km para proporcionar maior resolução espacial para estudos de fenômenos locais. Após falha do satélite ADEOS em 29 de junho de 1997, foi decidido aumentar a órbita do EP/TOMS para 750 km a fim de fornecer uma cobertura global mais completa.

O EP/TOMS foi o único instrumento a bordo do satélite Earth Probe, lançado em 2 de julho de 1996. Existe uma lacuna de um ano e meio no registro de dados do TOMS entre o fracasso da espaçonave Meteor-3 em Dezembro de 1994 e o início do registro de dados do EP/TOMS. Apesar disto, este conjunto de dados representa uma continuação dos dados baseado no instrumento TOMS do Nimbus-7 e Meteor-3 de 31 de Outubro de 1978 até de 28 de Dezembro de 1994, que também mede a irradiância solar e a radiação retroespalhada pela atmosfera da Terra em seis selecionadas faixas de comprimento de onda no ultravioleta.

O conjunto de dados obtidos pode ser usado para o monitoramento de tendências em longo prazo na coluna total de ozônio, bem como a diminuição química e sazonal da camada de ozônio que ocorrem em ambos hemisférios durante a primavera polar. Outras capacidades de monitoramento incluem detecção de fumaça da queima de biomassa, identificação de poeira do deserto e outros aerossóis, como o dióxido de enxofre e cinzas emitidas por grandes erupções vulcânicas (MCPETERS et al., 1998).

2.4.6.4 Earth Observing System Aura

O satélite Aura (em latim significa brisa) foi lançado em 15 de julho de 2004. Aura faz parte do *Earth Science Projects Division* (Divisão de Projetos da Ciência da Terra), um programa dedicado ao monitoramento das complexas interações que afetam o mundo usando satélites da NASA e sistemas de dados.

Quatro instrumentos estão a bordo do satélite AURA, são eles: HIRDLS (*High Resolution Dynamics Limb Sounder*), MLS (*Microwave Limb Sounder*), OMI (*Ozone Monitoring Instrument*) e TES (*Tropospheric Emission Spectrometer*) (Figura 2.18). Eles contêm avançadas tecnologias que foram desenvolvidas para uso em satélites ambientais. Cada instrumento oferece recursos exclusivos e complementares que permitem observações globais diárias da camada de ozônio atmosférica, qualidade do ar e parâmetros de padrões climáticos (AURA ATMOSPHERIC CHEMISTRY).

O Instrumento de Monitoramento do Ozônio (OMI), lançado a bordo do satélite Aura tem como primeiro objetivo obter a medida global em alta resolução espacial e espectral de um número de gases traço tanto na troposfera quanto na estratosfera. Usando estas medidas, conhecidas questões sobre a recuperação da camada de ozônio, a redução do ozônio nos pólos, poluição do ar troposférico e mudanças climáticas poderão e serão tratadas.

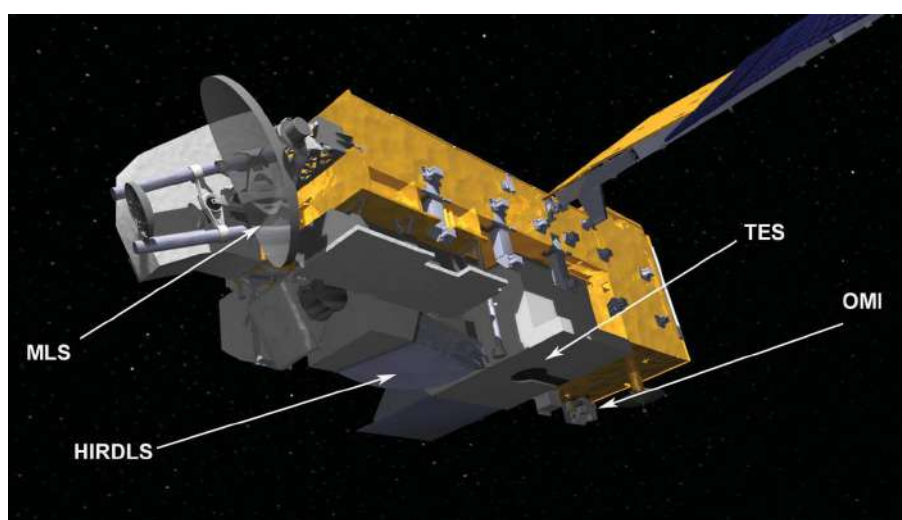


Figura 2.18 - Modelo computacional do satélite AURA, mostrando a localização dos sensores HIRDLS, MLS, OMI e TES.

Fonte: SCHOEBERL et al., 2004.

Os constituintes atmosféricos são obtidos a partir de observações no nadir (ponto mais baixo) retroespalhadas da luz do Sol na atmosfera da Terra no intervalo de comprimento de

onda do ultravioleta-visível (264 - 504 nm) utilizando espectroscópio de absorção óptica diferencial (*Differential Optical Absorption Spectroscopy* - DOAS), algoritmos desenvolvidos para o OMI no *Royal Netherlands Meteorological Institute* (KNMI) e algoritmos desenvolvidos para o instrumento TOMS/NASA. OMI mede o fluxo de fóton gerado pela luz solar dispersa pela superfície da Terra e da atmosfera por radiação, ou diretamente a partir do Sol por irradiância através de difusores a bordo.

O perfil de ozônio é obtido a partir do aumento da absorção do ozônio na seção transversal de 320 a 270 nm.

A fim de cumprir os objetivos da ciência, é necessário que essas medições combinem tanto uma boa resolução espacial por quilômetro e uma cobertura global diária. Esta é realizada pela implementação de um projeto óptico exclusivo do sistema de telescópio e a utilização de detectores CCD (*Charge Coupled Device*), que permite um campo de visão instantâneo de 115°, correspondente a uma ampla faixa de 2600 km na superfície da Terra, enquanto ao mesmo tempo é obtida a resolução espacial desejada. Esta resolução espacial é necessária para otimizar a probabilidade de se observar nuvens em terreno livre de pixels, o que é importante para a obtenção de melhores concentrações de gases traço na troposfera e permitir que o OMI monitore os fenômenos de poluição nesta região, como queimadas e poluição industrial, em escala urbana ou regional. Registros de poluição troposférica são essenciais para o estudo do impacto das ações humanas no clima e na atmosfera da Terra.

OMI mede os seguintes principais produtos de dados: coluna de ozônio total, perfil vertical do ozônio, fluxo do UV-B, coluna de dióxido de nitrogênio total, espessura óptica de aerossóis, cobertura efetiva de nuvens e pressão no topo da nuvem; além de uma série de dados de produtos secundários: coluna total de SO₂, BrO, HCHO e OCIO (DOBBER et al., 2006).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização dos trabalhos citados no próximo capítulo, foi utilizado o conjunto de dados disponíveis, sob a responsabilidade da NASA, para concentração de ozônio estratosférico desde novembro de 1978 até dezembro de 2006. Lembrando que cada estudo apresenta um intervalo diferente. Informações acerca das plataformas orbitais, o sensor e os algoritmos de tratamento de dados podem ser obtidos no endereço: <http://toms.gsfc.nasa.gov>.

Neste período, os dados foram obtidos via sensoriamento remoto por quatro tipos de satélites: Nimbus-7 (1978-1992), Meteor-3 (1992-1994), EarthProbe (1996-2004) e Aura (2005-atual). Os três primeiros equipados com sensor ótico TOMS e a bordo do último encontra-se o sensor OMI.

Para a preparação dos dados de ozônio, cálculo do IUV e a formação de estatísticas diversas foram usados dois programas, ambos em linguagem Fortran 90 (*Formula Translation System*), desenvolvidos no LEPA (Laboratório de Estudos em Poluição do Ar). São eles: **IUV10.F90**, que calcula o IUV; e o **STATUV.F90**, que realiza a leitura dos dados de ozônio, manipula, interpola e gera todas as estatísticas. Neste último, o IUV10.F90 é utilizado apenas como uma função.

Os dados da topografia para a criação do atlas do IUV para o estado do Rio de Janeiro (capítulo 4.1.3) foram obtidos através da *United States Geological Survey* (USGS) que apresentam uma resolução horizontal de 30 s (~1 km) e resolução vertical de 10 m e para o estudo sobre o risco de exposição à radiação UV por aeronavegantes (capítulo 4.1.5) foi usada uma resolução horizontal de 1° (~111 km). Com a utilização dos softwares SURFER® e MATLAB® foi selecionada a área de interesse para estes dois trabalhos.

As imagens presentes nas pesquisas sobre o ozônio total (capítulo 4.2) foram geradas pelo software GrADS (*Grid Analysis and Display System*). O GrADS, segundo Chaves e Rodriguez (2001), é um software essencial para visualização e análise de dados em pontos de grade. Tratando-se de visualização, este é o software mais utilizado na área de pesquisa em meteorologia em todo o mundo. Uma das vantagens do GrADS é a sua distribuição gratuita pela internet para os diversos tipos de ambiente, podendo ser implementado em sistemas UNIX (workstations), LINUX e DOS (micros).

3.1 Cálculo do IUV

O IUV é calculado através dos dados obtidos dos níveis de ozônio estratosférico e dos prognósticos das quantidades de nuvens, em seguida, transformam-se estes dados em uma medida útil que descreve o quão intensa será a radiação UV no próximo dia. O cálculo se inicia com as medidas dos valores atuais de ozônio estratosférico total para todo o globo, obtidos através de satélites operados pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) (EMPACT, 2002).

O IUV Solar Global é formulado usando o espectro de ação da Comissão Internacional sobre Iluminação (*International Commission on Illumination - CIE*), como referência para o UV provocar um eritema na pele humana (ISO 17166:1999/CIE S 007/E-1998). Ele é uma medida da radiação UV que é relevante para uma determinada superfície horizontal. O IUV é uma quantidade adimensional definida pela fórmula:

$$I_{uv} = k_{er} \int_{250nm}^{400nm} E_{\lambda} s_{er}(\lambda) d\lambda \quad (3.1)$$

onde E_{λ} é a irradiância espectral solar expressa em $W m^{-2} nm^{-1}$ por comprimento de onda λ e $d\lambda$ é o intervalo de comprimento de onda utilizado no somatório. $s_{er\lambda}$ é o eritema de referência no espectro de ação, e k_{er} é uma constante igual a $40 m^2 W^{-1}$ (GLOBAL SOLAR UV INDEX, 2002).

A cobertura e altura das nuvens afetam o nível de radiação UV que atinge a superfície da Terra, por isso outro cálculo é feito para considerar estes fatores. A nebulosidade no céu limita a quantidade da radiação UV que chega a superfície, e em cidades mais elevadas, esta é mais intensa (EMPACT, 2002).

A determinação do IUV pode ser feita através de medições ou por cálculos em modelos. Duas medidas abordadas podem ser tomadas: a primeira é usar um espectrorradiômetro, que segundo Da Silva et al. (1996) são instrumentos sensíveis à energia eletromagnética em faixas específicas de comprimento de onda, e para calcular o IUV utiliza-se a fórmula 3.1; a segunda consiste em utilizar um detector de banda larga que tenha sido calibrado e programado para informar o IUV diretamente. Sua previsão é realizada através de um modelo de transferência radiativa que requer a entrada de valores de ozônio total e propriedades ópticas dos aerossóis. Um modelo de regressão é utilizado para prognosticar o ozônio total usando valores de ozônio medidos em espectrorradiômetros localizados na

superfície ou provenientes de satélites. Uma boa parametrização de nuvens é também exigida, a menos que apenas os valores para céu claro sejam requisitados (GLOBAL SOLAR UV INDEX, 2002).

Dados de UV à superfície são coletados utilizando freqüentemente o espectrofotômetro Brewer. Estes dispositivos de monitoramento são instrumentos que podem deduzir a quantidade do ozônio total baseado em medidas da radiação UV que chega a superfície da Terra (EMPACT, 2002).

4. RESULTADOS

Os resultados aqui apresentados são uma compilação de estudos focados na radiação UV, o cálculo do IUV e análise da climatologia de ozônio total, onde a autora atuou de forma direta ou indireta em cada um deles. O objetivo é enfatizar os aspectos conceituais e científicos básicos associados ao tema. Os trabalhos não se apresentam de forma cronológica, e sim estes foram separados por tema e região de abrangência.

4.1 Estudos e Publicações sobre o IUV

Os trabalhos aqui citados, como anteriormente mencionados, tratam especificamente da radiação ultravioleta, destacando a sua área de atuação no Brasil, onde serão mostrados dados sobre o IUV para as capitais brasileiras, um estudo local para o Estado do Rio de Janeiro, sua região Serrana e, mais adiante, uma análise sobre o risco de exposição de aeronavegantes a radiação UV feita para a América do Sul. Os tópicos são organizados de forma a mostrar um breve objetivo do trabalho e os resultados obtidos.

4.1.1 Climatologia do IUV

O estudo citado neste subcapítulo teve como motivação um dado preocupante divulgado pela Sociedade Brasileira de Dermatologia (SBD), onde aparecem mais de 100.000 novos casos de câncer de pele por ano no Brasil. Preocupada com esses números alarmantes, a SBD criou, em 1999, o Programa Nacional de Controle do Câncer da Pele (PNCCP).

Nos Estados Unidos, estes dados são ainda mais alarmantes e, preocupados com isto, dentre medidas preventivas e educacionais adotadas, em 1994 criou-se a **Previsão do Índice de Ultravioleta**, distribuído à imprensa, em nível nacional. Posteriormente, os países do continente europeu, o Canadá e a Austrália aderiram à divulgação do IUV.

Animados com o resultado do IUV nesses países, a SBD em parceria com o Departamento de Meteorologia da UFRJ, através do LEPA, resolveu empregá-lo também no Brasil, adotando, entretanto, os seis fototipos de pele existentes no país e não apenas os quatro adotados pelos países anteriormente mencionados (SÁ et al., 2002).

Para a utilização do IUV como uma ferramenta de prevenção a possíveis danos

causados à pele humana, é necessária a caracterização da pele quanto a sua coloração e reação à exposição solar, ou seja, **fototipo** (SAMPAIO; CASTRO; RIVITTI, 1995). Para tal, considera-se o tempo mínimo para a formação do eritema (MED), também conhecido como **dose mínima eritematosa**, caso a pele não esteja protegida. O MED serve como base para a avaliação da sensibilidade de cada um dos seis fototipos de pele listados no Quadro 4.1. Para cada fototipo existe uma quantidade máxima de radiação UV-B, a partir da qual pode ter início o eritema (terceira coluna do Quadro 4.1).

