

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS
CAMPUS DE BOTUCATU

**MODELO PARAMÉTRICO PARA ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO
SOLAR ULTRAVIOLETA**

HILDEU FERREIRA DA ASSUNÇÃO

Tese apresentada à Faculdade de Ciências
Agronômicas da UNESP - Campus de Botucatu,
para obtenção do título de Doutor em Agronomia
- Área de Concentração em ENERGIA NA
AGRICULTURA

BOTUCATU-SP
Dezembro - 2003

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS
CAMPUS DE BOTUCATU

**MODELO PARAMÉTRICO PARA ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO
SOLAR ULTRAVIOLETA**

HILDEU FERREIRA DA ASSUNÇÃO

Orientador: Prof. Dr. João Francisco Escobedo

Tese apresentada à Faculdade de Ciências
Agronômicas da UNESP - Campus de Botucatu,
para obtenção do título de Doutor em Agronomia
- Área de Concentração em ENERGIA NA
AGRICULTURA

BOTUCATU-SP
Dezembro - 2003

CATALOGAÇÃO NA FONTE: SERVIÇO TÉCNICO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO
SEÇÃO TÉCNICA DE AQUISIÇÃO E TRATAMENTO DA INFORMAÇÃO
UNESP - FCA - BOTUCATU (SP)

A851m Assunção, Hildeu Ferreira da, 1963-
Modelo paramétrico para estimativa da radiação solar
ultravioleta / Hildeu Ferreira da Assunção.- Botucatu,
[s.n.], 2003
xxi, 147 f. : il. color., gráfs. color., tabs.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Faculdade de Ciências Agrônomicas
Orientador: João Francisco Escobedo
Inclui bibliografia

1. Radiação solar. 2. Radiação ultravioleta. 3. Esti-
mativa de parâmetro. I. Escobedo, João Francisco. II.
Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho"
(Campus de Botucatu). Faculdade de Ciências Agrônomicas.
III. Título.

Palavras-chave: Modelo paramétrico; Irradiância ultravioleta;
Transmitância.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS
CAMPUS DE BOTUCATU

CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

**TÍTULO: “MODELO PARAMÉTRICO PARA ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO SOLAR
ULTRAVIOLETA”**

AUTOR: HILDEU FERREIRA DA ASSUNÇÃO

ORIENTADOR: PROF. DR. JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO

Aprovada pela Comissão Examinadora:

PROF. DR. JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO

PROF. DR. AMAURI PEREIRA DE OLIVEIRA

PROF. DR. DINIVAL MARTINS

PROF. DR. NILSON AUGUSTO VILLA NOVA

PROF. DR. VALTER BARBIERI

Data de realização: 05 de dezembro de 2003.

DEDICATÓRIA

Dedico este humilde trabalho...

...aos meus pais e irmãos, que de maneira direta ou indireta sempre estiveram presentes em minha vida;

aos meus filhos, *Marianna, Pablo e Hildiane*,
que são o testemunho do meu transcurso por este
Plano de Existência;

e à minha esposa, amiga e confidente,
Idelina, que me ensina a cada dia que a
Tolerância e o Amor são os lastros da
estabilidade familiar.

AGRADECIMENTOS

Neste singelo trabalho, quero aqui expressar a minha sincera gratidão ao meu orientador e amigo *Prof. Dr. João Francisco Escobedo*, pela oportunidade, incentivo, apoio e participação; condutas fundamentais para qualquer formação profissional.

Ao *Prof. Dr. José Roberto Saglietti*, pela orientação provisória.

Aos professores do Setor de Ciências Ambientais, *Alcides, Dinival, Dalva, Isaac e Sílvio*, pela amizade consolidada em 42 meses de convivência.

Aos funcionários do Setor de Ciências Ambientais, *Antônio, Aparecido, Beto, Izaura, Selma, Sílvia e Valdomiro*, pela amizade e favores prestados em momentos oportunos.

Aos colegas de curso, *Alexandre, Bandit (Rodrigo Angela), Eduardo, Élcio, Emerson, Flávio, Glauco, Jorge, Marcos, Marcelo, Melânia, Millena e Valéria*, pela troca de experiências de vida e de ofício.

À *Marilda Maria Ferreira Soares*, secretária do Campus Avançado de Jataí, pelo constante apoio a distância, durante a minha permanência em Botucatu.

Aos colegas do Departamento de Geografia/CAJ/UFG, *Cabral, Dimas, Dinalva, Nágela, Rosana, Scopel, Washington e Zilda*, pelo apoio logístico durante a minha ausência.

À Professora *Cleide Coutinho*, pela revisão lingüística deste modesto trabalho.

À *FCA/UNESP*, pela minha anuência no curso de Pós-graduação em Agronomia/Energia na Agricultura.

À *Fundação Educacional de Jataí* e ao *PICDT/CAPES/UFG*, pelo auxílio financeiro.

A *DEUS*, por tudo que vivi, por tudo que estou vivendo e por tudo que vou viver.

SUMÁRIO

Página

DEDICATÓRIA	V
AGRADECIMENTOS	VI
LISTA DE TABELAS	XI
LISTA DE FIGURAS	XIII
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	XVI
RESUMO	1
SUMMARY	3
1 INTRODUÇÃO	5
2 REVISÃO DE LITERATURA	9
2.1 Radiação extraterrestre	9
2.2 Fatores que afetam a radiação na superfície da Terra	11
2.2.1 Fatores astronômicos	11
2.2.1.1 Distância Terra-Sol	11
2.2.1.2 Declinação solar	13
2.2.1.3 Ângulo horário	14
2.2.2 Fatores geográficos	14
2.2.3 Fatores geométricos	15
2.2.4 Fatores físicos	16
2.2.4.1 Massa ótica relativa	17

2.2.4.2	Espalhamento atmosférico	20
2.2.4.3	Absorção pelo vapor d'água	21
2.2.4.4	Absorção por gases atmosféricos	21
2.2.4.5	Absorção pelo ozônio	21
2.2.4.6	Extinção pelos aerossóis	25
2.2.5	Fatores meteorológicos	30
2.2.5.1	Nebulosidade	31
2.2.5.2	Albedo da superfície	33
2.3	Modelagem espectral da irradiância solar	35
2.3.1	Irradiância solar direta	35
2.3.2	Irradiância solar difusa	37
2.3.2.1	Componente devido ao espalhamento molecular	39
2.3.2.2	Componente devido ao espalhamento por aerossóis	41
2.3.2.3	Componente devido às reflexões múltiplas	44
2.3.3	Irradiância global	46
2.4	Modelagem paramétrica da irradiância solar	46
3	MATERIAL E MÉTODOS	49
3.1	Derivação do modelo para a radiação ultravioleta	49
3.1.1	Irradiância ultravioleta direta	50
3.1.1.1	Parametrização da transmitância média do ozônio	51
3.1.1.2	Parametrização da transmitância média de Rayleigh	52
3.1.1.3	Parametrização da transmitância média das nuvens	53
3.1.1.4	Parametrização da transmitância média dos aerossóis	56
3.1.2	Irradiância ultravioleta difusa	59
3.1.2.1	Processo de difusão molecular	60
3.1.2.2	Processo de difusão por nuvens	61
3.1.2.3	Processo de difusão por aerossóis	62
3.1.2.4	Processo de difusão por reflexões múltiplas	63
3.1.3	Irradiância ultravioleta global	65

3.2	Estrutura do modelo	65
3.3	Dados experimentais	68
3.4	Análise experimental	70
3.4.1	Frequência da variáveis meteorológicas intermediárias	70
3.4.2	Avaliação e desempenho do modelo	71
3.4.2.1	Calibração	71
3.4.2.2	Sensibilidade	71
3.4.2.3	Níveis de exposição solar	72
3.4.2.4	Validação e performance	73
3.4.3	Radiação ultravioleta na partição horária	73
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	74
4.1	Análises de frequência das variáveis meteorológicas intermediárias	74
4.2	Avaliação e desempenho do modelo paramétrico	79
4.2.1	Calibração de parâmetros	79
4.2.1.1	Calibração da irradiância difusa na condição de sol exposto	79
4.2.1.2	Calibração da irradiância difusa na condição de sol obscurecido ..	80
4.2.1.3	Calibração da irradiância global na condição de sol exposto	81
4.2.2	Análise de sensibilidade do modelo paramétrico	82
4.2.2.1	Condição de sol exposto	82
4.2.2.2	Condição de sol obscurecido	87
4.2.3	Análise das irradiâncias UV em diferentes grupos de k_t	92
4.2.3.1	Características da irradiância difusa	92
4.2.3.2	Características da irradiância global	98
4.2.4	Validação e desempenho do modelo	103
4.3	Análise dos modelos na partição horária e diária	108
4.3.1	Validação dos modelos na partição horária	108
4.3.2	Variação sazonal horária e diária da irradiância UV	110
5	CONCLUSÕES	117

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119
APÊNDICE A	135
A.1 Distribuição de frequência dos índices radiométricos (k_t e T_b)	135
A.1.1 Função de distribuição de k_t para a condição de sol exposto	136
A.1.2 Função de distribuição de T_b para a condição de sol exposto	137
A.1.3 Função de distribuição de k_t para a condição de sol obscurecido	138
APÊNDICE B	140
B1. Espectro extraterrestre da irradiância ultravioleta e coeficientes de extinção ..	140

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Parâmetros da equação (37)	24
Tabela 2. Parâmetros das equações (49) para diferentes tipos de aerossóis	28
Tabela 3. Parâmetros para estimativa do albedo do espalhamento simples ($\omega_{0\lambda}$)	30
Tabela 4. Parâmetros da equação (83), utilizada na estimativa do fator de assimetria	43
Tabela 5. Albedo da irradiância ultravioleta global para diferentes superfícies	64
Tabela 6. Estatística das variáveis meteorológicas intermediárias	75
Tabela 7. Médias mensais das variáveis meteorológicas intermediárias	77
Tabela 8. Estatísticas da irradiância UV_a medida e calculada para Botucatu, SP.	95
Tabela 9. Estatísticas da irradiância UV_g medida e calculada para Botucatu, SP.	100
Tabela 10. Médias mensais da relação UV_g/G , às 10:00, 12:00 e 14:00, sob diferentes níveis de exposição solar	104
Tabela 11. Valores médios da relação UV_g/G , para diferentes lugares do mundo	105
Tabela 12. Desempenho dos modelos paramétrico (P) e linear (L) no cálculo da irradiância UV_g , em cada condição atmosférica	106
Tabela 13. Desempenho dos modelos paramétrico e linear na estimativa da radiação UV_g horária, para cada ano isolado	108
Tabela 14. Médias horárias mensais da irradiância ultravioleta global medida ($W m^{-2}$) ...	110

Tabela 15. Médias diárias mensais das radiações UV_b , UV_d e UV_g calculadas pelo modelo paramétrico ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)	111
Tabela 16. Frequência mensal das condições do céu, com base no número de ocorrência dos grupos de k_t	115

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Constante solar	10
Figura 2. Perfil vertical do ozônio	23
Figura 3. Mecanismos do efeito das nuvens sobre a radiação ultravioleta	32
Figura 4. Formas de manifestação do albedo da superfície	34
Figura 5. Processos envolvidos na atenuação da radiação solar direta, considerando uma atmosfera homogênea	36
Figura 6. Esquema sobre a origem da radiação solar difusa, conforme Iqbal (1983)	37
Figura 7. Processos envolvidos nas reflexões múltiplas (Iqbal, 1983)	44
Figura 8. Atmosfera em camadas paralelas, com densidade uniforme e homogênea	50
Figura 9. Modelagem de T_O com base em resultados simulados	52
Figura 10. Modelagem de T_R com base em resultados simulados	53
Figura 11. Identificação dos níveis de exposição solar	55
Figura 12. Modelagem de T_A com base em resultados simulados	58
Figura 13. Origem das irradiâncias difusas atmosféricas	60
Figura 14. Esquema dedutivo referente ao albedo interno da atmosfera	63

Figura 15. Síntese do modelo paramétrico para estimativa das irradiâncias solar UV, a partir de medidas simultâneas das irradiâncias global e difusa	66
Figura 16. Estação Radiométrica da FCA/UNESP, Campus de Botucatu, SP	68
Figura 17. Exemplos de níveis de exposição solar: sol exposto com nuvens (A) e sem nuvens (B); sol semi-obscurecido (C) e obscurecido (D). (Fotos: Crawford <i>et al.</i> , 2003)	69
Figura 18. Variação sazonal do conteúdo médio diário de ozônio, medido (TOMS), modelado (Van Heuklon, 1979) e desvio absoluto das medidas em relação ao modelo	76
Figura 19. Marcha anual dos valores médios diários das variáveis meteorológicas intermediárias (linha vertical) e correspondentes valores médios anuais (linha pontilhada)	78
Figura 20. Calibração da irradiância UV difusa, na condição de sol exposto	79
Figura 21. Calibração da irradiância UV difusa, nas condições em que o disco solar se encontra totalmente obscurecido por densas nuvens	80
Figura 22. Calibração da irradiância ultravioleta global, fazendo-se a correção da transmitância do ozônio	82
Figura 23. Variação das irradiâncias UV em função do conteúdo de ozônio	83
Figura 24. Variação das irradiâncias UV (1 e 2) em função do ângulo zenital, assumindo $\beta=0,05$ (A) e $\beta=0,10$ (B), na condição de sol exposto	85
Figura 25. Variação das irradiâncias UV (1 e 2) em função do ângulo zenital, assumindo $\beta=0,20$ (A) e $\beta=0,40$ (B), na condição de sol exposto	86
Figura 26. Variação das irradiâncias UV (1 e 2) em função do ângulo zenital, admitindo-se $\tau_N=0,1$ (A) e $\tau_N=0,5$ (B), na condição de sol obscurecido	88
Figura 27. Variação das irradiâncias UV (1 e 2) em função do ângulo zenital, admitindo-se $\tau_N=2,0$ (A) e $\tau_N=3,0$ (B), na condição de sol obscurecido	89
Figura 28. Variação das irradiâncias UV em função da espessura ótica das nuvens sob diferentes ângulos zenitais	91

Figura 29. Distribuição das irradiâncias UV_d e UV_g em função das espessuras óticas de nuvens sob diferentes ângulos zenitais	92
Figura 30. Correlações entre as irradiâncias UV_d medidas e calculadas, dentro de diferentes grupos de exposição solar	96
Figura 31. Variação média dos efeitos das nuvens sobre a irradiância UV_d , normalizados para a condição de céu limpo, em função da massa ótica e do nível de exposição solar	97
Figura 32. Correlações entre as irradiâncias UV_g medidas e calculadas, dentro de diferentes grupos de exposição solar	101
Figura 33. Variação média dos efeitos das nuvens sobre a irradiância UV_g , normalizados para a condição de céu limpo, em função da massa ótica e do nível de exposição solar	102
Figura 34. Validação do modelo paramétrico com os dados obtidos no período de 2000, 2002 e 2003	107
Figura 35. Correlações entre as irradiações UV_g horárias observadas e estimadas com o modelo paramétrico	109
Figura 36. Distribuição média horária das irradiâncias ultravioleta global, direta e difusa, para diferentes níveis de exposição solar, durante os meses de dezembro, março e junho de 2000 a 2003	113
Figura 37. Irradiações UV diárias, medidas e modeladas, durante o período de janeiro de 2000 a agosto de 2003, em Botucatu, SP.	114

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

SIMBOLOGIA	DESCRIÇÃO DE TERMOS	UNIDADE
<i>Latina</i>	<i>astronômicos</i>	
<i>UA</i> Unidade Astronômica (149.597.890 km)	unidade
<i>UT</i> Tempo Universal	h
<i>R</i> raio vetor Terra-Sol	UA
<i>t</i> fração secular do dia juliano, contada a partir do ano 2000	século
<i>JD</i>	.. dia juliano contado a partir de 00:00:00 (UT) do dia 01/01/-4713	d
<i>cld</i> complemento atribuído ao tipo de calendário	adimensional
<i>V</i> anomalia verdadeira do Sol	°
<i>M</i> anomalia média do Sol	°
<i>C</i> equação do centro do Sol	°
<i>d</i> fração do dia	adimensional
<i>m</i> fator mensal	adimensional
<i>a</i> fator temporal	adimensional
<i>y</i> fator anual	adimensional
<i>ano</i> ano civil	unidade
<i>mes</i> número do mês	unidade
<i>dia</i> dia civil	unidade
<i>hora</i> hora civil	unidade
<i>min</i> minuto	unidade
<i>seg</i> segundo	unidade
<i>L</i> longitude aparente do Sol	°
<i>L₀</i> longitude média do Sol	°
<i>hsv</i> hora solar verdadeira	h
<i>hms</i> hora solar média	h
<i>Z_T</i> zona do tempo ou fuso horário	h
<i>E_T</i> equação do tempo	min

SIMBOLOGIA**DESCRIÇÃO DE TERMOS UNIDADE****Grega****astronômicos**

ε excentricidade da órbita terrestre	adimensional
δ declinação solar	°
Ω fator astronômico	°
Φ obliquidade da eclíptica	°
ω_t ângulo horário	°
ν fator astronômico	adimensional

Latina**geométricos**

f_a fator de compensação anisotrópico do anel de sombreamento	adimensional
f_c	fator de compensação aniso- e isotrópico do anel de sombreamento	adimensional
L_a largura geométrica do anel de sombreamento	m
r_a raio geométrico do anel de sombreamento	m

Grega**geométricos**

θ_z ângulo zenital	°
------------	----------------------	---

Latina**geográficos**

EA efeito da latitude	%
h altitude	m

Grega**geográficos**

ϕ latitude	°
φ longitude	°
Δh diferença de latitude	m

Latina**físicos**

$I_{0\lambda}$ irradiância monocromática incidente no topo da atmosfera	$W m^{-2} \lambda^{-1}$
I_{λ} irradiância monocromática transmitida	$W m^{-2} \lambda^{-1}$
$I_{g\lambda}$ irradiância monocromática global	$W m^{-2} \lambda^{-1}$
$I_{b\lambda}$ irradiância monocromática direta	$W m^{-2} \lambda^{-1}$
$I_{d\lambda}$ irradiância monocromática difusa	$W m^{-2} \lambda^{-1}$
$I_{dA\lambda}$ componente monocromática difusa devido aos aerossóis	$W m^{-2} \lambda^{-1}$
$I_{dR\lambda}$ componente monocromática difusa do espalhamento de Rayleigh	$W m^{-2} \lambda^{-1}$
$I_{dM\lambda}$ componente monocromática difusa devido às reflexões múltiplas	$W m^{-2} \lambda^{-1}$
m comprimento do caminho ótico	adimensional
k_{λ} coeficiente de extinção monocromático	cm^{-1}
n_0 índice refrativo do ar	adimensional
m_{abs} massa ótica absoluta	kg
m_a massa ótica relativa do ar seco	adimensional
m_w massa ótica relativa do vapor d'água	adimensional
m_r massa ótica relativa do ar seco corrigida para a latitude local	adimensional
m_O massa ótica relativa do ozônio	adimensional

SIMBOLOGIA	DESCRIÇÃO DE TERMOS	UNIDADE
N_c densidade colunar do ar na condição padrão	μm^{-2}
N_s densidade volumétrica de moléculas opticamente ativas	μm
n índice refrativo do ar	adimensional
m_A massa ótica relativa dos aerossóis	adimensional
m_R massa ótica relativa de Rayleigh ou molecular	adimensional
T_λ transmitância monocromática	adimensional
T_A transmitância média dos aerossóis	adimensional
T_{Aa} transmitância média dos aerossóis devido ao processo de absorção	adimensional
T_{As} transmitância média dos aerossóis devido ao espalhamento	adimensional
T_R transmitância média devido ao espalhamento de Rayleigh	adimensional
T_O transmitância difusa média devido à absorção pelo ozônio	adimensional
T'_O transmitância direta média corrigida para o ozônio	adimensional
T_G transmitância média da mistura uniforme dos gases	adimensional
T_W transmitância média devido à absorção pelo vapor d'água	adimensional
T_{NO_2} transmitância média devido à absorção pelo dióxido de nitrogênio	adimensional
T_{bN} transmitância média das nuvens	adimensional
T_N transmitância média corrigida das nuvens	adimensional
T_{dN} transmitância difusa efetiva das nuvens	adimensional
F_A fração de espalhamento efetivo dos aerossóis na direção do fluxo	adimensional
F_{As} fração de espalhamento efetivo simples devido aos aerossóis	adimensional
F_{Am} fração de espalhamento efetivo múltiplo devido aos aerossóis	adimensional
F_R fração de espalhamento efetivo de Rayleigh na direção do fluxo	adimensional
F_{Rs} fração de espalhamento efetivo simples de Rayleigh	adimensional
F_{Rm} fração de espalhamento efetivo múltiplo de Rayleigh	adimensional
F_{Rc} fração corrigida do espalhamento efetivo de Rayleigh	adimensional
F fração de espalhamento efetivo na direção do fluxo	adimensional
F_N fração de espalhamento efetivo das nuvens na direção do fluxo	adimensional
$C_{A\lambda}$ fator de correção espectral	adimensional
g fator de assimetria	adimensional
$S_{O\lambda}$ fator atenuante do ozônio	adimensional
R^{-2} inverso quadrado do raio vetor Terra-Sol	adimensional
Grega	físicos	
α absorbância	%
ρ albedo	%
σ espalhamento	%
ω_0 albedo do espalhamento simples	%
λ comprimento de onda	$\mu\text{m}, \text{nm}$
δ_y fator de despolarização de Young	adimensional
τ espessura ótica	adimensional

SIMBOLOGIA**DESCRIÇÃO DE TERMOS UNIDADE**

τ_R espessura ótica de Rayleigh ou molecular	adimensional
τ_{Rm} espessura ótica média de Rayleigh	adimensional
τ_A espessura ótica dos aerossóis	adimensional
τ_{Aa} espessura ótica dos aerossóis devido à absorção	adimensional
τ_{As} espessura ótica dos aerossóis devido ao espalhamento	adimensional
τ_W espessura ótica do vapor d'água	adimensional
τ_O espessura ótica do ozônio	adimensional
η_{STP} número de Loschmidt	cm ³
Γ_O transmitância efetiva do ozônio	adimensional
ξ índice do efeito das nuvens	adimensional
Latina		meteorológicos
p pressão atmosférica para altitude local	hPa
p_0 pressão atmosférica na condição padrão	hPa
T temperatura local	°C
T_0 temperatura nas condição padrão	°C
q_O conteúdo de ozônio em uma coluna vertical	atm-cm
q conteúdo do fator atenuante	cm
UR umidade relativa	%
Grego		meteorológicos
α expoente de turbidez de Ångström	adimensional
β coeficiente de turbidez de Ångström	adimensional
ρ_0 densidade do ar ao nível médio do mar	g ³ cm
ρ densidade do ar altitude atual	g cm ⁻³
ρ_{gN} refletância global das nuvens	%
ρ_s albedo da superfície para a irradiância global	%
ρ_a albedo da atmosfera para a irradiância global	%
ρ_b albedo da superfície para a irradiância direta	%
ρ_d albedo da superfície para a irradiância difusa	%
ρ_A albedo atmosférico devido aos aerossóis	%
ρ_R albedo atmosférico devido ao espalhamento de Rayleigh	%
ρ_N albedo atmosférico devido ao efeito das nuvens	%
Latina		radiométricos
I_{sc} constante solar	W m ²
G_0 irradiância extraterrestre de banda-larga	W m ²
G irradiância global de banda-larga	W m ²
G_n irradiância de banda-larga direta normal aos raios solares	W m ²
G_b irradiância de banda-larga direta na horizontal	W m ²
G_d irradiância de banda-larga difusa	W m ²