Quadro 4.1 - Sensibilidade de cada fototipo de pele e sua correspondente ao MED.

Fototipos de pele		Conseqüências	MED (H J m ⁻²)
I	Pele clara, olhos azuis, sardentos e todas as crianças com menos de 1 ano.	Sempre se queima. Nunca se bronzeia.	2,0 – 3,0
II	Pele clara, olhos azuis, verdes ou castanhos e cabelos louros ou ruivos.	Sempre se queima. Às vezes se bronzeia.	2,5 – 3,5
III	A média das pessoas brancas normais.	Queimam-se moderadamente. Bronzeia-se gradual e uniformemente.	3,0 – 5,0
IV	Pele clara ou morena clara, cabelos castanhos escuros e olhos escuros.	Queima-se muito pouco. Bronzeia-se bastante.	4,5 – 6,0
V	Pessoas morenas.	Raramente se queima. Bronzeia-se muito.	6,0 – 10,0
VI	Pessoas negras.	Nunca se queima. Profundamente pigmentado.	10,0 – 12,0

Fonte: Sociedade Brasileira de Dermatologia.

Cada pessoa deve identificar as reações mais comuns de sua pele quando expostas ao Sol, ou consultar um dermatologista; o que leva diretamente ao tipo numérico do seu fototipo: I, II, III, IV, V ou VI. Deve-se lembrar que a intensidade de energia solar que chega à superfície da Terra varia conforme a época do ano, hora do dia, latitude e altitude de um local, sendo maior: no verão, nas horas centrais do dia, nas latitudes mais baixas (mais próximas ao equador terrestre) e em áreas mais elevadas (SÁ et al., 2002).

As Figuras 4.1 a 4.10 apresentam o conjunto de avaliações gráficas relativas ao tempo

de exposição e ao IUV para todos os fototipos de pele em cinco capitais brasileiras⁽²⁾. São elas: Belém (PA), Fortaleza (CE), Goiânia (GO), Rio de Janeiro (RJ) e Florianópolis (SC). Estas cidades foram escolhidas de modo a representar cada região do Brasil, além de estarem localizadas em diferentes latitudes do hemisfério sul. A primeira figura para cada cidade mostra a variação do IUV com a estação do ano (variação sazonal) e a segunda a variação mensal.

De modo geral, observa-se que o IUV aumenta nos meses de verão e diminui nos meses de inverno e o tempo máximo de exposição para cada fototipo de pele é inversamente proporcional a estes valores.

A tolerância ao Sol sempre se dá em ordem crescente aos números dos fototipos de pele, ou seja, o tempo de exposição para o fototipo VI é maior que para o fototipo V e assim sucessivamente.

Cabe destacar a cidade de Goiânia (Figuras 4.5 e 4.6), que mesmo localizada a uma latitude de 16° S, apresentou valores do IUV mais elevados que as cidades de Belém (Figuras 4.1 e 4.2) e Fortaleza (Figuras 4.3 e 4.4), situadas aproximadamente nas latitudes de 01° S e 03° S, respectivamente. Isto ocorre devido à presença de outros fatores que influenciam no aumento da radiação UV, neste caso, a cidade de Goiânia é mais elevada e apresenta menor formação de nebulosidade ao longo do ano em relação às cidades anteriormente citadas.

Os menores valores do IUV, próximos de 3, são encontrados durante os meses de inverno na cidade de Florianópolis (Figura 4.9 e 4.10). Logo, esta cidade apresenta os maiores valores de tempo de exposição máxima ao Sol.

As Figuras 4.1 a 4.10 foram obtidas através de séries de dados diários, antecedentes a data de início das medições do sensor TOMS a bordo do satélite Earth Probe (julho de 1996). Estas foram, então, estabelecidas de modo a obter uma sequência completa (dados do sensor TOMS a bordo dos satélites Nimbus-7 e Meteor-3), que permitiu a realização de tratamentos estatísticos referentes aos valores das médias mensais do IUV e tempo de exposição médio para cada fototipo de pele. Cabe lembrar que tais valores são as médias de todos os dias dos respectivos meses, desde que o sensor TOMS passou a enviar informações sobre a quantidade de ozônio (1978).

⁽²⁾ O trabalho original (SÁ et al., 2002) apresenta estes gráficos para todas as capitais do Brasil.

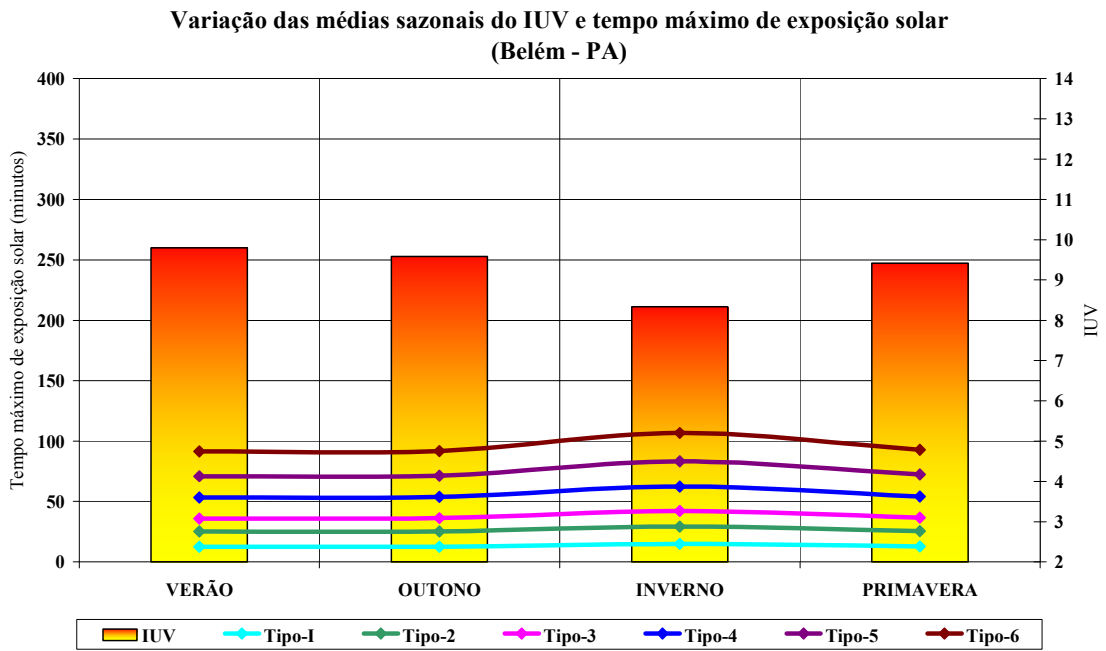


Figura 4.1 - Variação do valor médio sazonal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Belém (PA), localizada na latitude 01° 27' S e na longitude 48° 30' W.

Fonte: Adaptada a partir de SÁ et al., 2002.

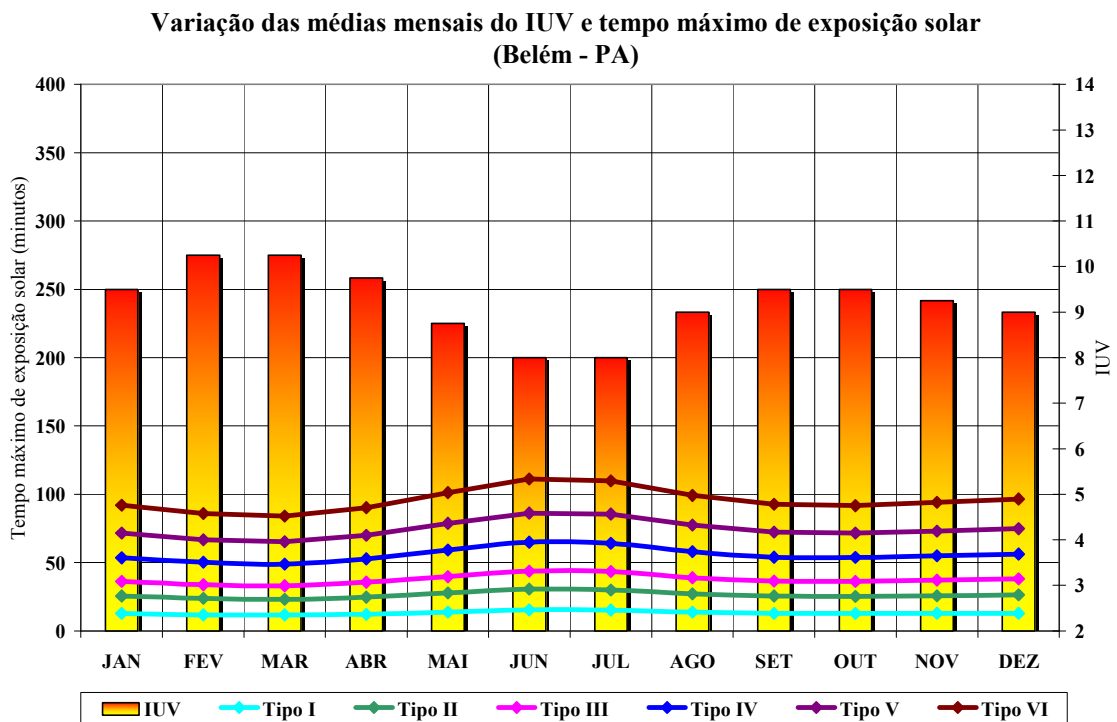


Figura 4.2 - Variação do valor médio mensal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Belém (PA), localizada na latitude 01° 27' S e na longitude 48° 30' W.

Fonte: Adaptada a partir de SÁ et al., 2002.

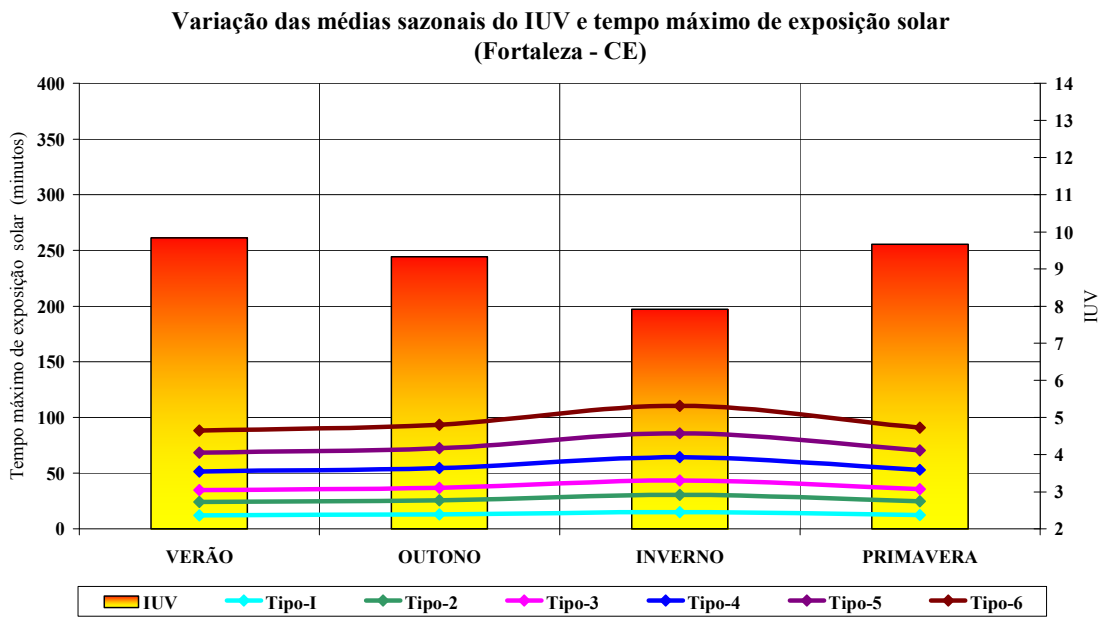


Figura 4.3 - Variação do valor médio sazonal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Fortaleza (CE), localizada na latitude $03^{\circ} 43' S$ e na longitude $38^{\circ} 32' W$.

Fonte: Adaptada a partir de SÁ et al., 2002.

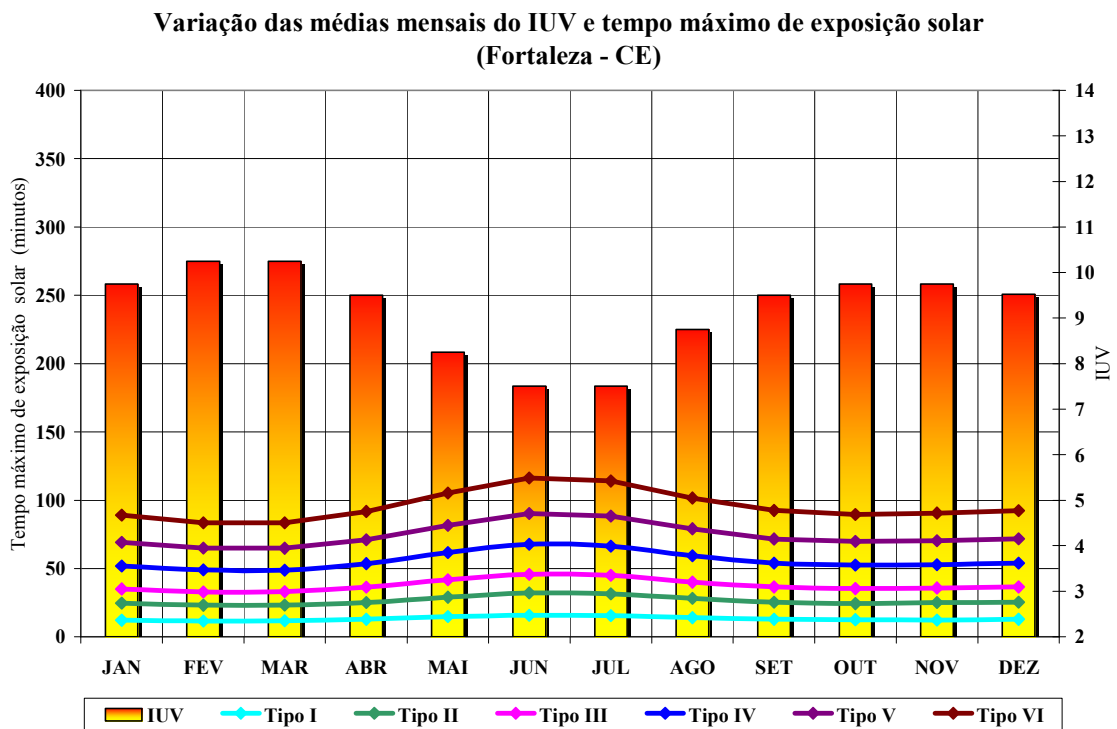


Figura 4.4 - Variação do valor médio mensal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Fortaleza (CE), localizada na latitude $03^{\circ} 43' S$ e na longitude $38^{\circ} 32' W$.