SIMBOLOGIA**DESCRIÇÃO DE TERMOS UNIDADE**

UV_0 irradiância extraterrestre da banda ultravioleta	$W^{-2}m$
UV_g irradiância global da banda ultravioleta	$W^{-2}m$
UV_b irradiância direta da banda ultravioleta	$W^{-2}m$
UV_d irradiância difusa da banda ultravioleta	$W^{-2}m$
UV_{dR}	.. componente difusa ultravioleta oriunda da atmosfera de Rayleigh	$W m^{-2}$
UV_{dA} componente difusa ultravioleta oriunda dos aerossóis	$W m^{-2}$
UV_{dN} componente difusa ultravioleta oriunda das nuvens	$W m^{-2}$
UV_{dM}	... componente difusa ultravioleta oriunda das reflexões múltiplas	$W m^{-2}$
k_t índice de claridade	adimensional
k'_{imax} índice de claridade máximo esperado para o sol obscurecido	adimensional
k_{imin}	.. índice de claridade mínimo esperado para condição de sol exposto	adimensional
k_{imax} índice de claridade máximo esperado para condição de sol exposto	adimensional
k_b fração da direta ou contribuição da irradiância direta	adimensional
k_{bmin} contribuição da direta mínima esperada na condição de sol exposto	adimensional
k_d fração difusa ou contribuição da irradiância difusa	adimensional
T_b transmitância da irradiância direta	adimensional
T_{bmin} transmitância mínima esperada para a condição de sol exposto	adimensional
k_b^{uv} contribuição da irradiância ultravioleta direta	adimensional
k_d^{uv} contribuição da irradiância ultravioleta difusa	adimensional
k_{dM}^{uv} contribuição das reflexões múltiplas na ultravioleta difusa	adimensional
Latina		estatísticos
D índice de concordância de Wmott	adimensional
r^2 coeficiente de determinação	adimensional
MBE tendência média do erro	%
$RMSE$ grau de dispersão do erro em torno da média	%
t teste-t de Student	adimensional
n número de observações do evento	adimensional
a parâmetro de função	adimensional
b parâmetro de função	adimensional
c parâmetro de função	adimensional
d parâmetro de função	adimensional
e parâmetro de função	adimensional
f parâmetro de função	adimensional
g parâmetro de função	adimensional
k parâmetro de função	adimensional
A parâmetro de função	adimensional
B parâmetro de função	adimensional

SIMBOLOGIA	DESCRIÇÃO DE TERMOS	UNIDADE
C parâmetro de função	adimensional
D parâmetro de função	adimensional
fa parâmetro de função	adimensional
f_g parâmetro de função	adimensional
Grega	estatísticos	
α parâmetro de função	adimensional
β parâmetro de função	adimensional
γ parâmetro de função	adimensional
γ constante de Euler-Mascheroni	adimensional
δ parâmetro de função	adimensional
μ parâmetro de função	adimensional
σ_A parâmetro de função	adimensional
ς_A parâmetro de função	adimensional
ψ parâmetro de função	adimensional
κ parâmetro de função	adimensional
$\Gamma(\gamma)$ função gama	adimensional

RESUMO

Neste trabalho é proposto um modelo paramétrico para calcular a irradiância solar ultravioleta global e suas componentes. As transmitâncias referentes à absorção do ozônio, aos espalhamentos de Rayleigh e das nuvens e, à extinção dos aerossóis foram parametrizadas após a integração numérica das fórmulas espectrais, entre 290 a 400 nm. As componentes difusas foram desenvolvidas com base nos trabalhos de Brine e Iqbal (1983), Justus e Paris (1985), Bird e Riordan (1986) e Gueymard (1995). A equação de Van Heuklon (1979) foi incorporada ao modelo, como parâmetro de entrada, para calcular o conteúdo de ozônio e conseqüentemente a transmitância do ozônio à radiação solar direta. Também, foram incorporadas ao sistema a técnica de Pinazo *et al.* (1995) que permite o cálculo aproximado do índice de turbidez de Ångström, e a técnica de Assunção e Escobedo (2003) que calcula a transmitância média das nuvens, a partir das irradiâncias global e difusa. O modelo foi estruturado em VBA (*Visual Basic for Application*) e executado na planilha eletrônica *Microsoft® Excel*, requerendo, para isso, as variáveis de espaço (latitude, longitude e altitude), as variáveis de tempo (data e hora), e as variáveis meteorológicas (índice de claridade, fração direta, conteúdo de ozônio, umidade relativa e albedo da superfície) adquiridas no local em estudo. As irradiâncias ultravioletas previstas pelo modelo, após a calibração, foram comparadas com os correspondentes valores médios registrados, a cada 5 minutos, na Estação Radiométrica de Botucatu, SP (22° 51' S; 48° 26' W; 876 m), durante o período de janeiro de 2000 a julho de 2003. Os indicadores estatísticos de performance apontaram o modelo paramétrico como uma ferramenta adequada para calcular a irradiância solar ultravioleta. Foram feitas simulações com o modelo paramétrico, levando-se em consideração as condições atmosféricas mais freqüentes em Botucatu. Os

resultados das simulações serviram de base para uma melhor compreensão dos efeitos produzidos pelas alterações no ângulo zenital, no conteúdo do ozônio, na turbidez de Ångström e na espessura ótica das nuvens sobre as irradiâncias ultravioleta difusa, direta e global. O processo simulatório revelou que as nuvens apresentam um efeito de espalhamento máximo da radiação, dependente da sua espessura ótica e do comprimento do caminho ótico. Os resultados gerados pelo modelo foram agrupados em 4 níveis de exposição solar, ou seja, condição de sol exposto com nuvens, condição de sol exposto sem nuvens, condição de sol semi-obscurecido e condição de sol obscurecido. A inspeção do banco de dados revelou que as nuvens podem intensificar a irradiância ultravioleta difusa tanto na condição de sol exposto quanto na condição de sol semi-obscurecido, e reduzi-la também, nas condições de sol semi-obscurecido e sol obscurecido. Por outro lado, as nuvens podem intensificar a irradiância ultravioleta global somente na condição de sol exposto, e reduzi-la tanto na condição de sol semi-obscurecido quanto na condição de sol obscurecido. Dentro dos grupos, foram estabelecidas correlações entre as irradiâncias ultravioleta (UVg) e da banda-larga global (G), gerando um modelo linear com funções condicionais. Os coeficientes lineares das funções condicionais crescem com a redução do nível de exposição solar, ou seja, 0,02862 (sol exposto com nuvens), 0,03212 (sol exposto), 0,04419 (sol semi-obscurecido) e 0,05084 (sol obscurecido). A equiparação estatística, entre os modelos linear e paramétrico, mostrou que este último calcula a irradiância ultravioleta, em curto prazo, com o menor erro relativo. A irradiação ultravioleta difusa predomina sobre a direta, praticamente em todas as condições e durante o ano todo. Isto porque os constituintes atmosféricos têm maior capacidade de difundir as radiações de ondas curtas. O balanço de frequência média dos níveis anuais de exposição solar revela que o disco solar fica temporariamente obstruído em 48% do ano e 52% exposto. O modelo paramétrico pode ser usado para qualquer local onde são registradas simultaneamente as irradiâncias global e difusa.

A PARAMETRIC MODEL TO ESTIMATE THE ULTRAVIOLET SOLAR RADIATION.

Botucatu, 2003. 148p. Tese (Doutorado em Agronomia/Energia na Agricultura) - Faculdade de Ciências Agronômicas, Universidade Estadual Paulista.

Author: HILDEU FERREIRA DA ASSUNÇÃO

Adviser: JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO

SUMMARY

A parametric model is proposed to calculate ultraviolet solar irradiance components. The transmittances corresponding to ozone absorption, Rayleigh scattering, clouds diffusion and, aerosol extinction have been parameterized after the numeric integration of spectral formulae, from 290 to 400 nm. The diffuse components were developed with base in the works of Brine and Iqbal (1983), Justus and Paris (1985), Bird and Riordan (1986) and Gueymard (1995). Van Heuklon's equation has been joined to the model, as entrance parameter, to calculate ozone content and consequently its transmittance to the direct solar radiation. Also, Pinazo's technique that calculates Ångström's turbidity, and the algorithm of Assunção and Escobedo (2003) that calculates clouds transmittance, based on global and diffuse irradiances, were incorporated to the system. The parametric model was structured in VBA (Visual Basic for Application) to be run on Microsoft® Excel. This model requires as entrance parameters, the space (latitude, longitude and altitude), time (date and hour) and meteorological variables (clearness index, direct fraction, ozone content, relative air humidity and surface albedo) obtained on study place. The calibrated ultraviolet irradiances were compared with mean data of five

minutes carried out on the Radiometric Station of Botucatu, SP (22° 51' S; 48° 26' W; 876 m), from January of 2000 to July of 2003. The statistical performance indicators pointed parametric model as tool appropriate to calculate the ultraviolet solar irradiance. Simulations were made with parametric model, taking into account the atmospheric conditions more frequent in Botucatu. Simulation results allowed to explain the effects produced on diffuse, direct and global ultraviolet irradiances by changes on the zenithal angle, on the ozone content, on the Ångström's turbidity and on the cloud optical thickness. The simulation process revealed that the clouds present an effect of maximum scattering on the radiation, that depends on its optical thickness and optical air mass. The results generated by the model were grouped in 4 levels of solar exposition, namely, cloudy with exposed sun condition, exposed sun condition, semi-obscured sun condition and obscured sun condition. The database inspection revealed that the clouds can intensify the diffuse ultraviolet irradiance so much in exposed sun condition as in semi-obscured sun condition, and can reduce it too, in semi-obscured sun condition and obscured sun condition. On the other hand, the clouds can intensify the global ultraviolet irradiance only in exposed sun condition, and can reduce it so much in semi-obscured sun condition as in obscured sun condition. Inside groups of k_p , correlations were established between the ultraviolet irradiance (UV_g) and the global irradiance (G), generating a linear model with conditional functions. UV_g/G relationship increases with solar exposition reduction, in other words, 0.02862 (cloudy with exposed sun), 0.03212 (exposed sun), 0.04419 (semi-obscured sun) and 0.05084 (obscured sun). Statistical comparison, between both linear and parametric models, suggests that the parametric model calculates short-term ultraviolet irradiance with smallest relative errors. The hourly and daily seasonal distributions of ultraviolet irradiances indicate that these are larger to the solar noon and during the summer months, and smaller in the morning and in the afternoon, as well as during the winter months. As the atmospheric constituents have a larger capacity to diffuse the short wavelength radiations, the diffuse ultraviolet irradiation prevails above the direct irradiation, practically in all conditions, during whole year. Frequency analysis of annual mean levels of solar exposition reveals that the solar disk remains 48% temporarily obstructed and 52% exposed. Parametric model can be used for any place where the global and diffuse irradiances are recorded simultaneously.

Keywords: Parametric model; Ultraviolet irradiance; Transmittance

1 INTRODUÇÃO

A energia solar que chega à superfície da Terra é um fenômeno de fundamental importância para a biosfera, cujo conhecimento é uma base imprescindível para climatologia, meteorologia, agrometeorologia, biologia, arquitetura, urbanismo, mecânica, engenharia ambiental, medicina, etc.

Na área de energia solar é bastante comum classificar o espectro solar em ondas curtas e ondas longas. As ondas curtas são caracterizadas por comprimentos inferiores a 4,0 μm e representam cerca de 99% da radiação emitida pelo Sol. Por outro lado, a maior parte da radiação de ondas longas é emitida pela superfície e pela atmosfera terrestres (Iqbal, 1983).