Fonte: Adaptada a partir de SÁ et al., 2002.

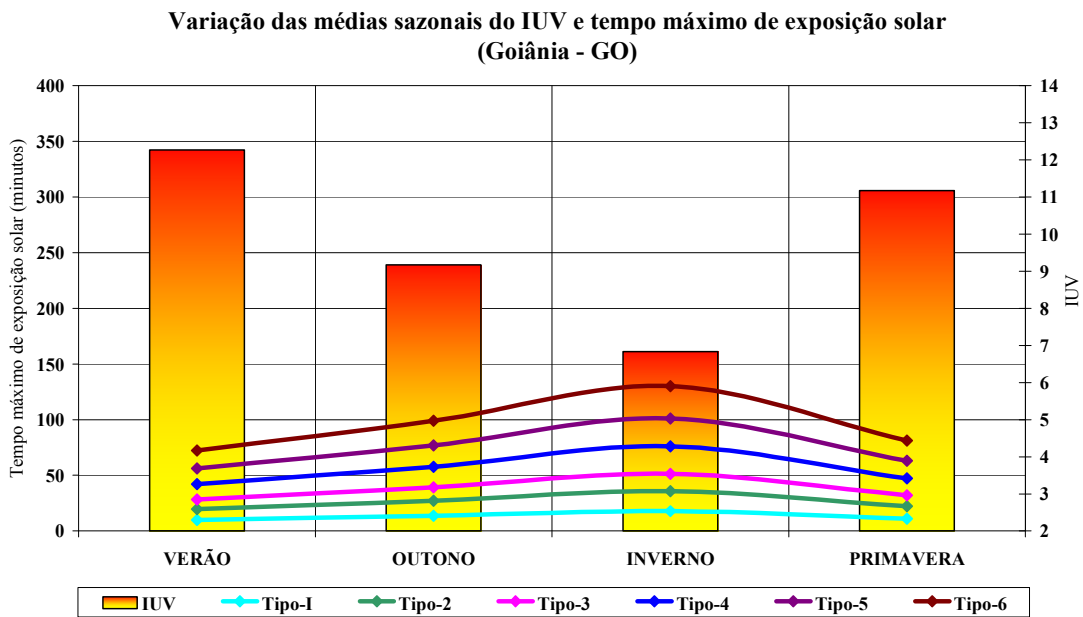


Figura 4.5 - Variação do valor médio sazonal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Goiânia (GO), localizada na latitude $16^{\circ} 40' S$ e na longitude $49^{\circ} 15' W$.

Fonte: Adaptada a partir de SÁ et al., 2002.

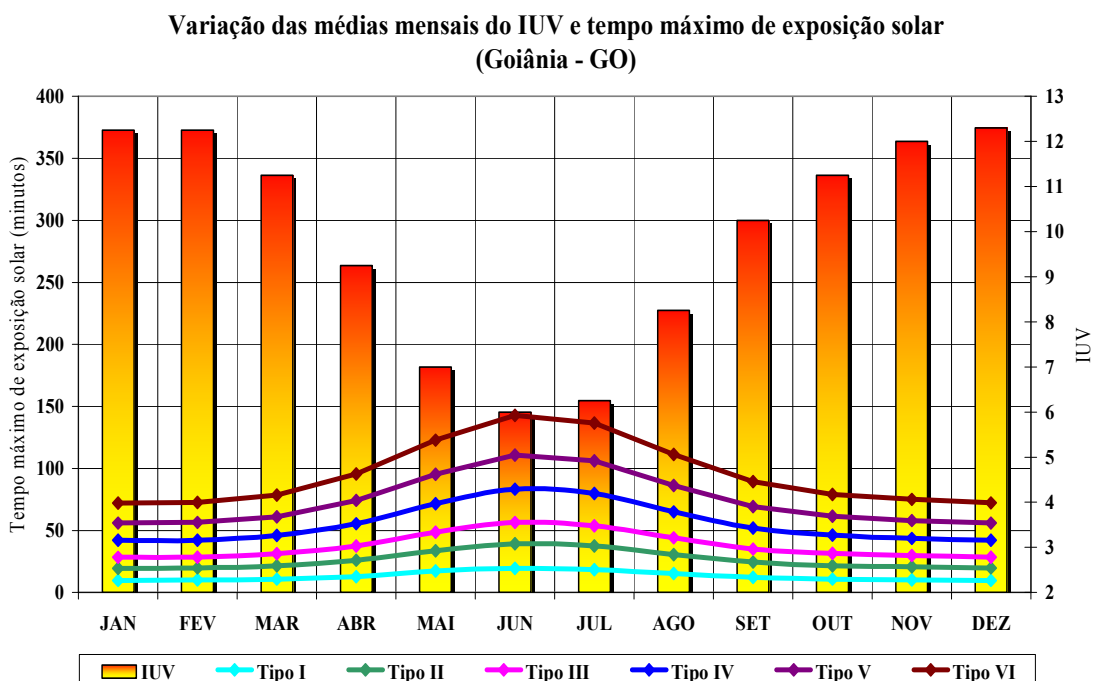


Figura 4.6 - Variação do valor médio mensal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Goiânia (GO), localizada na latitude $16^{\circ} 40' S$ e na longitude $49^{\circ} 15' W$.

Fonte: Adaptada a partir de SÁ et al., 2002.

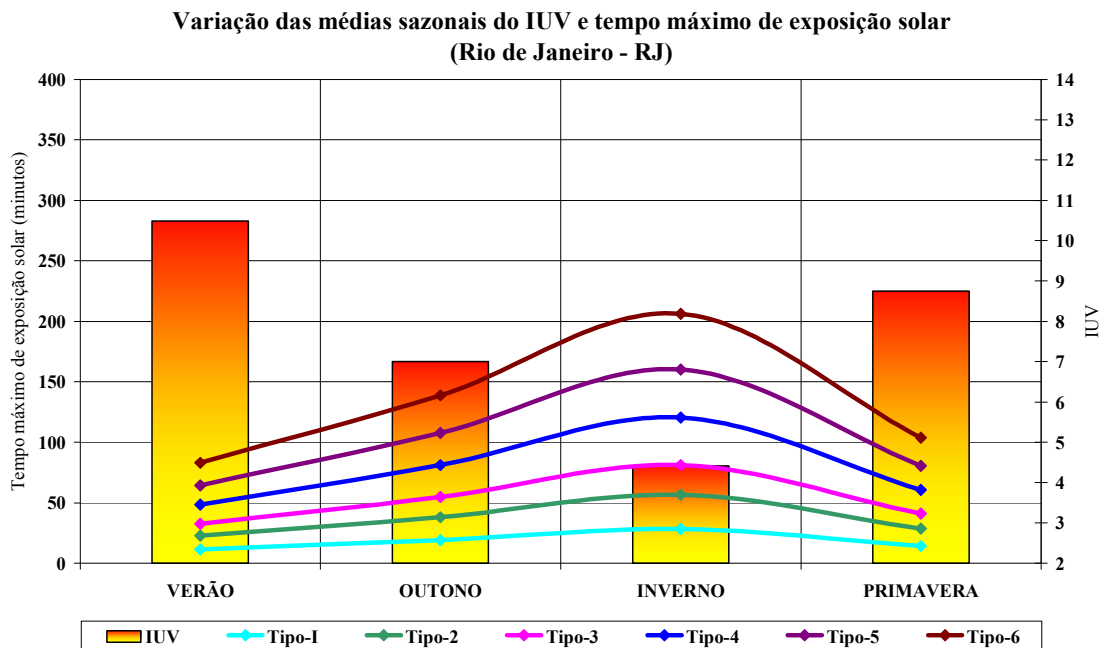


Figura 4.7 - Variação do valor médio sazonal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade do Rio de Janeiro (RJ), localizada na latitude $22^{\circ} 54' S$ e na longitude $43^{\circ} 10' W$.

Fonte: Adaptada a partir de SÁ et al., 2002.

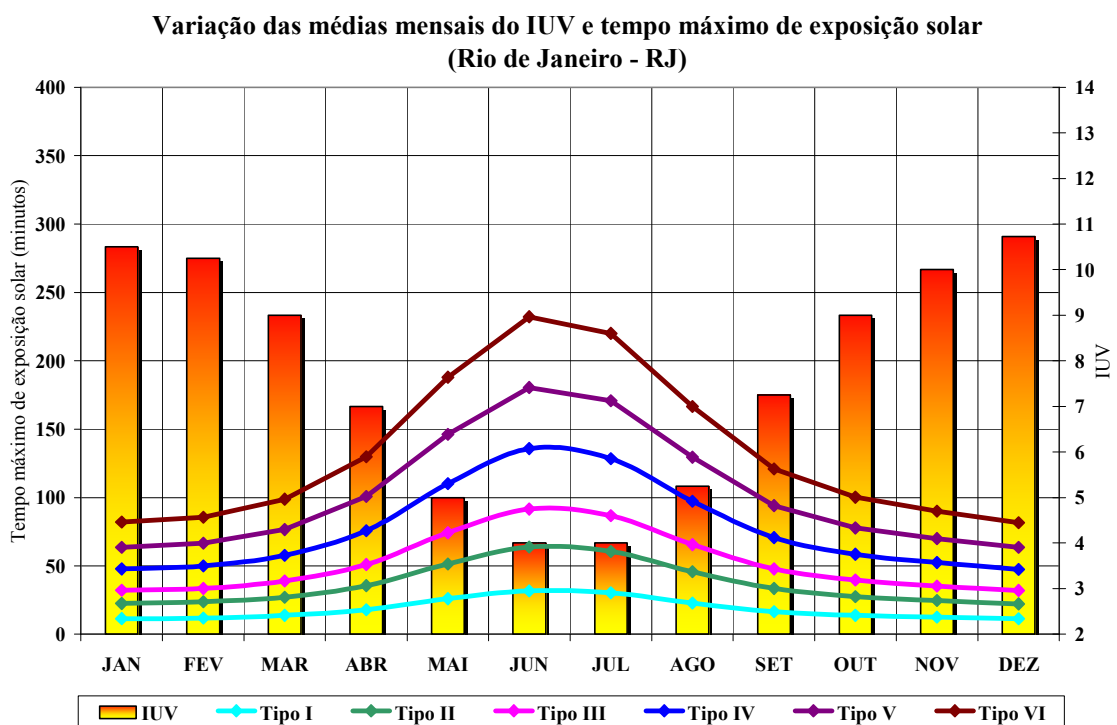


Figura 4.8 - Variação do valor médio mensal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade do Rio de Janeiro (RJ), localizada na latitude $22^{\circ} 54' S$ e na longitude $43^{\circ} 10' W$.

Fonte: Adaptada a partir de SÁ et al., 2002.

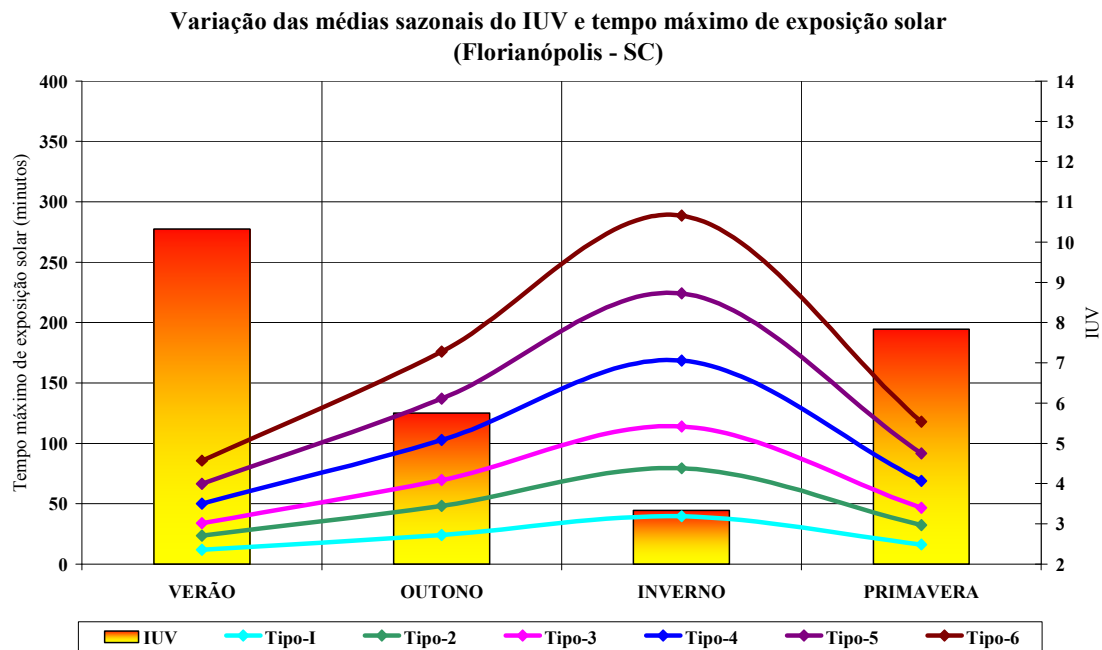


Figura 4.9 - Variação do valor médio sazonal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Florianópolis (SC), localizada na latitude $27^{\circ} 35' S$ e na longitude $48^{\circ} 32' W$.

Fonte: Adaptada a partir de SÁ et al., 2002.