O espectro solar, biologicamente importante, é classificado em três faixas distintas, com propriedades e efeitos físicos peculiares. Aproximadamente 8% de todo o espectro situam-se na região ultravioleta, 39% na visível e 53% na infravermelha.

Dadas as peculiaridades que identificam cada região espectral, a radiação ultravioleta se destaca devido aos seus efeitos fotoquímicos e fotobiológicos. Esta radiação é tão importante quanto o balanço de energia, a atividade biológica, as reações fotossintéticas, assim como outros fenômenos de grandes escalas. Embora haja outras fontes de radiação ultravioleta, tais como arco de soldagem e alguns tipos de lâmpadas, a maior parte da radiação ultravioleta tem o Sol como única fonte significativamente importante.

A radiação ultravioleta é toda energia radiante com comprimentos de onda (λ) entre 100 e 400 nm. Geralmente é classificada em UV-C ($100 < \lambda \leq 280$ nm), UV-B ($280 \leq \lambda < 315$

nm) e UV-A ($315 \leq \lambda < 400$ nm). A radiação UV-C dificilmente atinge a superfície da Terra, pois ela é constantemente absorvida por oxigênio, nitrogênio e ozônio atmosféricos. Em contrapartida, a camada de ozônio ainda deixa passar uma porção da radiação UV-B e a maior parte da UV-A.

Os constituintes da atmosfera exercem uma influência considerável sobre a radiação ultravioleta. Em condições atmosféricas de céu limpo, cerca de 11% da radiação ultravioleta é atenuada pelo ozônio, 14% pelos aerossóis e 25% pelo ar seco (Sherry e Justus, 1983; Al-Riahi, 2001). A absorção exercida pelos constituintes atmosféricos, além de provocar um aumento da temperatura do ar nas camadas superiores, atua na produção do ozônio estratosférico (Green, 1964; Lacis e Hansen, 1974). Por outro lado a fração ultravioleta que efetivamente chega à superfície representa somente 4% da radiação solar global. Isto significa que metade é retida pela atmosfera, uma vez que todo comprimento de onda abaixo de 290 nm, com potencial biologicamente nocivo, é absorvido por gases atmosféricos, tais como O, O₂, O₃, N, N₂, NO₂. Esta taxa, porém, é responsável pela maioria dos efeitos danosos causados sobre os seres vivos. Além do mais, a reação de muitos tipos de materiais com a radiação solar é uma forte função do comprimento de onda (Justus e Paris, 1985).

A radiação ultravioleta se tornou, mundialmente, um tópico crescente de preocupação, devido à redução da camada de ozônio, observada desde a década de 1970. Diante do importante papel do ozônio em bloquear a radiação ultravioleta, é esperado que qualquer redução na ozonósfera faça com que o nível desta radiação sobre superfície da Terra também seja afetado. Todavia a intensidade máxima desta radiação é esperada quando a atmosfera se encontra absolutamente limpa e seca. Em consequência disso a saúde humana e a produção biológica podem ser prejudicadas (Nunez *et al.*, 1994).

Desde os anos 90, os cientistas têm demonstrado um grande interesse no monitoramento da radiação ultravioleta. Tal interesse está ligado a várias razões, como: detecção na mudança da quantidade de radiação que chega à superfície da Terra; crescente conscientização pública sobre os perigos potenciais da radiação ultravioleta; avaliação dos efeitos biológicos produzidos pela radiação ultravioleta; estabelecimento de uma climatologia básica sobre a radiação ultravioleta. Assim sendo, o conhecimento a cerca da distribuição desta radiação, tanto no tempo como no espaço, assegura apoio às diversas áreas de pesquisa, como:

- a) desenvolvimento de ambientes modificados (Herrmann *et al.*, 1997; Parisi *et al.*, 1998; Lingakumar *et al.*, 1999; Hao *et al.*, 2000);
- b) fotodegradação de plásticos, de corantes, de pinturas e de fibras naturais e sintéticas (Kelly e White, 1997; Andrady *et al.*, 1989);
- c) fotodecomposição de águas residuais e de contaminantes industriais mediante o uso de concentradores solares (Sommer *et al.*, 1996; Blatchley *et al.*, 1998 ; Jiménez *et al.*, 2000);
- d) fotobronzeamento e formação do câncer de pele e de cataratas (Gies *et al.*, 1998; Roy *et al.*, 1998; De Gruijl, 1999; Parisi e Wong, 2000).

A radiação ultravioleta é monitorada em mais de 100 locais ao redor do mundo, principalmente na América do Norte e na Europa. No Brasil, esta radiação ainda não é rotineiramente monitorada nas estações meteorológicas, apesar do grande número de horas de insolação registradas durante o ano, o que é preocupante, porque o tempo de exposição aos raios solares é um agente potencialmente nocivo aos seres vivos, uma vez que as conseqüências produzidas por esta radiação se caracterizam por efeitos cumulativos (Pedros *et al.*, 1997).

A radiação solar ultravioleta pode ser medida diretamente sobre a superfície através de instrumentos como o espectrofotômetro, ou pode ser calculada através de instrumentos a bordo de satélites, como o Espectrômetro de Mapeamento Total do Ozônio (TOMS). Os instrumentos de superfície são melhores para medir a radiação ultravioleta que chega em um determinado local, no entanto são necessárias calibrações precisas e observações padronizadas. Os instrumentos a bordo de satélites fornecem cobertura global, mas as observações precisam ser corrigidas por causa de nuvens e de outras variáveis atmosféricas.

A nebulosidade também é um outro fator preponderantemente importante na atenuação da radiação solar. Teoricamente a análise da atenuação causada por nuvens requer um grande número de informações instantâneas, considerando-se a espessura, a posição e o número de camadas, bem como as propriedades óticas das mesmas. Em locais desprovidos destas informações, mas onde as mesmas são necessárias em estudos específicos, uma prática bastante comum é o uso de correlações empiricamente estabelecidas com dados climatológicos de outras

localidades. Para este propósito, existem tanto os modelos estatísticos, como os modelos físicos. Os modelos físicos são classificados em dois grupos: modelos rigorosos de transferência radiativa e modelos paramétricos de transmitâncias simples. Uma grande quantidade de modelos de variadas complexidades têm sido descrita na literatura (Iqbal, 1983; Gueymard, 1983a; Wong e Chow, 2001; etc.).

Os bons modelos dão uma descrição do comportamento físico da atmosfera, inerentes à absorção e ao espalhamento, bem como uma definição climatológica do estado da atmosfera (Leckner, 1978), sendo, portanto ferramentas essenciais na estimativa de uma determinada faixa espectral requerida para diversos propósitos, como simulação de efeitos fotoquímicos, controle de processos na produção de radiômetros, controle da qualidade de dados, etc. (Gueymard, 1993a).

O objetivo deste trabalho é propor um modelo paramétrico para estimar a banda-larga da radiação solar ultravioleta (290 a 400 nm), baseado em princípios físico-atmosféricos e em medidas radiométricas global e difusa. E, através do modelo proposto, buscar explicações sobre a variação temporal da radiação ultravioleta em função das variáveis astronômicas, físicas e meteorológicas.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Radiação extraterrestre

A história das medidas da irradiância solar teve início em meados do século XIX quando *Pouillet* e *Herschel* começaram a usar a pireliometria pela primeira vez para calcular a produção radiativa total do Sol. No início do século XX, observadores como *Langley* e *Abbot* derivaram valores para a irradiância solar total e chegaram notavelmente perto do valor atual (1367 W m^{-2}). Obviamente, estas observações eram feitas na superfície o que tornava difícil obter precisões suficientemente altas para detectar variações na irradiância. A falta de conhecimento sobre as variações da transmissividade atmosférica da Terra também era outro fator implicante (*Fligge et al.*, 2001).

A radiação espectral eletromagnética emitida principalmente da fotosfera do Sol estende de poucos décimos até além de 20000 nm (*McCullough*, 1973). Medidas tomadas a bordo de foguetes e satélites têm mostrado que o espectro solar no extremo ultravioleta, abaixo de 140 nm, é altamente variável e está diretamente correlacionado com a turbulência da atividade solar. Portanto, a energia nesta região do espectro solar não é somente desprezível em magnitude, como também está muito aquém do comprimento de onda mínimo registrado na superfície da Terra, que é de 290 nm.

A irradiância solar extraterrestre $I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$) é tomada a uma distância média Terra-Sol sobre um plano normal à radiação solar incidente. Pois, para qualquer outra

distância que separa a Terra do Sol, a quantidade de energia solar que chega no topo da atmosfera é regida pela lei do inverso do quadrado das distâncias. Este fluxo de energia radiante extraterrestre oriunda do Sol, integrada sobre todos os comprimentos de onda e referenciada a uma unidade astronômica (UA) é geralmente denominado de constante solar (I_{sc}) da Terra (**Figura 1**).

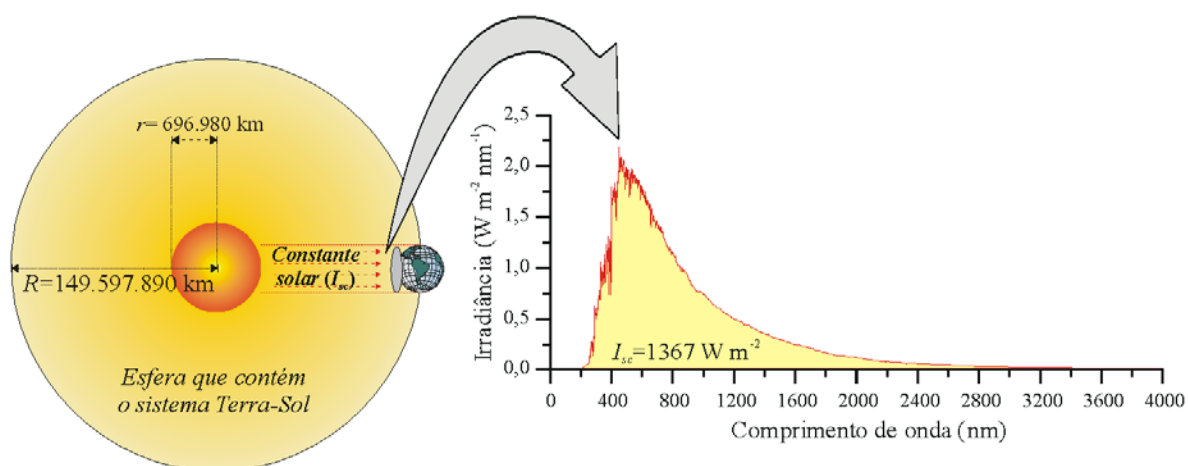


Figura 1. Constante solar

Na literatura especializada se encontra uma gama de valores atribuídos à constante solar (Laue e Drummond, 1968; Thekaekara, 1973, Mecherikunnel *et al.*, 1983; Neckel e Labs, 1984; etc.) que varia de 1338 a 1418 W m^{-2} . Diante destas discrepâncias, Iqbal (1983) sugere que o termo mais adequado para esta “variável” seria “fator solar”.

Fröhlich e Brusa (1981) examinaram 8 constantes solares, registradas durante o período de 1969 a 1980 e recomendaram o valor revisado $I_{sc}=1367 \pm 1,6 \text{ W m}^{-2}$. Em outubro de 1981, segundo Iqbal (1983), este valor foi prontamente aceito e adotado pelo Centro Mundial de Radiometria (WRC).

O espectro solar, particularmente na faixa ultravioleta com altas resoluções temporal e espectral, tem sido monitorado por instrumentos a bordo de satélites, desde a década de 1980 (Rottman, 1999). Dentre estes instrumentos, destacam-se o Monitor da Irradiância Solar Espectral Ultravioleta (SUSIM; VanHoosier *et al.*, 1988) e o Experimento de Comparação das Irradiâncias Solar e Estelar (SOLSTICE; Rottman, 1999). Em Fligge *et al.* (2001) é feita uma revisão completa, focalizando a variabilidade do espectro solar extraterrestre nas banda ultravioleta, visível e infravermelha.

2.2 Fatores que afetam a radiação na superfície da Terra

De acordo com Robinson (1966), a disponibilidade de radiação solar sobre a superfície da Terra está condicionada a fatores astronômicos, geográficos, geométricos, físicos e meteorológicos. Por causa da alta complexidade envolvendo a atmosfera terrestre, as relações geométricas básicas entre o Sol e a Terra e quantidade de radiação que chega no topo da atmosfera serão primeiramente consideradas.

2.2.1 Fatores astronômicos

A quantidade de radiação solar que chega à superfície da Terra é inversamente proporcional ao quadrado da sua distância ao Sol (Robinson, 1966; McCullough, 1973; Coulson, 1975; Iqbal, 1983). Portanto, valores acurados de parâmetros astronômicos são requeridos cada vez mais em modelos que estimam a radiação solar (Gueymard, 1995; Grindley *et al.*, 1995).

Além da distância Terra-Sol, a radiação solar, em uma determinada latitude, também é afetada sazonalmente, devido à inclinação do eixo terrestre, e instantaneamente, devido à variação do ângulo horário.

Dentre vários métodos empregados para determinação dos fatores astronômicos (Cooper, 1969; Spencer, 1971; McCullough, 1973 e Michalsky, 1988), Meeus (2000) descreve algoritmos astronômicos mais precisos e adaptados para microcomputadores, cujos procedimentos permitem calcular com bastante acurácia as informações necessárias para modelagem da radiação solar.

2.2.1.1 Distância Terra-Sol

A Terra descreve, em torno do Sol, uma órbita elíptica cujo raio vetor possui uma distância média de 149.597.890 km, o que equivale a 1 UA (Unidade Astronômica). A distância Terra-Sol ou raio vetor (R), determinado em UA, é calculado por Meeus (2000) como:

$$R = \frac{1,000001018(1 - \varepsilon^2)}{1 + \varepsilon \cdot \cos(V)} \quad (1)$$

O fator ε é a excentricidade da órbita da Terra, dada por:

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

O termo t é o tempo contado como uma fração de 36525 dias julianos, expresso em séculos e calculado a partir do ano 2000 como:

$$t = \frac{JD - 2451545}{36525} \quad (3)$$

JD é o número do dia juliano contado a partir de 00:00:00 (UT) do dia 01/01/-4713. Tondering (2000) apresenta um método que calcula este fator da seguinte forma:

$$JD = d + \text{int}[(153m + 2)/5] + 365y + \text{int}[y/4] + cld \quad (4)$$

Esta expressão é válida tanto para anos negativos como para anos positivos, no entanto não se aplica para dias negativos.

Os termos seguintes são expressos como:

$$d = \text{dia} + \text{hora} / 24 + \text{min} / 1440 + \text{seg} / 86400 \quad (5)$$

$$m = \text{mes} + 12a - 3 \quad (6)$$

$$a = \text{int}[(14 - \text{mes})/12] \quad (7)$$

$$y = \text{ano} + 4800 - a \quad (8)$$

O termo cld é um complemento aplicado para datas referentes aos calendários Juliano ou Gregoriano, e é definido como:

$$cld = \begin{cases} -32083,5; \text{ Juliano} \\ -\text{int}[y/100] + \text{int}[y/400] - 32045,5; \text{ Gregoriano} \end{cases} \quad (9)$$

A anomalia verdadeira do Sol (V) é calculada em graus e definida por Meeus (2000) da seguinte forma:

$$V = M + C \quad (10)$$

M é a anomalia média do Sol, expressa em graus:

$$M = 357,52911 + 35999,05029t - 0,0001537t^2 \quad (11)$$

C é a equação do centro do Sol, também expressa em graus:

$$C = \left[\begin{aligned} &(1,914602 - 0,004817t - 0,000014t^2) \text{sen}(M) + \\ &+(0,019993 - 0,000101t) \text{sen}(2M) + 0,000289 \text{sen}(3M) \end{aligned} \right] \quad (12)$$

2.2.1.2 Declinação solar

O plano de revolução da Terra em torno do Sol é chamado de Plano da Eclíptica. O eixo de rotação da Terra é inclinado cerca de $23,45^\circ$ em relação ao plano normal da Eclíptica, portanto o ângulo entre o alinhamento Terra-Sol e o plano equatorial muda dinamicamente à medida que a Terra se desloca em sua órbita. A variação deste ângulo é chamada de declinação solar (δ). Conseqüentemente o movimento de translação da Terra, aliado ao movimento de rotação, causa variações sazonais e diárias na radiação solar.

Dado o grau de importância deste mecanismo, a declinação solar é definida em graus por Meeus (2000), na forma:

$$\delta = \text{arcsen}[\text{sen}(L) \cdot \text{sen}(\Phi)] \quad (13)$$

onde L é a longitude aparente do sol, calculada em graus:

$$L = L_0 + C - 0,00569 - 0,00478 \cdot \text{sen}(\Omega) \quad (14)$$

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

$$L_0 = 280,46646 + 36000,76983t + 0,0003032t^2 \quad (15)$$

Ω é definido em graus e calculado como:

$$\Omega = 125,04 - 1934,136t \quad (16)$$

Φ é a obliquidade da eclíptica, calculada em graus, como:

$$\Phi = 23 + \frac{1560 + (21,448 - 46,815t - 0,00059t^2 + 0,001813t^3)}{3600} + 0,00256 \cdot \cos(\Omega) \quad (17)$$

2.2.1.3 Ângulo horário

Assim como a distância Terra-Sol e a declinação solar, o ângulo horário também afeta a radiação solar, pois à medida que o Sol se eleva no horizonte, a radiação tende a aumentar até atingir um valor máximo ao meio dia solar.

Instantaneamente, o ângulo horário, ω_t , em graus, é:

$$\omega_t = 15(hsv - 12) \quad (18)$$

hsv é a hora solar verdadeira, definida como:

$$hsv = hms + Z_T + (4\varphi + E_T)/60 \quad (19)$$

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

$$Z_T = 12 - \text{int}[(180 + \varphi)/15] \quad (20)$$

E_T é a equação do tempo, calculada em minutos por Meeus (2000), como:

$$E_T = \frac{720}{\pi} \left[\begin{array}{l} \text{sen}(2L_0)v - 2\varepsilon \cdot \text{sen}(M) + 4\varepsilon v \cdot \text{sen}(M) \cos(2L_0) - \\ -\frac{1}{2}v^2 \cdot \text{sen}(4L_0) - \frac{5}{4}\varepsilon^2 \cdot \text{sen}(2M) \end{array} \right] \quad (21)$$

$$\text{onde } v = \tan^2(0,5\Phi) \quad (22)$$

2.2.2 Fatores geográficos

A quantidade de radiação solar que chega na superfície da Terra depende, além dos fatores anteriormente mencionados, também da latitude (Cabrera *et al.*, 1995), da longitude e da altitude (Cabrera *et al.*, 1995; Piazena, 1996; Blumthaler *et al.*, 1997; Alexandris *et al.*, 1999). Convencionalmente a latitude geográfica (ϕ) assume valores positivos no hemisfério Norte e negativos no hemisfério Sul. Enquanto a longitude geográfica (φ) assume valores negativos a Oeste e positivos a Leste de Greenwich.

Em condições de nebulosidade e turbidez atmosférica constantes a altitude é um outro parâmetro que afeta a radiação solar ultravioleta. A radiação solar UV global tende a

umentar com a altitude devido à redução na quantidade de moléculas de ar, de ozônio, de nuvens e de aerossóis sobre a superfície de referência (Dvorkin e Steinberger, 1999).

O efeito da altitude sobre a radiação solar UV tem sido investigado por meio de modelagem (Samimi, 1994; Dvorkin e Steinberger, 1999) e por meio de medidas tomadas em estações de diferentes altitudes, principalmente nos Alpes (Blumthaler *et al.*, 1997) e nos Andes (Cabrera *et al.*, 1995; Piazena, 1996). Estes autores concluíram que as radiações ultravioleta global e direta aumentam proporcionalmente com a elevação solar e com a altitude, enquanto que a radiação difusa aumenta absolutamente com a elevação solar, mas decresce com a altitude. Segundo Blumthaler e Ambach (1990), isto se deve ao fato de que a radiação em grandes altitudes atravessa uma camada atmosférica menos espessa, reduzindo conseqüentemente o espalhamento e a radiação difusa.

Medidas recentes (Cabrera *et al.*, 1995; Blumthaler *et al.*, 1997; Piazena, 1996; Alexandris *et al.*, 1999) mostram que a irradiância UV aumenta de 2 a 27% por km de altitude, dependendo da sazonalidade e das condições atmosféricas. Este incremento na radiação solar é chamado de efeito da altitude (EA) e é normalmente apresentado como um aumento percentual na irradiância a cada km de elevação, relativo à estação radiométrica de referência:

$$EA = \left(\frac{UV_m}{UV_v} - 1 \right) \frac{\Delta h}{1000m} 100\% \quad (23)$$

UV_m é a irradiância na montanha, UV_v é a irradiância no vale local e Δh é a diferença de altitude, em metros, entre o vale a montanha.

2.2.3 Fatores geométricos

A cada instante o Sol ocupa uma posição acima do plano do horizonte local, afetando assim a densidade de fluxo radiante, em função da latitude (ϕ), da declinação solar (δ) e do ângulo horário (ω_t), conforme a seguinte expressão:

$$\theta_z = \arccos \left[\sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \cos(\omega_t) \right] \quad (24)$$

θ_z representa o ângulo zenital, em graus.

O efeito da topografia na quantidade de radiação que atinge uma superfície

pode ser bastante significativo em regiões de relevo irregular. Em locais onde o relevo possui características onduladas, a topografia do terreno apresenta faces orientadas para diferentes direções, o que acarreta, em um determinado momento, o recebimento maior ou menor da irradiância solar sobre esta superfície. O estudo da irradiância incidente sobre uma superfície inclinada é muito utilizado por engenheiros em projetos de coletores solares, por arquitetos em projetos de edificações e por agrônomos na modelagem da insolação sobre a vegetação cultivada em terrenos declivosos (Iqbal, 1983).

Sob céu sem nuvens, durante a primavera, em regiões de altas latitudes e terrenos com irregularidades topograficamente acentuadas, aliadas às grandes altitudes e ao albedo da superfície coberta com neve, pode ser registrada radiação solar tão alta quanto no topo da atmosfera. Estudos detalhados desta natureza podem ser encontrados em Seller (1965), Gates (1980), Iqbal (1983), Gueymard (1987) e Burek (1988), que descrevem a quantidade esperada da radiação solar global sobre superfícies inclinadas para diferentes direções.

2.2.4 Fatores físicos

A teoria da transferência radiativa expressa a interação da radiação com a matéria, descrevendo como um feixe de fóton é afetado pela presença de partículas (átomos, moléculas ou aerossóis) opticamente ativas em seu caminho de propagação. Em suma, esta teoria descreve a capacidade que as partículas têm de absorver ou espalhar a radiação (Echer *et al.*, 2001).

A absorção da radiação pelas partículas consiste na conversão da energia disponível sob forma eletromagnética em energia interna das partículas, a qual poderá ou não ser re-irradiada posteriormente, dependendo da estrutura eletrônica e da distribuição dos níveis quânticos da partícula. O espalhamento da radiação é um processo físico pelo qual uma partícula no caminho de uma onda eletromagnética “amortece” a energia da onda incidente e re-irradia a energia em todas as direções. A energia então continua na forma de ondas eletromagnéticas, cuja intensidade depende fortemente do tamanho da partícula e do comprimento da onda.