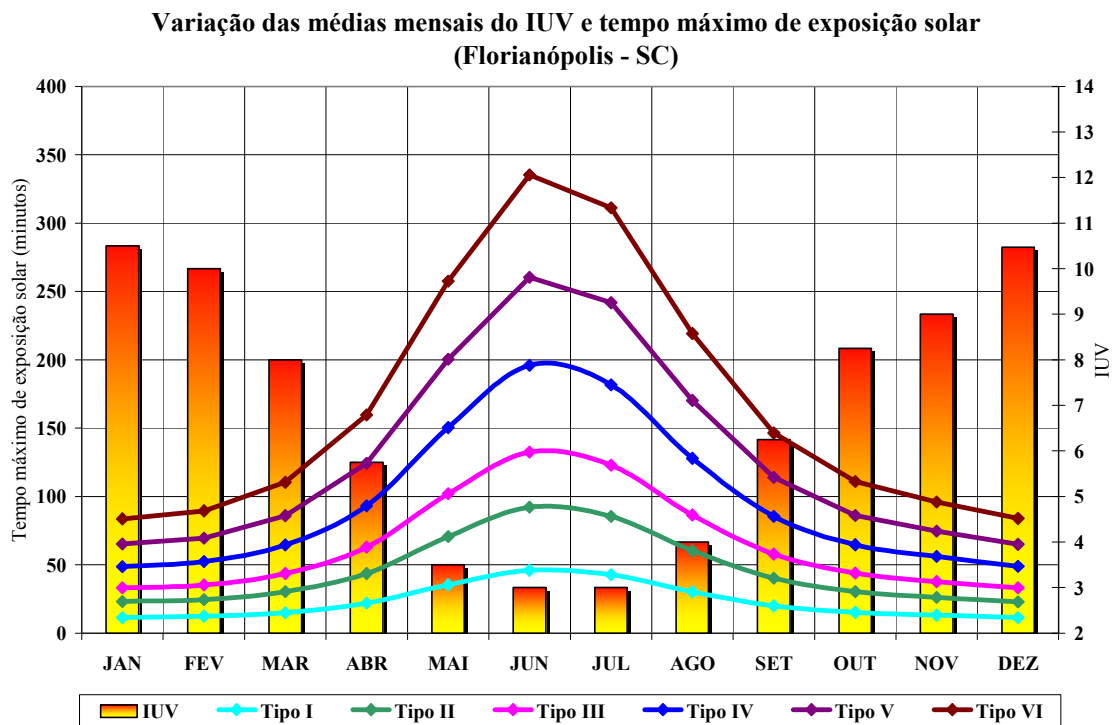


Figura 4.10 - Variação do valor médio mensal do IUV e dos tempos máximos de exposição solar para todos os fototipos de pele na cidade de Florianópolis (SC), localizada na latitude $27^{\circ} 35' S$ e na longitude $48^{\circ} 32' W$.

Fonte: Adaptada a partir de SÁ et al., 2002.

4.1.3 Atlas do IUV para o Estado do Rio de Janeiro

Com o objetivo de apresentar a variação da radiação UV com a latitude e a altitude para o Estado do Rio de Janeiro, foi desenvolvido este trabalho que mostra o resultado do cálculo das médias do IUV, tendo como principal objetivo alertar a população do risco a exposição excessiva a radiação UV, constatando-se que os meses de alto risco são os de verão e primavera (Figura 4.12 e 4.15), onde o índice varia entre 8 e 11+ (valores superiores a 11). A região de estudo (Figura 4.11) foi determinada entre as latitudes de $20^{\circ} 32' S$ a $23^{\circ} 25' S$ e as longitudes de $40^{\circ} 43' W$ a $44^{\circ} 55' W$.

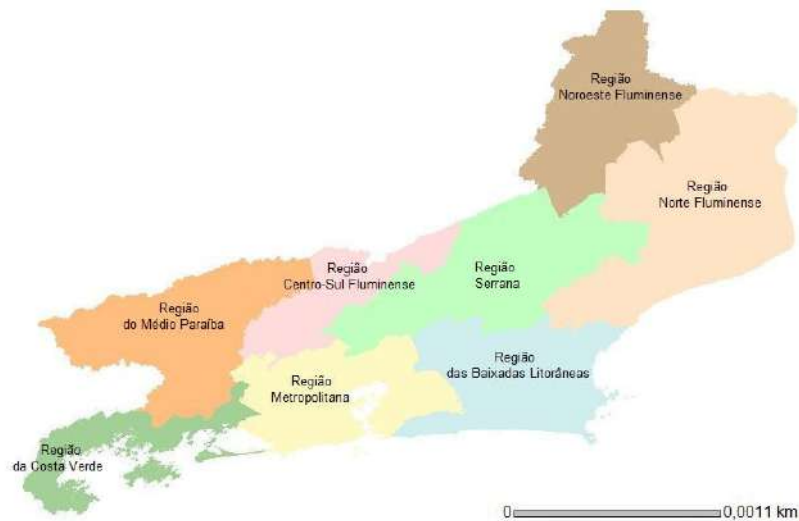


Figura 4.11 - Mapa do Estado do Rio de Janeiro, dividido em oito regiões estabelecidas pelo governo do Estado. São elas: Metropolitana, Noroeste Fluminense, Norte Fluminense, Serrana, das Baixadas Litorâneas, do Médio Paraíba, Centro-Sul Fluminense e da Costa Verde.

Fonte: Imagem obtida no *site*: http://www.cide.rj.gov.br/cide/mapas_estado.php

O intervalo de dados utilizado compreende os anos de 1979 a 2005, e a partir destes foram criadas imagens com médias de três meses com o intuito de avaliar a variação sazonal do IUV.

As Figuras 4.12 a 4.15 mostram a variação da radiação UV com a latitude, longitude e a época do ano de acordo com os valores de IUV apresentados. Em relação a variação sazonal, observam-se os valores mais elevados durante os meses de verão, onde se deve tomar mais cuidado em expor a pele à radiação direta durante estes meses e, como esperado, os valores mais baixos foram obtidos nos meses de inverno.

A influência topográfica na região de estudo é apresentada durante o ano todo, isto é

observado nas quatro Figuras (4.12 a 4.15), onde mesmo durante os meses de inverno, que apresentam os menores valores médios do IUV (entre 3 e 5), as regiões mais elevadas, Serrana e do Médio Paraíba, encontra-se valores entre 6 e 8.

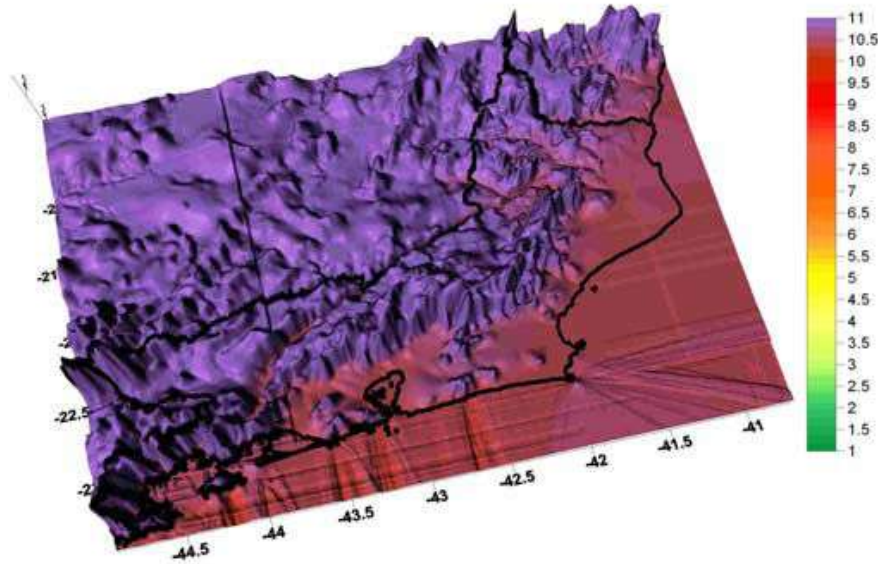


Figura 4.12 - IUV médio para o Estado do Rio de Janeiro durante os meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 30 s (~1 km) e resolução vertical de 10 m.

Fonte: COSSICH et al., 2006a.

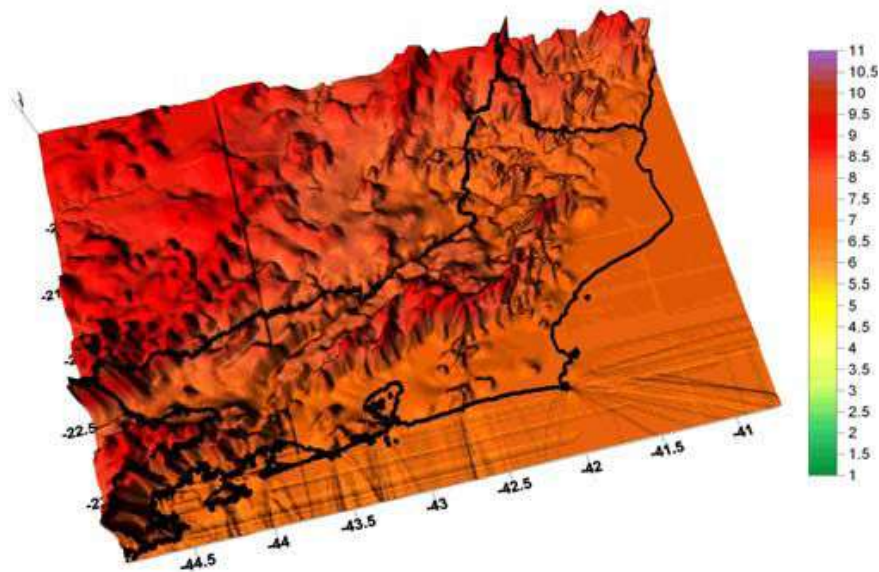


Figura 4.13 - IUV médio para o Estado do Rio de Janeiro durante os meses de outono (março, abril e maio) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 30 s (~1 km) e resolução vertical de 10 m.

Fonte: COSSICH et al., 2006a.

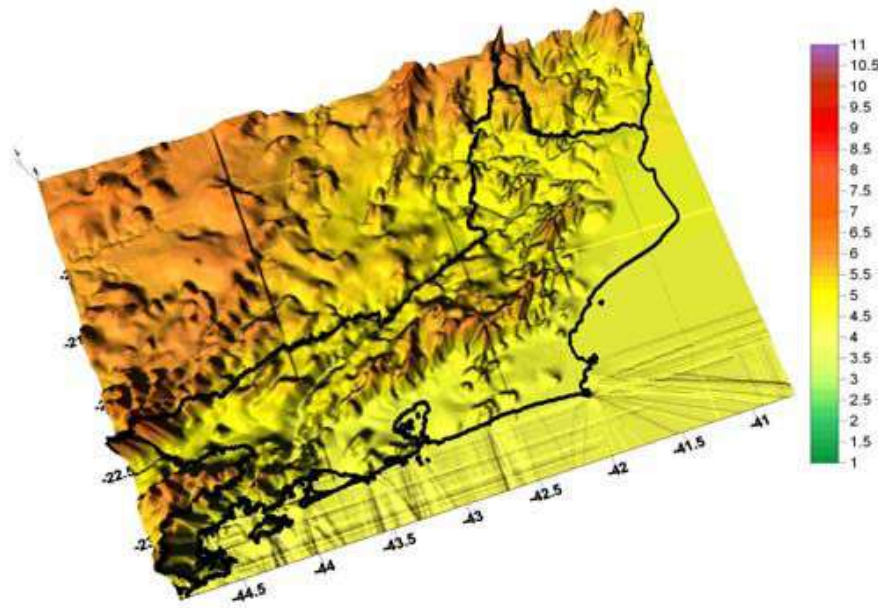


Figura 4.14 - IUV médio para o Estado do Rio de Janeiro durante os meses de inverno (junho, julho e agosto) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 30 s (~1 km) e resolução vertical de 10 m.

Fonte: COSSICH et al., 2006a.

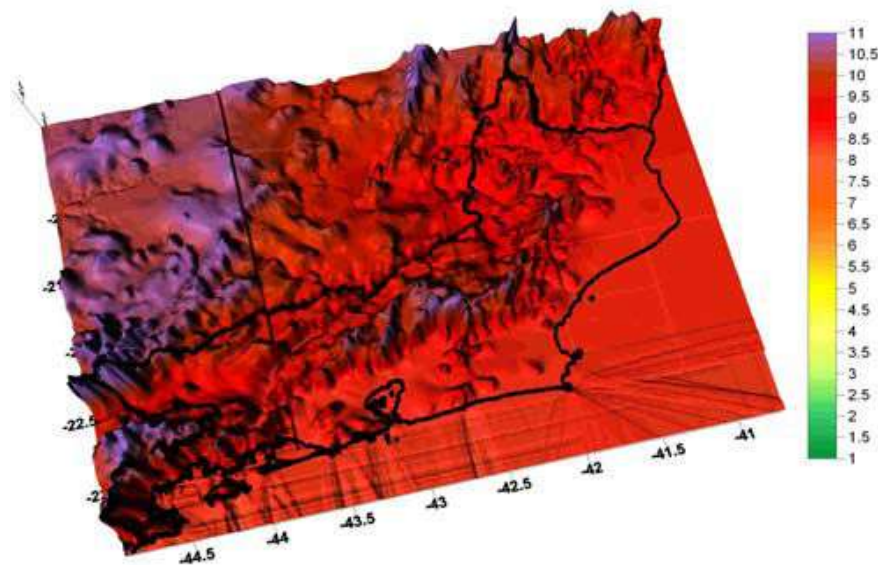


Figura 4.15 - IUV médio para o Estado do Rio de Janeiro durante os meses de primavera (setembro, outubro e novembro) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 30 s (~1 km) e resolução vertical de 10 m.

Fonte: COSSICH et al., 2006a.

O máximo valor médio do IUV foi encontrado no Pico das Agulhas Negras (15), localizado na região do Médio Paraíba, durante os meses de verão (Figura 4.12). Nos meses

de outono (Figura 4.13), o IUV variou de moderado a alto e os meses de inverno (Figura 4.14) foram os que apresentaram os menores valores médios de IUV, entre 4 e 7. O valor mínimo médio foi observado na região Metropolitana do Estado (3), durante os meses de inverno (COSSICH et al., 2006a).