Segundo Mayer (1997), o tratamento mais sofisticado da interação da radiação com a atmosfera é obtido resolvendo-se a equação de transferência radiativa,

desenvolvida por Chandrasekhar (1960), a qual considera que o feixe radiativo incidente num meio sofre absorção, espalhamento múltiplo e contribuição de emissões ou reespalhamento na direção do feixe. Uma aproximação simples e de grande aplicação na modelagem da radiação é a chamada Lei de Bouguer-Lambert-Beer. Tal qual Iqbal (1983) e Molineaux *et al.* (1995) será tratada aqui como Lei de Bouguer que considera apenas a atenuação no feixe radiativo proveniente do Sol.

A Lei de Bouguer considera a atmosfera como um plano paralelo e homogêneo, de modo que um feixe monocromático, ao atravessá-la, sofre atenuações cumulativas devido aos processos de absorção e espalhamento, assim:

$$I_{\lambda} = I_{0_{\lambda}} \exp(-\tau_{\lambda} m) \quad (25)$$

onde $I_{0_{\lambda}}$ e I_{λ} são as irradiâncias monocromáticas incidente e transmitida respectivamente; τ_{λ} é a espessura ótica do fator atenuante, medida no local; e m é o comprimento do caminho ótico relativo percorrido pelo feixe.

Por definição, a espessura ótica entre uma altitude h e o topo da atmosfera é dada por:

$$\tau_{\lambda}(h) = \int_h^{\infty} k_{\lambda}(h) dh \quad (26)$$

onde k_{λ} é o coeficiente de extinção volumétrico (cm^{-1}).

Assumindo que a extinção seja produzida por espalhamento (σ) e por absorção (α), então: $k_{\lambda} = k_{\sigma\lambda} + k_{\alpha\lambda}$.

Cada constituinte atmosférico tem os seus próprios coeficientes de espalhamento e de absorção, os quais variam com o comprimento de onda e com a temperatura (Bates, 1984 e Molina e Molina, 1995).

2.2.4.1 Massa ótica relativa

Quando um fluxo de energia radiante atravessa um meio, cada constituinte deste meio atua individual e cumulativamente na atenuação desta energia. A atenuação depende do tipo e da densidade dos elementos contidos no caminho dos raios solares. Assim, o número de

constituintes que interceptam os raios solares, antes de estes atingirem a superfície, representa o caminho ótico percorrido pelo fluxo radiante (Iqbal, 1983).

A densidade multiplicada pelo caminho ótico representa a massa ótica absoluta do ar dentro de uma coluna com unidade de área transversal. Segundo Kasten (1965), a massa ótica absoluta atual pode ser escrita como:

$$m_{abs} = \rho_0 \int_0^{\infty} \frac{\rho}{\rho_0} \left\{ 1 - \left[1 + 2(n_0 - 1) \left(1 - \frac{\rho}{\rho_0} \right) \right] \left(\frac{\sin \theta_z}{1+h/r} \right)^2 \right\}^{-\frac{1}{2}} dh \quad (27)$$

onde h é a altitude atual; ρ é a densidade do ar na altitude atual; ρ_0 é a densidade do ar ao nível médio do mar; n_0 é o índice refrativo do ar, no comprimento de onda $0,7 \mu\text{m}$, ao nível médio do mar; θ_z é o ângulo zenital; e r é o raio médio da Terra.

A massa ótica relativa, m_a , é representada pela razão entre a massa ótica absoluta atual e a massa ótica absoluta vertical, ou seja:

$$m_a = \frac{m_{abs}(\theta_z)}{m_{abs}(0^\circ)} \quad (28)$$

Kasten (1965) resolveu a equação (27) usando dados do perfil atmosférico de 1959 e apresentou uma tabela da massa ótica relativa e seu ajuste estatístico, da seguinte forma:

$$m_a = \left[\cos \theta_z + 0,15(93,885 - \theta_z)^{-1,253} \right]^{-1} \quad (29)$$

Mais tarde, Kasten e Young (1989) utilizaram o perfil atmosférico de 1972 e fizeram uma revisão do trabalho de Kasten (1965), sugerindo um novo ajuste para a massa ótica relativa devido ao ar seco:

$$m_a = \left[\cos \theta_z + 0,5057(96,08 - \theta_z)^{-1,6364} \right]^{-1} \quad (30)$$

As equações (29) e (30) são aplicáveis para uma pressão padrão de 1013,25 hPa no nível do mar, portanto, para outros níveis de pressão seria recomendável uma correção. Segundo Iqbal (1983), embora esta tarefa seja muito complicada, é comum empregar a seguinte aproximação para obter a massa ótica relativa para as condições locais:

$$m_r = m_a \left(p / p_0 \right) \approx m_a \exp(-h / 8434,5) \quad (31)$$

Kasten e Young (1989) não recomendam o uso da equação (30) nem para

aerossóis nem para ozônio.

Gueymard (1989a) adotou como massa ótica relativa dos aerossóis a fórmula derivada por Kasten (1965) para o vapor d'água, ou seja:

$$m_w = \left[\cos \theta_z + 0,0548(92,65 - \theta_z)^{-1,452} \right]^{-1} \quad (32)$$

Para a massa ótica relativa do ozônio, Kasten (1996) sugere a fórmula parametrizada por Robinson (1966):

$$m_o = 1,00346 \left(\sqrt{\cos^2 \theta_z + 0,00692} \right)^{-1} \quad (33)$$

Neste contexto, Gueymard (1995) apresenta uma família de ajustes derivada de dados rigorosamente calculados para vapor d'água, ozônio, ar seco, mistura de gases uniformes e dióxido de nitrogênio. O método de Gueymard (1995) traz a vantagem de predizer a correta massa de ar a exatamente 1, quando o sol se encontra no zênite. A desvantagem porém é que, quando se trabalha com curtos intervalos de massa ótica, a função decresce a valores inferiores a 1 e depois toma o crescimento, passando pela unidade novamente, até o limite de $m(90^\circ)$. Características, menos evidentes, também são observadas na fórmula de Kasten e Young (1989), quando é avaliada nas mesmas condições.

Como a massa ótica relativa é utilizada na maioria dos modelos físicos para estimativa da irradiância solar, Gueymard (1995) recomenda o uso daquela em conjunção com a posição aparente do Sol (ângulo zenital menos a refração), no sentido de minimizar os erros causados pelas propriedades óticas da atmosfera .

Para estimativa do efeito refrativo atmosférico, Meeus (2000) recomenda o uso da fórmula de *Bennett*, como função da pressão, da temperatura e do ângulo zenital.

Segundo Gueymard (1995), há situações raras em que o disco solar pode estar visível a um ângulo zenital superior a 90° (nascer e ao pôr-do-sol), quando observado de uma regiões montanhosas com horizonte aberto ou de uma aeronave. Portanto, ao se fazer uso das equações (30) e (32), a posição aparente do Sol fica limitada a 91° , correspondendo ao verdadeiro ângulo astronômico de 92° . Esta previsão para a depressão solar possibilita avaliar a irradiância difusa justamente antes do amanhecer ou após o sol se pôr, quando não há radiação direta.

2.2.4.2 Espalhamento atmosférico

O espalhamento causado pelos gases atmosféricos puros e secos geralmente é atribuído ao espalhamento de Rayleigh, ou espalhamento molecular.

A eficiência deste espalhamento na atmosfera é criticamente dependente de λ^{-4} , de modo que os menores comprimentos de onda são espalhados mais fortemente do que os maiores. Assim, quase toda energia solar com comprimento de onda $\lambda > 1,0 \mu\text{m}$ atravessa a atmosfera sem interagir com as moléculas de ar seco (Coulson, 1975).

O espalhamento molecular de Rayleigh tem sido amplamente discutido em uma variedade de publicações científicas, porém, em poucos artigos desta natureza (Penndorf, 1957; Bates, 1984; Teillet, 1990) são exibidas as equações básicas usadas para computar a espessura ótica de Rayleigh. Ocasionalmente são encontradas equações ajustadas estatisticamente, de fácil uso computacional (Leckner, 1978; Fröhlich e Shaw, 1980; Bird e Riordan, 1986; Davies, 1987; etc.); no entanto, Teillet (1990) ressalta que, dependendo da faixa espectral a ser trabalhada, os valores da espessura ótica destas várias fontes nem sempre dão bons ajustes.

Conforme Penndorf (1957), a equação básica para calcular a espessura ótica de Rayleigh, considerando uma escala atmosférica com altura de 8,5 km, é:

$$\tau_{R\lambda} = \frac{8\pi^3 (n^2 - 1)^2 N_c}{3\lambda^4 N_s^2} \left(\frac{6 + 3\delta_y}{6 - 7\delta_y} \right) \frac{p}{p_0} \frac{T_0}{T} \quad (34)$$

$\tau_{R\lambda}$ é a espessura ótica de Rayleigh; n é o índice refrativo do ar, apresentado por Teillet (1990) como uma versão melhorada por Edlen (1966):

$$n = 1 + 10^{-8} \left[6432,8 + \frac{2949810}{146 - \lambda^{-2}} + \frac{25540}{41 - \lambda^{-2}} \right] \quad (35)$$

δ_y é o fator de despolarização, recalculado por Young (1982) como 0,0279; N_c é densidade colunar do ar nas condições padrões ($= 2,154 \cdot 10^{17} \mu\text{m}^{-2}$); N_s é densidade volumétrica das moléculas opticamente ativas, nas condições padrões ($= 2,547 \cdot 10^7 \mu\text{m}^{-3}$); λ é o comprimento de onda (μm); p é a pressão atmosférica local (hPa); p_0 é a pressão nas condições padrões (1013,25 hPa); T é a temperatura local e T_0 é a temperatura nas condições padrões (288,15 K).

Teillet (1990) fez comparações entre 13 diferentes equações para calcular a espessura ótica de Rayleigh e o índice refrativo do ar, tendo as equações (34) e (35) como referências, com as quais encontrou diferenças na ordem de 3 a 4%.

2.2.4.3 Absorção pelo vapor d'água

Embora o vapor d'água seja o principal absorvedor da radiação solar, na região infravermelha, seu efeito atenuante na faixa ultravioleta é praticamente inexistente; no entanto a determinação precisa da transmitância deste constituinte potencializa a acurácia do modelo (Gueymard, 1995).

Leckner (1978) tabulou os coeficientes de absorção pelo vapor d'água entre 0,69 e 4,0 μm , os quais são tomados como referência pela maioria dos pesquisadores na área de modelagem da radiação solar.

2.2.4.4 Absorção por gases atmosféricos

Alguns constituintes atmosféricos conhecidos como mistura uniforme de gases, principalmente CO_2 e O_2 , têm uma concentração decrescente com a altitude e uma significativa banda de absorção na região infravermelha (Gueymard, 1995).

Tal como o vapor d'água, o efeito atenuador da mistura uniforme de gases na faixa ultravioleta também é desprezível. Coeficientes de absorção atribuídos aos gases atmosféricos, entre 0,76 a 4,0 μm , são encontrados em Leckner (1978).

2.2.4.5 Absorção pelo ozônio

Na estratosfera, o oxigênio e o ozônio atuam nos comprimentos de onda entre 0,18 e 0,22 μm , enquanto os comprimentos de onda acima de 0,30 μm são predominantemente atenuados pelo ozônio em bandas seletivas. No ultravioleta predominam as bandas de Hartley (0,22 a 0,32 μm) e de Huggins (0,3 a 0,345 μm), e na região do visível prepondera a banda de Chappuis (0,44 a 0,75 μm). Na região infravermelha, o ozônio tem poucas e estreitas bandas de absorção (4,75, 9,6 e 14,1 μm).

Green (1964) ajustou o perfil atmosférico do ozônio utilizando uma função de distribuição logística para simular o efeito da absorção do ultravioleta sobre o albedo atmosférico. Lacis e Hansen (1974) usaram um método bastante preciso, com erro aproximado de 0,5%, para estimar a absorção da radiação solar pela atmosfera.