4.1.4 Análise do IUV para a Região Serrana do Rio de Janeiro

A região Serrana do Estado do Rio de Janeiro (Figura 4.11) foi escolhida para esse estudo devido a sua produção agrícola, que se destaca tanto pelo rendimento quanto a qualidade da sua produção (WALDHEIM, 2003). A área de interesse compreende os municípios de Teresópolis e Nova Friburgo.

Esta análise visa verificar os efeitos da radiação UV na agricultura, pois estudos laboratoriais e de campo comprovam que cada cultura responde de forma diferente a presença de radiação ultravioleta. A produção agrícola na região, conhecida como "cinturão verde", responde por 70% da produção de verduras, legumes e frutas em todo Estado (FONSECA et al. *apud* WALDHEIM, 2003). Outro fator que determinou a escolha da Região Serrana foi a altitude da região, que varia de 800 a 1600 metros, onde a exposição aos raios ultravioleta tende a ser mais perigosa.

Sendo assim, o objetivo deste trabalho foi caracterizar a região usando o IUV, pois valores altos indicam uma maior exposição a radiação UV que pode ser danosa à agricultura e aos lavradores. Os gráficos de valores médios sazonais e mensais foram obtidos para o período de janeiro de 1997 a setembro de 2001 (Figuras 4.16 e 4.17).

A série do IUV médio para a região de interesse mostra elevados valores nos meses de verão e os valores mais baixos são encontrados nos meses de inverno (Figuras 4.16 e 4.17), como esperado devido à variação sazonal da radiação UV.

O dano nas culturas produzidas na região de interesse dependerá das características destas. Sabe-se que no verão há uma maior incidência de doenças e pragas além da diminuição do tamanho foliar, e durante o inverno a produção é menos susceptível a pragas e o tamanho foliar das culturas é maior. Não está confirmado que estas consequências sejam geradas pelos elevados e baixos valores de IUV, respectivamente.

Na Figura 4.16, observa-se que os padrões sazonais são bem definidos. No verão, encontram-se altos valores de IUV, como esperado, com picos de 12 nos anos de 1997, 1998 e 2000. A primavera e o outono também apresentaram valores médios altos, entre 10 e 7. A

estação que se apresentou mais estável foi o período de inverno, que obteve índices médios próximos a 5.

Segundo a OMS (Organização Mundial de Saúde), valores acima de 8 são considerados danosos a saúde humana. Não há uma classificação similar para as plantas, já que cada espécie reage de maneira diferente ao IUV. Além da ameaça às plantas, outro grave perigo resultado da exposição a elevados valores de IUV é o do desenvolvimento de câncer de pele e outras doenças nos trabalhadores rurais.

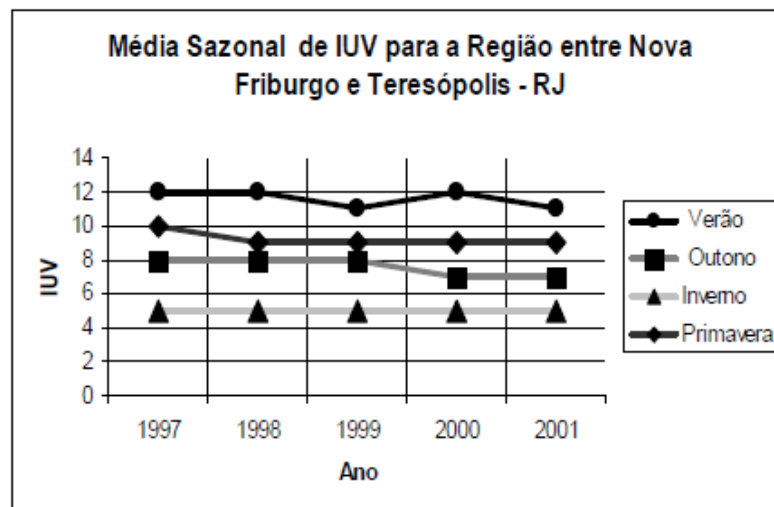


Figura 4.16 - Variação média sazonal do IUV.

Fonte: WALDHEIM, 2003.

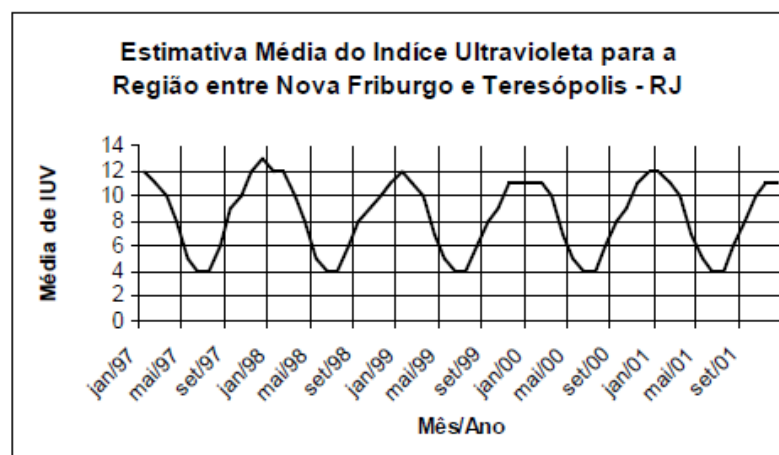


Figura 4.17 - Variação média mensal do IUV.

Fonte: WALDHEIM, 2003.

Para uma melhor análise sobre o efeito do IUV nas culturas desenvolvidas na região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, torna-se necessário a elaboração de um estudo específico sobre as culturas, com o intuito de determinar a maneira com que cada espécie de

planta reage a exposição à radiação UV. Mas para a saúde dos trabalhadores rurais, os altos índices de IUV na região são preocupantes.

Caso houvesse uma comprovação de que o IUV é um fator determinante na produção de certas espécies poderia ser desenvolvida uma relação, direta ou indireta, entre o IUV e a produtividade de uma determinada região (WALDHEIM, 2003).

4.1.5 Risco de Exposição à radiação UV por Aeronavegantes

Os pilotos sofrem uma exposição excessiva à radiação UV durante a sua vida profissional. Dentre os motivos podemos citar: a altitude, a reflexão na camada de nuvens abaixo da aeronave, o tempo de exposição prolongado, como nas rotas aéreas que acompanham o movimento do Sol, o caráter cumulativo dos efeitos do ultravioleta e a proteção inadequada utilizada pelos aeronavegantes.

A cabine de comando das aeronaves possui, em geral, janelas em quantidade suficiente para proporcionar um ângulo de visão de pelo menos 180°. Os materiais utilizados para a confecção destas janelas são vidro temperado e laminado com vinil, acrílico e policarbonato, que permitem a passagem do infravermelho e da luz visível em variados graus de incidência da radiação (OLIVEIRA; CAMPOS; TEMPORAL, 2005).

O objetivo deste trabalho é avaliar a variação sazonal do índice ultravioleta em altitude correspondente ao nível médio de cruzeiro das aeronaves em vôo sobre o continente da América do Sul, buscando torná-la um produto de utilização para a comunidade médica e aeronavegantes, com vistas à prevenção de riscos à saúde por conta de alta exposição à radiação solar.

A área de interesse, neste caso a América do Sul, foi selecionada entre as latitudes de 10° N a 60° S e entre as longitudes de 90° W a 30° W. Foram considerados 10 km de altitude média de vôo, considerando que está é a altura em que uma aeronave permanece mais tempo durante a operação em uma rota.

Avaliando as Figuras 4.18 a 4.21 nota-se que na altitude de 10 km o IUV atinge valores extremos, acarretando em uma alta exposição à radiação UV pelos aeronavegantes.

A variação do IUV com a latitude é nítida: quanto mais próximo ao equador, maior o valor do IUV. Também é percebida a variação sazonal que afeta os valores médios do IUV, observando-se que os maiores índices ocorrem durante os meses de verão (Figura 4.18), enquanto os menores se dão durante o inverno (Figura 4.20).

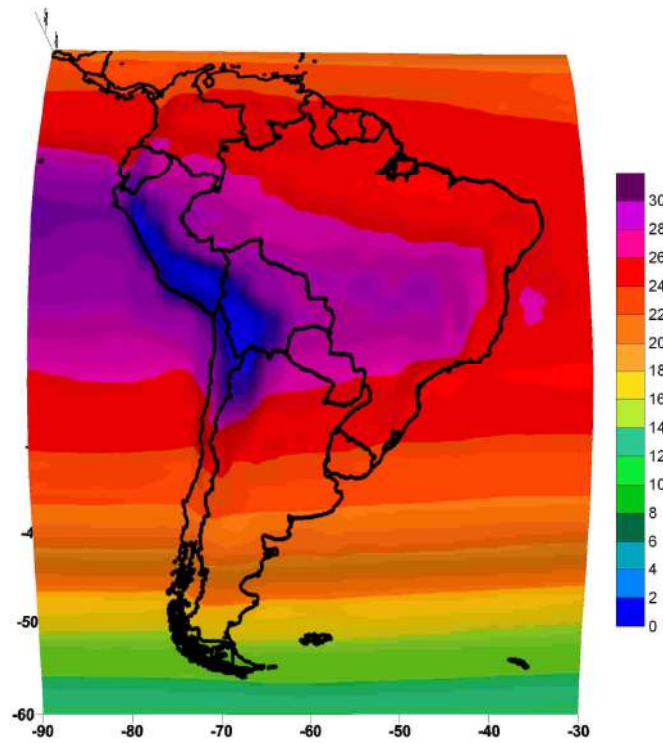


Figura 4.18 - IUV médio em 10 km de altitude para os meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 1° (~111 km).
Fonte: COSSICH et al., 2006b.

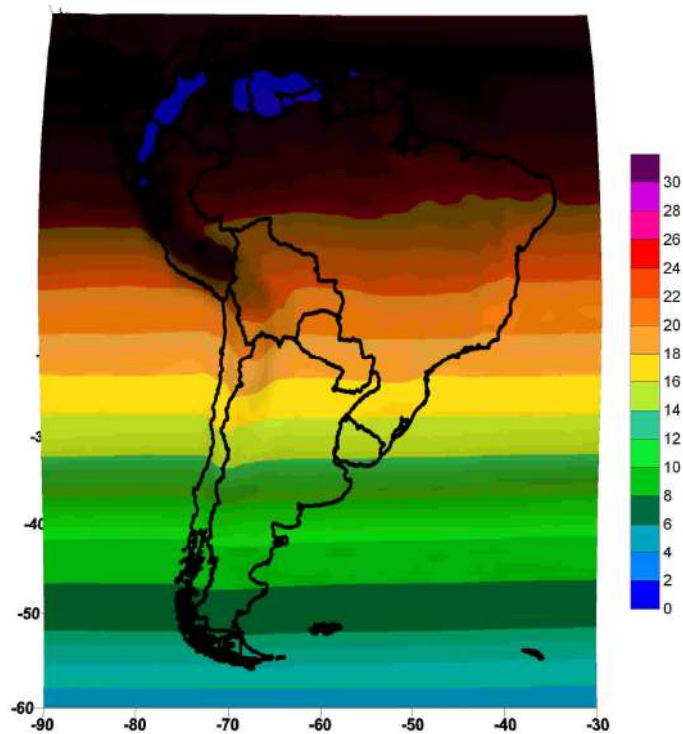


Figura 4.19 - IUV médio em 10 km de altitude para os meses de outono (março, abril e maio) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 1° (~111 km).
Fonte: COSSICH et al., 2006b.

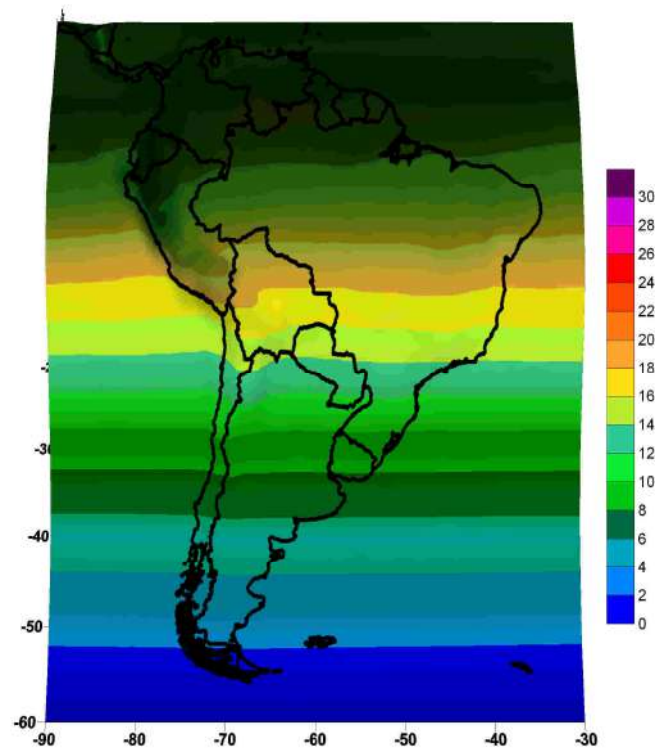


Figura 4.20 - IUV médio em 10 km de altitude para os meses de inverno (junho, julho e agosto) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 1° (~111 km).
Fonte: COSSICH et al., 2006b.

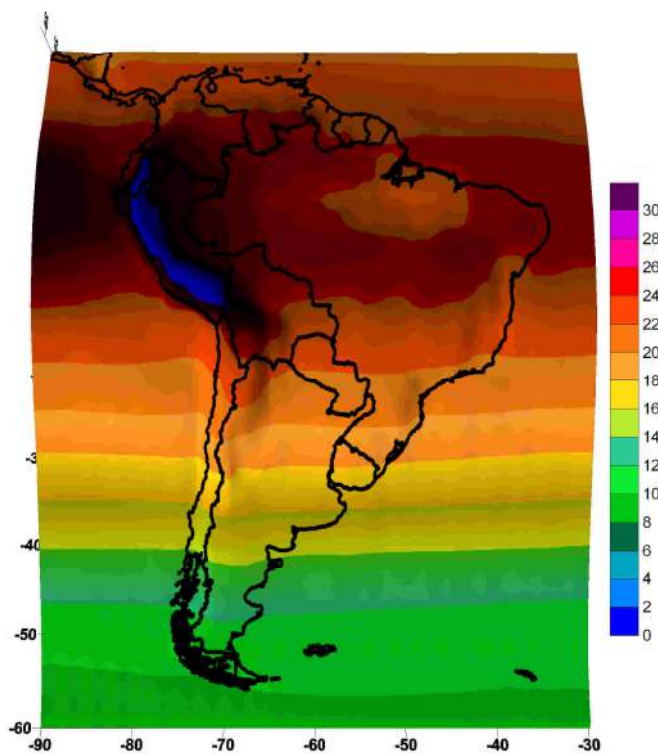


Figura 4.21 - IUV médio em 10 km de altitude para os meses de primavera (setembro, outubro e novembro) entre os anos de 1979 a 2005. Imagem com resolução horizontal de 1° (~111 km).

Fonte: COSSICH et al., 2006b.

No Brasil, os maiores valores de IUV são encontrados nas regiões norte e nordeste. Entretanto, nos meses de verão também se percebe elevados valores no centro-sul do país, região de rota de um grande número de vôos, o que provoca o aumento na exposição de aeronavegantes à incidência solar nessa época do ano, considerando é claro, os vôos diurnos e condições bem ajustadas dessa incidência em relação a hora do dia e a camada de nuvens (COSSICH et al., 2006b).

4.1.6 Website

Com o intuito de informar a população sobre a importância de se aprender a conviver, conhecer os seus benefícios e evitar os riscos derivados da exposição excessiva ao Sol, a parceria entre a SBD e o Departamento de Meteorologia da UFRJ, através do LEPA, adaptou o IUV a realidade dos fototipos de pele da população brasileira e desenvolveu-se uma *homepage* que visa informar os valores do IUV para todo o Brasil. Desde 2000, o IUV faz parte do PNCCP. Nesse contexto, ressalta-se o importante apoio inicial da CONAE (*Comision Nacional de Actividades Espaciales* - Argentina).

Com o passar dos anos a interface gráfica da *homepage* mudou (Figura 4.22 a 4.25), adaptando-se as exigências da SBD, criando *links* que informam a comunidade sobre a importância de se proteger do Sol, sem deixar de aproveitar seus benefícios, além de explicar o significado de termos como “fototipo”, “tempo máximo de exposição solar” e o próprio “índice UV”. O principal objetivo da criação deste *website* é ensinar a população a utilizar o IUV em benefício próprio incluindo os profissionais da área de saúde e dos meios de comunicação.



Figura 4.22 - Primeira interface do *website* do IUV desenvolvido pelo LEPA, em 2000. Fonte: LEPA/UFRJ.



Figura 4.23 - Segunda interface do *website* do IUV.

Fonte: LEPA/UFRJ.

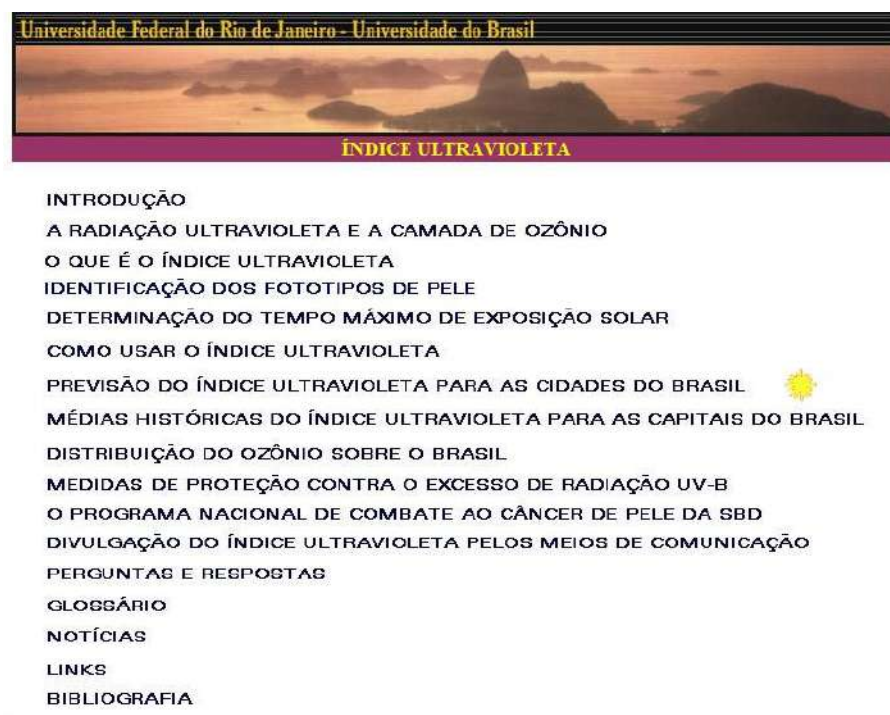


Figura 4.24 - Terceira interface do *website* do IUV.

Fonte: LEPA/UFRJ.

Atualmente o site do Índice UV desenvolvido pelo LEPA, encontra-se no endereço eletrônico: www.indiceuv.ufrj.br (Figura 4.25).

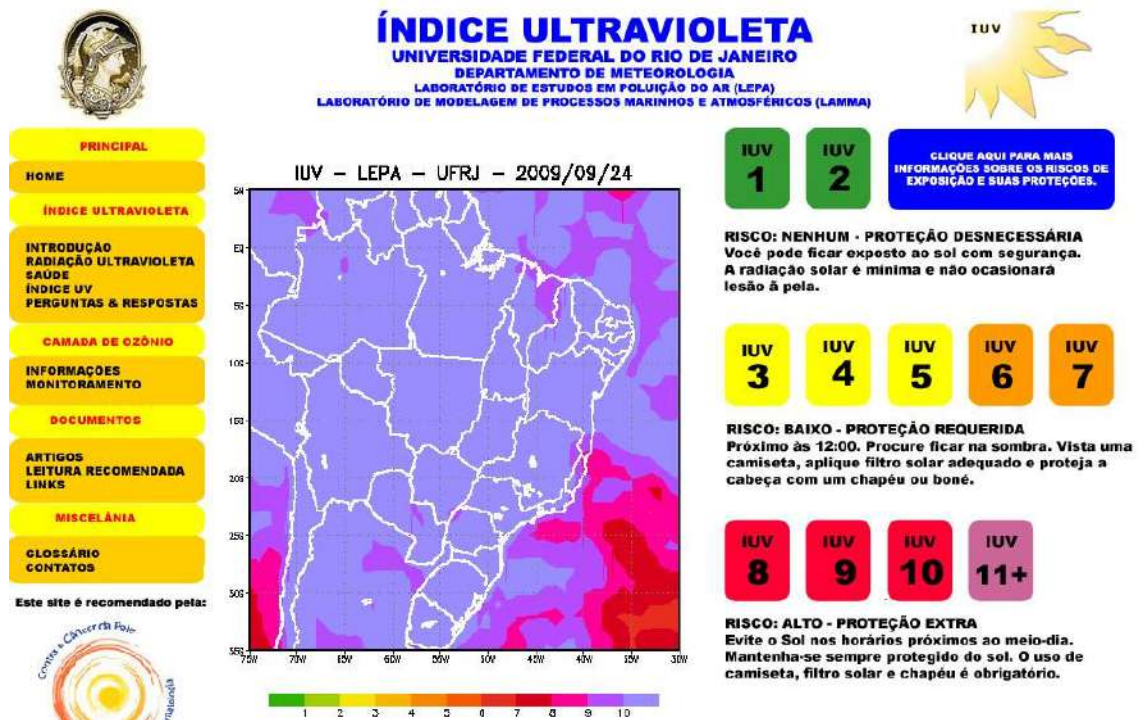


Figura 4.25 - Interface atual do *website* do IUV desenvolvido pelo LEPA.
 Fonte: Imagem obtida no *site*: <http://www.indiceuv.ufrj.br/>

4.2 Pesquisas sobre o Ozônio Total

Os resultados aqui mostrados foram obtidos por Saraiva, Sá e Maia (2008), onde foi feita uma climatologia do ozônio total para a região da América do Sul, localizada ente as latitudes de 10° N a 45° S e longitudes de 30° W a 80° W. Este estudo visa à comparação dos valores de ozônio em diferentes longitudes, além de uma climatologia mensal e anual.

4.2.1 Climatologia Mensal

A Figura 4.26 mostra a climatologia mensal de ozônio total feita para a região da América do Sul, durante os anos de 1979 a 2006, onde é possível notar a variação sazonal em sua concentração. Outro fato importante a ser observado é a mudança com a latitude, tendo os altos valores de concentração de ozônio total localizado nas latitudes médias e altas (FAHEY et al., 2002). Contrário a esta informação, a maior produção do ozônio ocorre na estratosfera tropical (BERNERAN E SANTOS, 2005), porém, a distribuição do ozônio simplesmente não é um equilíbrio entre produção e perda. Isto ocorre devido os ventos transportarem o ozônio

para longe da região de produção, alterando a sua distribuição básica na atmosfera (MANFRO, 2005).

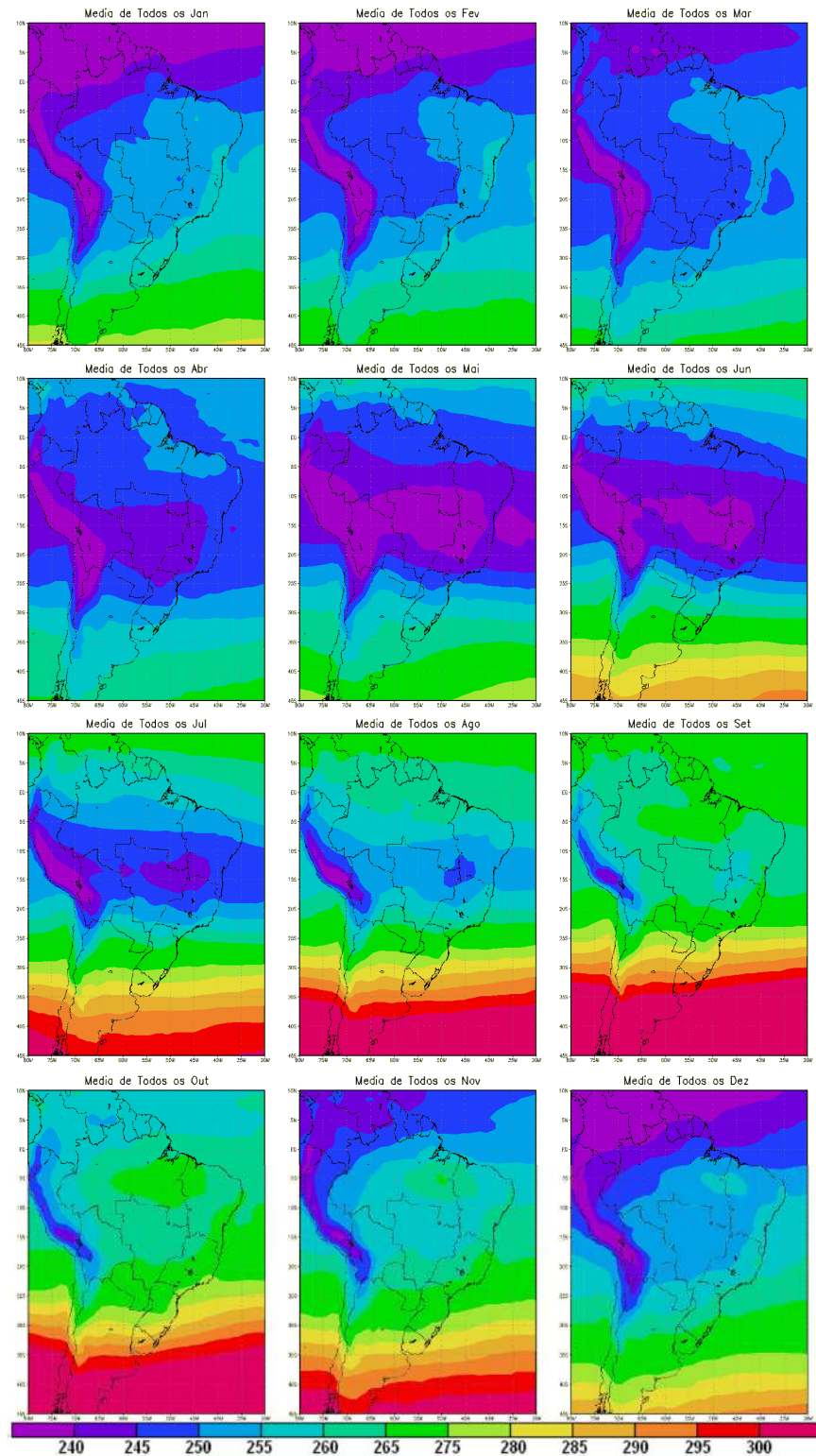


Figura 4.26 - Médias mensais de ozônio total para todos os anos de estudo (1979 - 2006) em DU.

Fonte: SARAIVA; SÁ; MAIA, 2008.

Visualizando a variação latitudinal, que ocorre em todos os meses do ano, nota-se que os valores ao sul do continente oscilam entre 265 DU no outono (março, abril e maio) e 300 DU na primavera (setembro, outubro e novembro), e próximo ao equador esta variação ocorre entre os valores de 240 e 265 DU respectivamente.

De acordo com a distribuição mensal do ozônio, os valores de ozônio total nos trópicos, durante todo o ano, variam entre 235 a 255 DU. Já os valores máximos são encontrados nas médias e altas latitudes entre 280 e 300 DU. Estes valores tendem a aumentar durante os meses de setembro a novembro, onde ocorre um aumento na produção do ozônio devido à incidência de radiação solar. Apesar do hemisfério sul durante os meses de dezembro a fevereiro receber mais intensamente a radiação solar, também são meses em que ocorrem convecção e formação de nuvens, diminuindo a chegada da radiação ultravioleta para a formação do ozônio estratosférico (SARAIVA; SÁ; MAIA, 2008).