Segundo Van Heuklon (1979) e Psiloglou *et al.* (1996), a absorção da radiação solar pelo ozônio é responsável por cerca de 2 a 3% da atenuação na região UV-B; no entanto, durante o verão, esta contribuição pode ficar entre 9 e 10% nas altas latitudes. Na alta atmosfera o ozônio é criado principalmente pela ação da radiação ultravioleta sobre o oxigênio; já na superfície, é formado através da decomposição do óxido nítrico que entra na atmosfera pela fumaça das indústrias e queima de florestas. Embora o ozônio exerça um importante papel na alta atmosfera, sua concentração na superfície é qualificada como agente poluente nocivo aos seres vivos (Grünhage *et al.*, 2000).

O poder atenuante do ozônio sobre a radiação solar depende, sobretudo, da espessura ótica deste gás e da intensidade do fluxo solar direto. A determinação precisa da espessura ótica do ozônio depende por sua vez do conteúdo deste gás na atmosfera. A falta desta informação no passado fez com que alguns pesquisadores omitissem, em seus modelos, o efeito produzido por esta substância. Diante desta dificuldade, Van Heuklon (1979) comenta que outros pesquisadores adotavam um valor médio global de 0,35 atm-cm.

Trabalhos como os de Lacis e Hansen (1974) e de Psiloglou *et al.* (1996) popularizaram o uso de modelos paramétricos para o cálculo do poder atenuante do ozônio em função do seu conteúdo na atmosfera e da sua massa ótica. Os modelos sugeridos por estes autores foram equacionados a partir dos coeficientes espectrais de absorção, em seção transversal (“cross section”). Para isso, valores precisos dos coeficientes de absorção do ozônio são cada vez mais requeridos para modelagem da radiação solar ultravioleta (Molina e Molina, 1986).

Segundo Kasten (1996), a espessura ótica espectral do ozônio, $\tau_{O\lambda}$, é computada como:

$$\tau_{O\lambda} = \eta_{STP} k_{\alpha\lambda} q_O \quad (36)$$

η_{STP} é o número de Loschmidt ($=2,687 \times 10^{19} \text{ cm}^{-3}$) que representa a densidade molecular de um gás ideal nas condições normais de temperatura e pressão. $k_{\alpha\lambda}$ é o coeficiente transversal de

absorção espectral ($\text{cm}^2 \text{molécula}^{-1}$), o qual é um fator de ponderação que indica a eficiência de uma molécula ou partícula em absorver a energia de um determinado comprimento de onda. Também pode ser compreendido em termos de probabilidade de uma molécula absorver um fóton incidente (Echer *et al.*, 2001).

Na literatura são encontradas várias fontes de medidas dos coeficientes de absorção espectrais do ozônio nas bandas de Hartley e Huggins, mas atualmente têm se destacado os trabalhos de Bass e Paur (1985), Molina e Molina (1986), Yoshino *et al.* (1988), Cacciani *et al.* (1989), Daumont *et al.* (1992) e Malicet *et al.* (1995). Em todos estes trabalhos, os coeficientes de absorção foram tomados a diferentes temperaturas, segundo o algoritmo de Bass e Paur (1985), cujas diferenças básicas estão na resolução do espectro. Dentre estes, os trabalhos de Daumont *et al.* (1992) e de Malicet *et al.* (1995) são os de melhores resoluções espectrográficas.

Segundo Dave (1978), o coeficiente de absorção do ozônio praticamente independe da pressão e sua variação com a temperatura é muito pequena, portanto, na modelagem da radiação de banda-larga, estas dependências podem ser desprezadas.

O fator q_o representa o conteúdo de ozônio, atm-cm, confinado em uma coluna vertical (**Figura 2**) e teoricamente comprimido à pressão de 1 atm (1013,25 hPa) e temperatura de 0 °C (273,15 K).

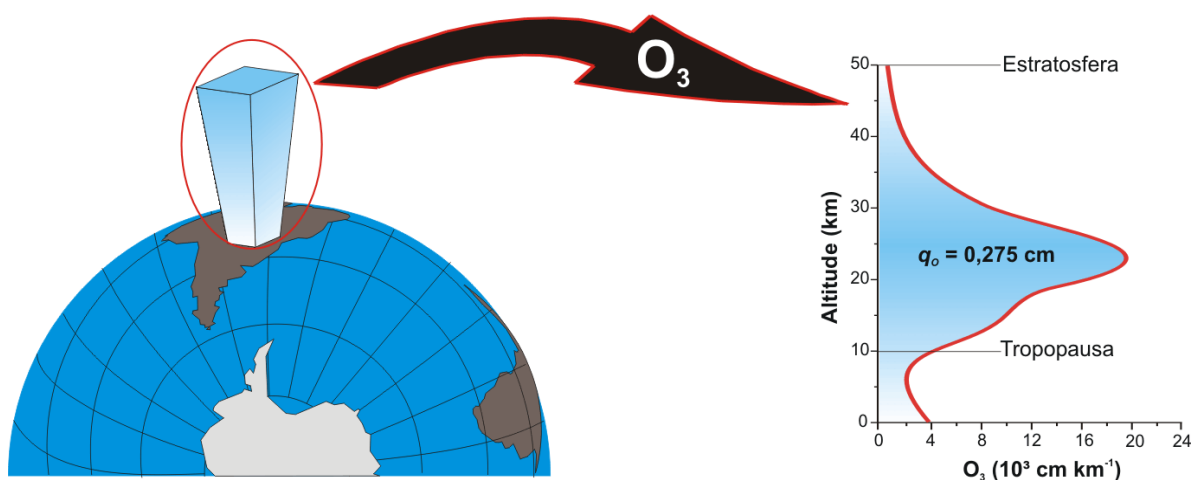


Figura 2. Perfil vertical do ozônio

Van Heuklon (1979) modelou geograficamente a distribuição desta

variável, em unidade Dobson¹ (DU), como função do tempo, na forma seguinte:

$$q_o = 235 + \left\{ a + \text{sen}[0,9865(d + e)]c + 20 \text{sen}[f(\phi + g)] \right\} \left[\text{sen}^2(b\phi) \right] \quad (37)$$

Esta fórmula prevê a variação global do ozônio (latitudinal, longitudinal e sazonal), cujos parâmetros estão dispostos na **Tabela 1**.

Para Van Heuklon (1979) a distribuição vertical do ozônio concentra-se principalmente entre 10 e 35 km de altitude. A densidade do ozônio é maior sobre os continentes e menor sobre os oceanos, é também máxima na primavera e mínima no outono para todas as latitudes do hemisfério local. As variações sazonais e concentrações anuais são mínimas nas regiões equatoriais. Parece contraditório que o tempo de máxima concentração no hemisfério local ocorra no fim do período, quando a radiação disponível é mínima, considerando-se que o ozônio troposférico seja produzido por reações fotoquímicas, envolvendo a absorção da energia solar.

Tabela 1. Parâmetros da equação (37)

Parâmetro	Norte	Ambos	Sul
a	150	—	100
b	1,28	—	1,5
c	40	—	30
d	dia serial (1 = 1 jan;...;58 = 28 fev;...365 = 31 dez)		
e	-30	—	152,625
f	3	—	2
g	20 (E); 0 (W)	—	-75
ϕ	N>0	0	S<0
φ	E>0; W<0		

Van Heuklon (1979)

Evidentemente, a redução na camada de ozônio é uma das mais sérias preocupações ambientais nos tempos atuais, desde que foram detectadas, nos anos 70, perdas significativas no ozônio estratosférico sobre o continente antártico, durante a primavera. Desde então, estudos, envolvendo a variabilidade do ozônio estratosférico e troposférico, principalmente sobre a América do Sul, são relatadas (Kirchhoff *et al.*, 1997; Perez *et al.*, 1998; Oltmans *et al.*, 2001; Kirchhoff e Guarnieri, 2002; Thompson *et al.*, 2003).

¹1DU=0,001 cm nas condições normais de temperatura e pressão.

2.2.4.6 Extinção pelos aerossóis

Os aerossóis são partículas microscópicas, sólidas ou líquidas, permanentemente suspensas no ar, à deriva, tais como fumaça, pólen, poeira, fuligem, microcristais de sal marinho, etc.

Jaenickie (1980) classifica os aerossóis em troposféricos e estratosféricos. Os troposféricos se subdividem em continental e marinho. O continental pode ser rural ou urbano. Gates (1980) explica que as diferenças na atenuação da radiação ultravioleta causada pelos aerossóis entre áreas urbanas e rurais podem variar de 10 a 20%. As características óticas de ambos os aerossóis, troposféricos e estratosféricos podem mudar rapidamente com o tempo e com as condições meteorológicas.

Iqbal (1983) afirma que os aerossóis têm pouco efeito sobre a radiação UV, uma vez que essas partículas, geralmente, são maiores que os comprimentos de onda desta banda. No entanto, Herman *et al.* (1999) esclarece que a redução da irradiância UV pode ocorrer sobre amplas regiões geográficas onde os aerossóis encontram-se associados com tempestades de poeira e a queima de biomassa. Em alguns casos esta redução pode ser maior que 50%.

Medidas dos aerossóis são raras, e em casos gerais as informações disponíveis são somente climatológicas; a presença de aerossóis pode ser quantificada por densidade de partículas (cm^{-3}), turbidez atmosférica e visibilidade.

Em reconhecimento aos efeitos radiativos dos aerossóis atmosféricos, vários métodos têm sido desenvolvidos para determinar a atenuação da radiação solar, em função de um índice de turbidez. Angström (1961), levando em conta a diferença nas características de transmissão entre as partículas de aerossóis e moléculas Rayleigh, representou a espessura ótica dos aerossóis em termos de α (expoente de turbidez) e β (coeficiente de turbidez) como:

$$\tau_{A\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (38)$$

Teoricamente, β está relacionado com a concentração média das partículas e α com o diâmetro médio destas partículas.

Em extensivo trabalho de observação da atmosfera natural, Ångström

(1961) sugeriu $\alpha=1,3 \pm 0,2$ como um valor de boa representatividade global.

Na literatura são encontrados vários métodos para determinação de α e β . O método clássico que quantifica estes parâmetros é feito com um fotômetro solar que opera em dois canais de medida da irradiância direta, nos comprimentos de onda $\lambda=0,38$ e $\lambda=0,5$ μm .

A $0,38$ μm a absorção pelo ozônio é ausente e a $0,5$ μm a absorção pelo ozônio é muito fraca. Então, considerando-se que o efeito atenuante, no comprimento de onda $0,38$, é devido somente à Rayleigh e aos aerossóis, o fluxo radiante direto ficaria:

$$I_{0,38} = I_{O0,38} \exp(-m_R \tau_{R0,38} - m_A \tau_{A0,38}) \quad (39)$$

Rearranjando-se a equação (39) e isolando-se $\tau_{A0,38}$, a expressão pode ser representada como:

$$\tau_{A0,38} = \frac{\ln[I_{O0,38}] - \ln[I_{0,38}] - m_R \tau_{R0,38}}{m_A} \quad (40)$$

Fazendo-se o mesmo procedimento anterior, para $\tau_{A0,5}$, considerando-se agora a espessura ótica do ozônio, a expressão (40) se tornaria:

$$\tau_{A0,5} = \frac{\ln[I_{O0,5}] - \ln[I_{0,5}] - m_R \tau_{R0,5} - m_O \tau_{O0,5}}{m_A} \quad (41)$$

Finalmente α pode ser calculado, combinando-se as equações (40) e (41):

$$\alpha = \frac{\ln(\tau_{A0,38}) - \ln(\tau_{A0,5})}{\ln(0,5) - \ln(0,38)} \quad (42)$$

Determina-se o índice de turbidez com inversão da equação (38), utilizando qualquer um dos dois comprimentos de onda.