4.2.2 Cortes Longitudinais

Os gráficos aqui apresentados mostram um corte longitudinal feito em três posições diferentes na América do Sul. Este corte é feito de maneira em que é possível a visualização da variação anual e latitudinal do valor de ozônio total em apenas uma faixa de longitude determinada. A latitude varia de 10° N a 45° S, cobrindo grande área do continente Sul Americano. O mapa da América do Sul na Figura 4.27, mostra a localização dos cortes realizados para a obtenção dos gráficos anteriormente mencionados. Os tons azulados nas Figuras 4.28 a 4.30 referem-se a valores inferiores a 275 DU, e os tons amarelo-alaranjados valores superiores ao mencionado. Cada linha vertical nas imagens representa um ano de concentração de ozônio total para aquela longitude, entre 1978 e 2006.

A Figura 4.28 mostra o gráfico onde o corte foi feito na longitude de 70° W. É nesta região que se encontra grande parte da Cordilheira dos Andes, aproximadamente entre as latitudes de 10° S a 35° S e com uma altura média de 4 km. Devido a sua influência, são encontrados baixos valores de ozônio total, que oscilam entre 175 e 225 DU, mostrando a interferência da altitude na coluna de ozônio. É importante lembrar que os menores valores de ozônio total ocorrem nos trópicos durante todo o ano, aumentando em direção as médias e altas latitudes, além das suas variações naturais e antrópicas (FAHEY et al., 2002).

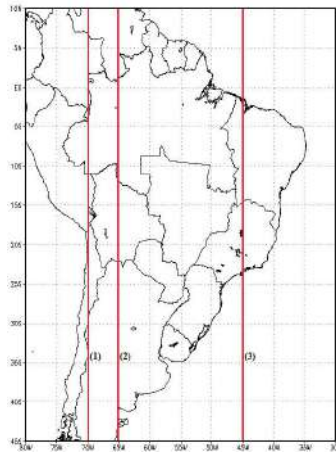


Figura 4.27 - Mapa da América do Sul mostrando a localização dos cortes longitudinais feitos para a obtenção dos gráficos da média anual do ozônio total. (1) corte em 70° W; (2) corte em 65° W e (3) corte em 45° W.

Fonte: Adaptada a partir de SARAIVA; SÁ; MAIA, 2008.

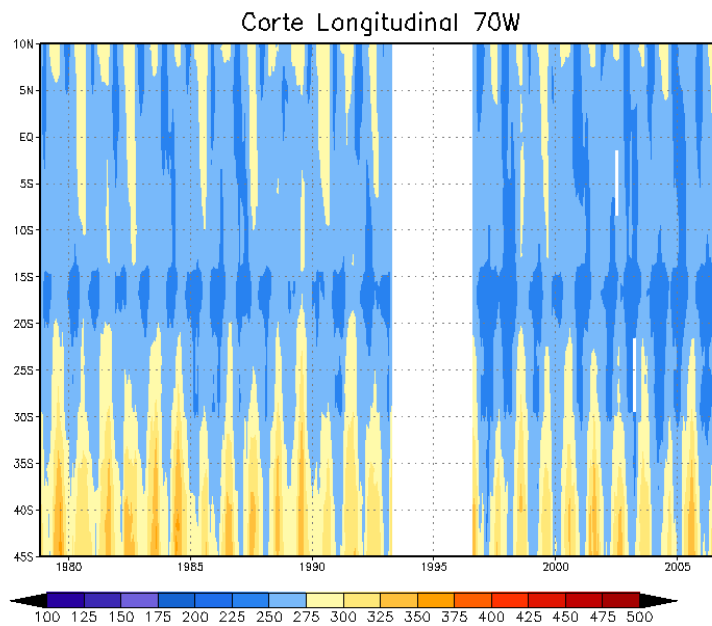


Figura 4.28 - Corte longitudinal em 70° W, das médias anuais de ozônio total para todos os anos de estudo (1979 - 2006) em DU. O eixo das ordenadas corresponde à latitude.

Observação: a parte branca no gráfico representa a ausência de dados nos anos de 1995 e 1996.

Fonte: SARAIVA; SÁ; MAIA, 2008.

Para efeito de comparação, com o gráfico anterior, a Figura 4.29 mostra que com apenas cinco graus de diferença na longitude, os valores de ozônio total aumentam significativamente. Eles variam entre 200 a 275 DU para o mesmo intervalo de latitude (10° S a 35° S), se aproximando dos valores encontrados no corte feito em 45° W (Figura 4.30), que não sofre o expressivo efeito causado pela orografia no corte em 70° W. A partir de 35° S de latitude, Figura 4.28, o ozônio total chega a apresentar valores de 375 DU. No corte feito em

45° W esse valor já é encontrado entre 25° S e 30° S de latitude.

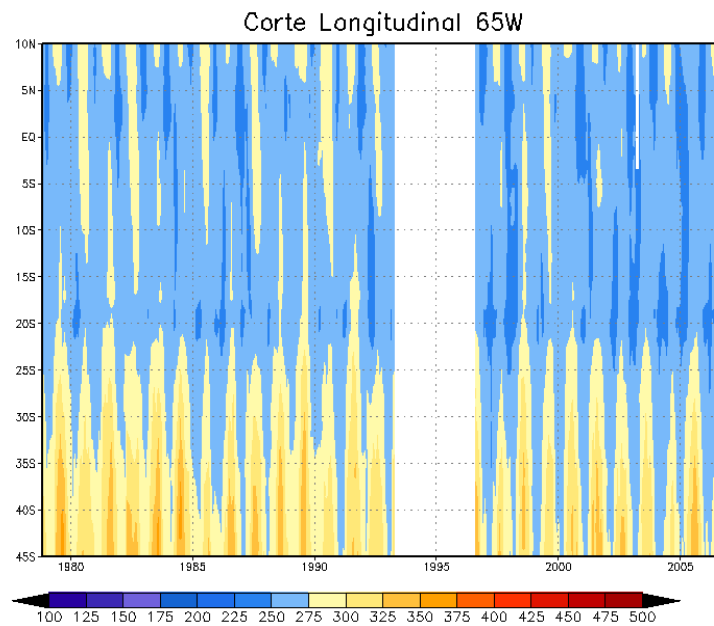


Figura 4.29 - Corte longitudinal em 65° W, das médias anuais de ozônio total para todos os anos de estudo (1979 - 2006) em DU. O eixo das ordenadas corresponde à latitude.

Observação: a parte branca no gráfico representa a ausência de dados nos anos de 1995 e 1996.

Fonte: SARAIVA; SÁ; MAIA, 2008.

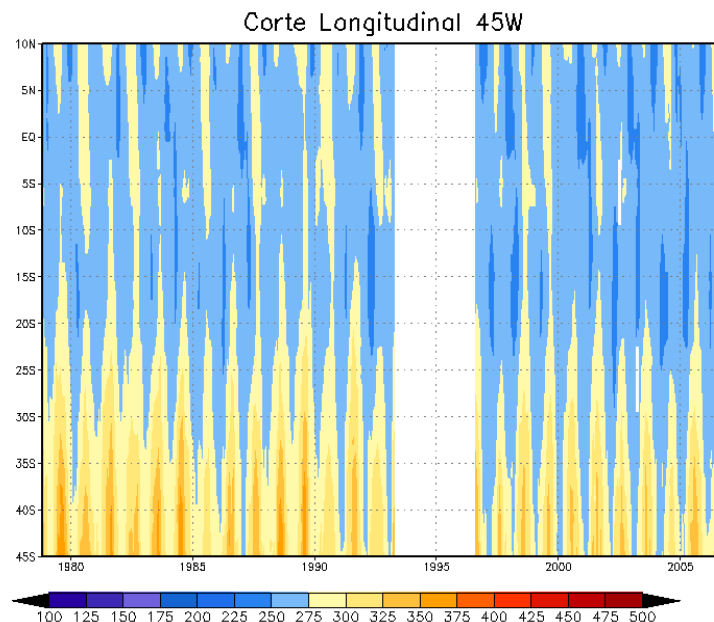


Figura 4.30 - Corte longitudinal em 45° W, das médias anuais de ozônio total para todos os anos de estudo (1979 - 2006) em DU. O eixo das ordenadas corresponde à latitude.

Observação: a parte branca no gráfico representa a ausência de dados nos anos de 1995 e 1996.

Fonte: SARAIVA; SÁ; MAIA, 2008.

O ozônio total aumenta no sul do continente, e como pode ser observado, seu valor vem sendo reduzido com o passar dos anos. O amarelo-alaranjado na base das imagens a partir do ano de 1996 começa a ser misturado com os tons de azul, significando uma redução em seus valores médios anuais para cada longitude representada.

4.2.3 Variação Anual

Entre os anos de 1980 a 2006, foram feitas médias com intervalos de 5 anos com o intuito de mostrar a variação anual no período mencionado.

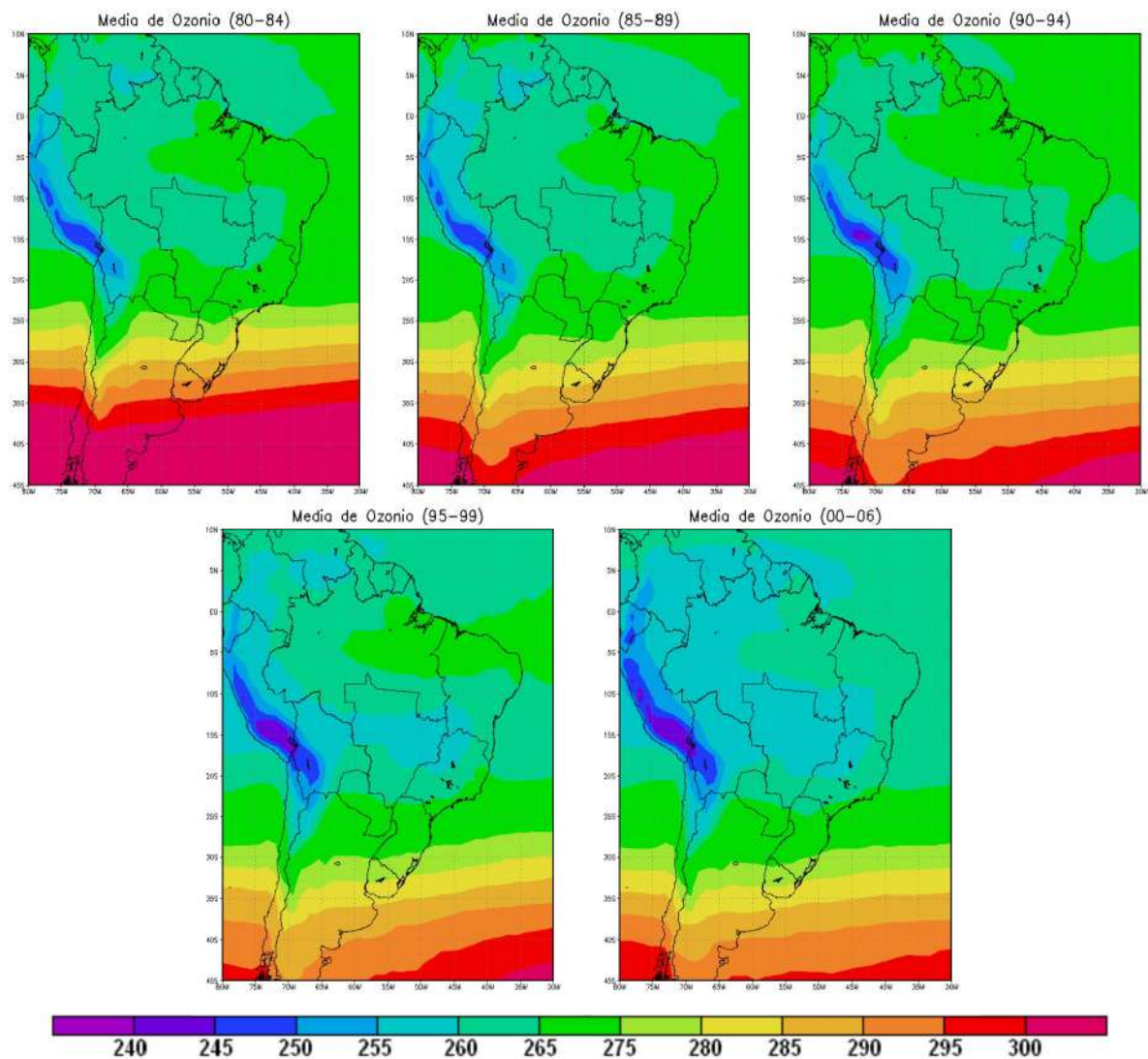


Figura 4.31 - Médias em intervalos de cinco anos de ozônio total para todos os anos de estudo (1979 - 2006) em DU.

Fonte: SARAIVA; SÁ; MAIA, 2008.

A Figura 4.31 mostra estes intervalos, excetuando-se a última imagem, que mostra o intervalo de dados entre 2000 a 2006. É na primeira imagem (80-84) que observamos que os valores máximos, maiores que 300 DU, atingem desde o sul do continente a até uma latitude próxima de 35°S, enquanto na última imagem (00-06) este valor não é encontrado. Em várias regiões da América do Sul, esta redução é observada. Na região da Cordilheira dos Andes, a primeira imagem mostra valores mínimos que atingem entre 245 e 255 DU, e na última imagem, na mesma região encontramos valores inferiores a 240 DU.

A redução com o passar dos anos é observada em várias regiões do mapa. Segundo Fahey et al. (2002), o ozônio estratosférico tem diminuído sobre o globo desde os anos 80 e as maiores perdas ocorrem nas latitudes mais elevadas ao sul em consequência da severa perda do ozônio a cada inverno e primavera.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O IUV revelou-se internacionalmente, com o decorrer dos anos, como uma ferramenta importante para a população em geral na prevenção das doenças oriundas da excessiva exposição ao Sol. No Brasil, o IUV ainda não é frequentemente utilizado. Desde 1999, a SBD vem realizando ações diferenciadas com o objetivo de diminuir, em longo prazo, os casos de câncer de pele no Brasil. A entidade promove campanhas informativas para médicos de atenção primária, colabora com as secretarias estaduais e municipais de saúde, além de ter participado de discussões na Agência Nacional de Vigilância Sanitária e no Ministério da Saúde sobre a regulamentação do bronzeamento artificial (DERMATONLINE, 2002).

Outro aspecto a ser considerado diz respeito à divulgação do IUV a população. A informação por intermédio da imprensa falada, escrita e televisionada é de fundamental importância, principalmente nos meses de verão e nas regiões costeiras (SÁ et al., 2002).

O atlas do IUV para o Estado do Rio de Janeiro mostrou a influência de fatores como a topografia e sazonalidade na variação da radiação UV relacionada diretamente com o índice. Como, por exemplo, o ponto mais elevado do Estado, o Pico das Agulhas Negras, obter elevados valores médios do IUV durante todo o ano e os meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) apresentarem os valores médios mais altos que as outras estações.

O estudo realizado para a exposição de aeronavegantes à radiação UV mostra um grande risco potencial a saúde desses profissionais. Tal exposição varia com as rotas, horário e tempo de vôos.

A análise do IUV médio feita para a região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, mostrou a necessidade do conhecimento específico para cada cultura desenvolvida nesta localidade, sabendo que cada espécie de planta reage de maneira diferente à radiação UV. Porém, os elevados valores do IUV são preocupantes para a saúde dos trabalhadores rurais, podendo provocar câncer de pele e aumento do número de casos de cataratas (WALDHEIM, 2003).

As médias mensais de ozônio caracterizam as mudanças nos valores de ozônio total ao longo dos meses. Um grande aumento nos valores entre agosto e outubro (início da primavera) é observado, como esperado, devido o aumento da incidência de radiação solar e menor tendência na formação de nuvens nesta época do ano. Nos meses de março a maio (início do outono) são encontrados os menores valores mensais.

Através dos cortes longitudinais é apresentada a influência da altitude na concentração de ozônio, onde em uma diminuição de cinco graus de longitude nota-se uma diferença de

aproximadamente 75 DU. Também se observa a redução dos valores médios de ozônio total ao longo dos anos.

As médias anuais feitas mostram, de forma mais detalhada, essa redução. Os valores encontrados nos últimos cinco anos são menores que os encontrados nos primeiros anos de estudo, e esta diminuição ocorre em toda a extensão da América do Sul (SARAIVA; SÁ; MAIA, 2008).

Os resultados em geral mostram a importância do estudo aprofundado sobre a radiação UV, incluindo a relevância da divulgação do IUV à população considerando os riscos da exposição excessiva ao Sol. Além disso, observa-se que a preservação da camada de ozônio ainda é um assunto fundamental a ser tratado, pois mesmo com a criação do Protocolo de Montreal, os gases que destroem o ozônio ainda são emitidos e os valores de ozônio não alcançaram os níveis aceitáveis como visto na concentração média de ozônio total com o decorrer dos anos.

A partir dos resultados obtidos neste trabalho, recomenda-se a continuação de estudos sobre o assunto, sabendo que estes tratam de interesses na manutenção da vida em nosso planeta. Considerando a relevância do assunto, acoplá-lo ao estudo de mudanças climáticas, variações devidas queimadas e eventos sinóticos levariam a um tratamento interessante do estudo da radiação UV e da camada de ozônio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. D. **Essentials of Meteorology: an invitation to the atmosphere**. 3ª Edição. London: Cengage Learning, 2000. 454p.

ATKINS, P.; JONES, L. **Princípios de Química: Questionando a Vida Moderna e o Meio Ambiente**. Tradução de Ricardo Bicca de Alencastro. 3. Ed. Porto Alegre: Bookman, 163-176 p., 2006.

AURA ATMOSPHERIC CHEMISTRY **The Aura Mission**. NASA/Goddard Space Flight Center. Obtido no *site*: <http://aura.gsfc.nasa.gov/index.html>

BERBERAN E SANTOS, M. N. M. S. **Ozono atmosférico** (apontamentos para a disciplina de Química e Física da Atmosfera), [S.I.]: 2005.

BERTAGNOLLI, C. **Variabilidade Temporal do Conteúdo Integrado de Ozônio no Sul do Brasil**. Santa Maria: Relatório Final de Projeto de Iniciação Científica PIBIC/INPE, 2006.

BERTAGNOLLI, C.; PERES, R. S.; CARBONE, S.; MANFRO, R. L.; PINHEIRO, D. K.; SCHUCH, A. A. M. P.; NOZAWA H.; YAMAMOTO, H.; SCHUCH, N. J. **Estimativa para Cálculo de Ozônio Total Usando Dados de UVB e UVA do Observatório Espacial do Sul, Brasil**. Revista Brasileira de Geofísica, v. 25, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geofísica, c2007.

BRANDY, J. E.; HUMISTON, G. E. Química Geral. Tradução de Cristina Maria Pereira dos Santos e Roberto de Barros Faria. 2. Ed. Rio de Janeiro: LTC, v. 1, 126-130 p., c1986.

CARVALHO, V. S. B. **Meteorologia da Qualidade do Ar no que tange as Concentrações de Ozônio e dos Óxidos de Nitrogênio na Região Metropolitana do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: Dissertação submetida ao corpo docente de Engenharia Mecânica da Universidade Federal do Rio de Janeiro - COPPE, 2006. 134 p.

CESTARI, T. F. **Influência da Radiação Ultravioleta nas Infecções**. Rio de Janeiro: Anais Brasileiros de Dermatologia, 1994. v. 69, n. 2.

CHAVES, R. R.; RODRIGUEZ, D. A. **Apostila de GrADS**. INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001.

COSSICH, W.; SARAIVA, N. P.; SÁ, R. V.; MAIA, L. F. P. G. **Atlas do Índice Ultravioleta para o Estado do Rio de Janeiro**. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis, 2006.

COSSICH, W.; SARAIVA, N. P.; SÁ, R. V.; MAIA, L. F. P. G. **Risco de Exposição à**

Radiação Ultravioleta por Aeronavegantes no Continente Sul Americano. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis, 2006.

COULSON, K. L. **Solar and Terrestrial Radiation: Methods and Measurements.** New York: Academic Press, c1975.

DA SILVA, D. A.; MORAES, E. C.; MÁXIMO, O. A.; VIEIRA, P. R. **Metodologia de Aferição Espectral para Espectrorradiômetro.** Anais do VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Salvador: 1996.

DERMATONLINE. **O Portal da Sociedade Brasileira de Dermatologia**, c2002. *Site:* <http://www.sbd.org.br/medicos/campanha/>

DOBBER, M. R.; DIRKSEN, R. J.; LEVELT, P. F.; VAN DEN OORD, G. H. J.; VOORS, R. H. M.; KLEIPOOL, Q.; JAROSS, G.; KOWALEWSKI, M.; ILSNRATH, E.; LEPPELMEIER, G. W.; DE VRIES J.; WERNER DIERSSEN, W.; ROZEMEIJER, N. C. **Ozone Monitoring Instrument Calibration.** [S.l.]: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2006. v. 44, n. 5.

Edited by HOBBS, P.V. **Aerosol – Cloud – Climate Interactions.** HARTMANN, D. L. **Radiative Effects of Clouds on Earth's Climate.** San Diego: Academic Press, 151-173 p., c1993.

EMPACT, Environmental Monitoring for Public Access & Community Tracking **Community-Based Ultraviolet Radiation (UV) Risk Education: The SunWise Program Handbook,** Cincinnati: United States Environmental Protection Agency (EPA), 2002.

ESCOBEDO, J. F.; FRISINA, V. A.; RICIERI R. P.; OLIVEIRA A. P. **Radiômetros Solares com Termopilhas de Filmes Finos: I - Descrição e Custos.** Revista Brasileira de Aplicações de Vácuo, v.16, nº1, 1997.

ESCOBEDO, J. F.; OLIVEIRA A. P.; MARTINS D. **Pireliômetro de Incidência Normal.** [S.l.: s.n., 19--]

FAHEY, D. W. (Lead Author) **Twenty Questions and Answers about the Ozone Layer.** Switzerland: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002.

Global Solar UV Index: A Practical Guide. Switzerland: World Health Organization, c2002.

GOMES, E. N.; ESCOBEDO, J. F.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. **Evolução Diurna e Anual da Radiação Direta na Incidência.** Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente, Impreso en la Argentina. v. 10, 2006.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. **Fundamentos de Física.** Tradução de

Ronaldo Sérgio de Biasi. 6. Ed. Rio de Janeiro: LTC, v. 4, 2-3 p., c2003.

HARTMANN, D. L. **Global Physical Climatology**. San Diego: Academic Press, 40-80 p., c1994.

HERMAN, J. R.; BHARTIA, P. K.; KRUEGER, A. J.; MCPETERS, R. D. **Meteor-3 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) - Data Products User's Guide**. NASA/Goddard Space Flight Center Greenbelt, 1996.

HOUGHTON, J. T. **The Physics of Atmospheres**. 2th ed. Cambridge: Cambridge University Press, c1986.

IM **Satélites Meteorológicos**. Lisboa: Instituto de Meteorologia, c2008. Obtido no *site*: <http://www.meteo.pt/pt/index.html>

KISHTAWAL, C. M. **Meteorological Satellites**. Ahmedabad: Atmospheric Sciences Division Meteorology and Oceanographic Group Space Application Centre (ISRO), [200-]

LE TREUT, H.; SOMERVILLE, R. **Historical Overview of Climate Change Science**. *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Obtido no *site*: <http://ipcc-wg1.ucar.edu/>

LIU, Kuo-Nan **An Introduction to Atmospheric Radiation**. 2th ed. San Diego: Academic Press, International Geophysics Series, v. 84, c2002.

MANFRO, R. L. **Influências dos Sistemas Meteorológicos nas Variações da Coluna Total de Ozônio Atmosférico Observado no Sul do Brasil, em São Martinho da Serra, RS**. São José dos Campos: Relatório Final de Projeto de Iniciação Científica -INPE, 2005.

MCPETERS, R. D., BHARTIA, P. K.; KRUEGER, A. J.; HERMAN, J. R. **Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) - Data Products User's Guide**. Maryland: Goddard Space Flight Center Greenbelt, 1998.

MCPETERS, R. D.; BHARTIA, P. K.; KRUEGER, A. J.; HERMAN, J. R. **Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) - Data Products User's Guide**. NASA/Goddard Space Flight Center Greenbelt, 1996.

MEASURED OZONE DEPLETION: Course of the Upper Atmosphere. *Site*: <http://www.albany.edu/faculty/rgk/atm101/ozmeas.htm>

OLIVEIRA, G. F.; CAMPOS, R. L. C.; TEMPORAL, W. F. **Efeitos da Radiação Ultravioleta nas Atividades Aéreas e Terrestres**. RMBA. Rio de Janeiro, 2005.

PEIXOTO, J. P.; OORT A. H. **Physics of Climate**. New York: American Institute of Physics,

91-130 p., c1992.

PINHEIRO, D. K. **Estudo do Comportamento do Dióxido de Nitrogênio Atmosférico com Base em Dados do Espectrofotômetro Brewer**. São José dos Campos: Tese de Doutorado em Geofísica Espacial - INPE, 2003. 371p.

ROCHA, W. X. **Química 2000**. [S.l.]. 1999. Obtido no *site*: http://www.geocities.com/Vienna/Choir/9201/ligacoes_quimicas.htm

SÁ, R. V.; CARVALHO, V. S. B.; WALDHEIM, P. V.; FRANÇA, G. B.; MAIA, L. F. P. G. **Climatologia do Índice Ultravioleta para as Capitais Brasileiras**. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Foz de Iguaçu, 2002.

SAMPAIO, S.; CASTRO, R.; RIVITTI, E. **Dermatologia Básica**. 3. ed. Arte Médica, 1995.

SARAIVA, N. P.; SÁ, R. V.; MAIA, L. F. P. G. **Caracterização do Ozônio Atmosférico sobre o Brasil**. Relatório Final de Desenvolvimento de Projeto de Pesquisa(PIBIC/UFRJ), Rio de Janeiro, 2008.

SCHOEBERL, M. R.; DOUGLASS, A.R.; HILSENATH, E.; BHARTIA, P.K.; BARNETT, J.; GILLE, J.; BEER, R.; GUNSON, M.; WATERS, J.; LEVELT, P. F.; DECOLA, P. **Earth Observing System Missions Benefit Atmospheric Research**. [S.l.]: EOS, Transactions, American Geophysical Union, 2004. v. 85, n. 18, 177-184 p.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change**. New York: John Wiley & Sons, c1998.

Short biography of G.M.B. Dobson. Department of Physics, University of Oxford. Obtido no *site*: <http://www.atm.ox.ac.uk/user/barnett/ozoneconference/dobson.htm> Última atualização em 2 de setembro de 2008.

SOLOMON, S. **Stratospheric Ozone Depletion: A Review of Concepts and History**. Colorado: National Oceanic and Atmospheric Administration, Aeronomy Laboratory: 1999.

STRATOSPHERIC OZONE: Research in Fairbanks, Alaska. *Site*: <http://ozone.gi.alaska.edu/>

TEICHRIEB, C. A. **Sensibilidade do BRAMS para a Descrição de Chuva e Temperatura, no Nordeste do Rio Grande do Sul, para Diferentes Resoluções Espaciais**. Santa Maria: Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física, Universidade Federal de Santa Maria, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Física, 2008. 84 p.

VANICEK, K.; THOMAS FREI, T.; LITYNSKA, Z.; SCHMALWIESER, A. **Índice UV**

para o Público: Um guia para a interpretação das previsões do Índice UC com base no trabalho preparado pelo Grupo de Trabalho nº 4 da Acção COST-713 “Previsão do UV-B”. Tradução de Fernanda do Rosário da Silva Carvalho. Lisboa: IM, Acção COST-713, 2000. Obtido no *site*: <http://www.scribd.com/doc/6682105/uv>

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão Digital 2, 2006. Obtido no *site*: <http://edermileno.ggf.br/>

VICTORIA, I. M. B. **Medição da Radiação Solar Global e Difusa Utilizando Piranômetros com Sensores Fotoelétricos**. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Faculdade de Meteorologia. Pelotas: Universidade Federal de Pelotas, 2008.

Vital Ozone Graphics: Resource Kit for Journalists. Arendal: United Nations Environment Programme (UNEP), c2007.

WALDHEIM, P. V.; CARVALHO, V. S. B.; SÁ, R. V.; MAIA, L. F. P. G.; FRANÇA, G. B. **Análise do Índice Ultravioleta para a Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro**. Anais do XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. Santa Maria, 2003.