Em outro método de medida, β pode ser tomado em um simples comprimento de onda, assumindo-se α a como constante (1,3), ou também pode ser medido no comprimento de onda de $1,0$ μm , onde α é omitido. No comprimento de onda de $1,0$ μm , a espessura ótica do vapor d'água deve ser levada em consideração (Iqbal, 1983).

O índice de turbidez também pode ser determinado com o emprego dos filtros RG 530, RG 630 e RG 695.

Ångström (1961), além de sugerir uma técnica para determinação de β , utilizando estes filtros, também apresenta uma fórmula climatológica para estimar o índice de turbidez atmosférico, em função da latitude e altitude.

Molineaux *et al.* (1995) utilizam um modelo climatológico para estimativa deste índice em função da época do ano, desenvolvido com dados de Genebra e Albany.

Há técnicas que empregam modelos paramétricos invertidos, usando medidas da irradiância direta (Louche *et al.*, 1987) ou medidas das irradiâncias global e difusa (Pinazo *et al.*, 1995; Gueymard e Vignola, 1998; Malik, 2000; Power, 2001; Li e Lam, 2002).

A técnica de Pinazo *et al.* (1995) se baseia no índice k_b , definido como a razão entre a irradiância solar direta (G_b), na horizontal, e a irradiância solar global (G). Em resumo, a espessura ótica dos aerossóis é expressa como:

$$\tau_A = \ln \left[\frac{1 - A(C_1 - C_2)}{(1 - A)(C_1 - C_2)} \right] / m_a \quad (43)$$

onde

$$A = (1 - \omega_0)(1 - m_a + m_a^{1,06}) \quad (44)$$

$$C_1 = \left\{ \left[\frac{1 + (F_a B - 1)k_b - \rho_s(1,0685 - F_a)}{2\rho_s(1 - F_a)} \right]^2 + Bk_b \left[\frac{0,5(1 - T_R) + F_a}{(1 - F_a)\rho_s} \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (45)$$

$$C_2 = \frac{1 + (F_a B - 1)k_b - \rho_s(1,0685 - F_a)}{2\rho_s(1 - F_a)} \quad (46)$$

$$B = 0,79 / [0,9751(1 - m_a + m_a^{1,02})T_R] \quad (47)$$

$$T_R = \exp[-0,0903m_a^{0,84}(1 + m_a - m_a^{1,01})] \quad (48)$$

F_a é a fração de espalhamento na direção da densidade de fluxo radiante (0,84); ρ_s é o albedo da superfície (0,2); ω_0 é o albedo devido ao espalhamento simples dos aerossóis (0,9); T_R é a transmitância de Rayleigh para a banda-larga total.

A técnica de Louche *et al.* (1987) é aparentemente mais simples, mas requer valores de água precipitável e ozônio como entrada. Embora as duas técnicas sejam baseadas no Modelo C de Iqbal (1983), não deixam de ter a aproximação da espessura ótica tomada a um comprimento de onda efetivo médio de 0,55 μm .

Leckner (1978), Bird (1982), Brine e Iqbal (1983), Sherry e Justus (1983),

Justus e Paris (1985) adotaram o valor de α sugerido por Angström (1961).

Bird e Riordan (1986) adotaram α , assumindo dois valores: $\alpha_1=1,0274$ ($\lambda \leq 0,5 \mu\text{m}$) e $\alpha_2=1,206$ ($\lambda > 0,5 \mu\text{m}$), os quais são representados por médias derivadas do modelo rural de aerossóis de Shettle e Fenn (1979). Do mesmo modo, Gueymard (1995), estudando os modelos dos diferentes tipos de aerossóis, parametrizou, condicionalmente, os valores de α em função da umidade relativa e do tipo de aerossol na forma:

$$\alpha = \begin{cases} \frac{C_1 + C_2 \cos(0,9UR)}{1 + C_3 \cos(0,9UR)}; & \lambda \leq 0,5 \mu\text{m} \\ \frac{D_1 + D_2 \cos(0,9UR) + D_3 \cos^2(0,9UR)}{1 + D_4 \cos(0,9UR)}; & \lambda > 0,5 \mu\text{m} \end{cases} \quad (49)$$

Os parâmetros C e D estão dispostos na **Tabela 2**.

Tabela 2. Parâmetros das equações (49) para diferentes tipos de aerossóis

Aerossóis	C_1	C_2	C_3	D_1	D_2	D_3	D_4
Rural	0,5810	16,8230	17,5390	0,8547	78,6960	0,0000	54,4160
Urbano	0,2595	33,8430	39,5240	1,0000	84,2540	-9,1000	65,4580
Marinho	0,1134	0,8941	1,0796	0,0444	1,6048	0,0000	1,5298
Troposférico	0,6786	13,8990	13,3130	1,8379	14,9120	0,0000	5,9600

Gueymard (1995)

Os parâmetros α e β são similares a outras variáveis climáticas que podem variar de um dia para outro, simplesmente por causa de alterações na temperatura, que afetam a evaporação e a umidade na atmosfera. No trabalho de Gueymard (1995), a umidade relativa só é considerada significativa a um teor acima de 50%.

Nos processos de transferência radiativa, a extinção devido aos aerossóis é separada em duas componentes, pois a determinação dos efeitos difusor e de absorção, isolados, é muito complicada. Para superar esta dificuldade, os pesquisadores recorrem a uma relação média entre a energia espalhada e a energia total atenuada pelos aerossóis. Este fator é denominado albedo do espalhamento simples (ω_{0s}). Segundo Iqbal (1983) esta fração depende, sobretudo, da origem, da forma, do tamanho e das propriedades óticas das partículas dos aerossóis. As pequenas partículas de aerossóis em ambientes rurais, por exemplo, geralmente espalham mais do que aquelas encontradas em áreas industriais urbanas.

No modelo de Justus e Paris (1985), este fator é definido como:

$$\omega_{0\lambda} = \tau_{As\lambda} / (\tau_{As\lambda} + \tau_{Aa\lambda}) = \tau_{As\lambda} / \tau_{A\lambda} \quad (50)$$

Assim, invertendo-se a equação (50), a espessura ótica devido ao espalhamento provocado pelos aerossóis pode ser escrita na forma:

$$\tau_{As\lambda} = \omega_{0\lambda} \tau_{A\lambda} \quad (51)$$

e a espessura ótica dos aerossóis devido somente à absorção, fica:

$$\tau_{Aa\lambda} = (1 - \omega_{0\lambda}) \tau_{A\lambda} \quad (52)$$

Justus e Paris (1985) adaptaram esta metodologia a partir dos dados tabulados por Shettle e Fenn (1979), cujos fatores, além de serem dependentes do comprimento de onda, também o são da umidade relativa. As partículas de aerossóis agem como núcleos higroscópicos de condensação, fazendo com que o poder de espalhamento da partícula se amplie.

Bird e Riordan (1986) parametrizaram o albedo do espalhamento simples, ignorando o efeito higroscópico da partícula, com a seguinte expressão:

$$\omega_{0\lambda} = 0,945 \exp[-0,095 \ln^2(\frac{\lambda}{0,4})] \quad (53)$$

Devido ao complexo mecanismo de dependência do comprimento de onda e da umidade relativa, o valor de $\omega_{0\lambda}$ é comumente aproximado com o uso de cadeias polinomiais, conforme o modelo de Shettle e Fenn (1979) adotado por Gueymard (1995):

$$\omega_{0\lambda} = \begin{cases} \min \left\{ 0,99; \left[\sum_{i=0}^3 \left(\sum_{j=1}^2 \psi_{ij} UR^j \right) \lambda^i \right] \right\}; & \lambda < 2 \mu\text{m} \\ 1 - \frac{v_0 \exp[v_1(\lambda - v_2)]}{\{1 + \exp[v_1(\lambda - v_2)]\}^2}; & 2 \leq \lambda \leq 4 \mu\text{m} \end{cases} \quad (54)$$

$$\text{onde } v_i = \sum_{j=0}^2 \psi_{ij} UR^j \quad (55)$$

Os coeficientes das equações (54) e 29 estão dispostos na **Tabela 3**.

Tabela 3. Parâmetros para estimativa do albedo do espalhamento simples (ω_{0i})

λ	Parâmetro	Aerossol de referência			
		Rural	Urbano	Marinho	Troposférico
<2 μm	Ψ_{00}	1,0151e+00	8,4946e-01	9,4016e-01	9,9926e-01
	Ψ_{01}	-6,0574e-03	-9,7903e-04	-3,5957e-04	-5,0201e-03
	Ψ_{02}	5,5945e-05	1,0266e-04	9,8774e-06	4,8169e-05
	Ψ_{10}	-1,2901e-01	-2,0852e-01	1,2843e-01	-5,5311e-02
	Ψ_{11}	2,1565e-02	1,2935e-02	1,2117e-03	1,8072e-02
	Ψ_{12}	-1,9500e-04	-9,4275e-05	-2,7557e-05	-1,6930e-04
	Ψ_{20}	2,0622e-01	3,9371e-01	-1,4612e-01	9,0412e-02
	Ψ_{21}	-3,1109e-02	-2,3536e-02	-8,5631e-04	-2,3949e-02
	Ψ_{22}	2,8096e-04	1,8413e-04	2,7298e-05	2,2335e-04
	Ψ_{30}	-8,1528e-02	-1,3342e-01	3,9982e-02	-3,9868e-02
	Ψ_{31}	1,0582e-02	7,3010e-03	3,7258e-04	7,5484e-03
	Ψ_{32}	-9,5007e-05	-5,7236e-05	-9,5415e-06	-6,9475e-05
	$\geq 2\mu\text{m}$	Ψ_{00}	3,0306e+00	7,5308e+00	-3,7748e+00
Ψ_{01}		1,2324e-01	-1,5526e-01	1,3631e-01	1,7798e-01
Ψ_{02}		-6,4080e-04	1,0762e-03	-7,6824e-04	-9,9386e-04
Ψ_{10}		1,0949e+00	-8,8621e-01	1,5129e+00	-5,0756e+00
Ψ_{11}		5,4308e-03	-7,2508e-02	1,5867e-02	1,3536e-01
Ψ_{12}		1,7654e-05	9,8766e-04	-1,2999e-04	-6,7061e-04
Ψ_{20}		2,5572e+00	2,2092e+00	2,8725e+00	6,6072e+00
Ψ_{21}		7,2117e-03	2,9849e-02	2,6098e-03	-8,1503e-02
Ψ_{22}		-2,5712e-05	-2,2029e-04	-9,2133e-06	4,5423e-04

Gueymard (1995)

2.2.5 Fatores meteorológicos

Uma parte da radiação UV que alcança a Terra é refletida de volta ao espaço e a outra parte é absorvida pela sua superfície. A maior parte da radiação solar refletida para o espaço é causada pelas nuvens, sendo assim considerada energia não aproveitada pela superfície terrestre; uma certa parte, porém, reflete-se na superfície inferior das camadas de nuvens mais altas e com isso é mandada de volta para a Terra. A quantidade de radiação refletida depende do comprimento de onda incidente, do tamanho e das propriedades óticas das partículas da superfície. Esta energia, porém, pode não ser imediatamente refletida ou absorvida, mas pode penetrar a uma considerável profundidade, dependendo da natureza da superfície. A maioria dos solos e vegetação absorve esta energia na porção ultravioleta do espectro (Seller, 1965).

2.2.5.1 Nebulosidade

As nuvens produzem, na superfície do solo, um impacto de grande relevância em termos de balanço radiativo, pois ao interagir com a radiação solar, podem, tanto reduzi-la a valores inferiores a 5%, como intensificá-la em valores superiores a 125% (Estupinan *et al.*, 1996; Sabburg e Wong, 2000).

Por serem fenômenos altamente complexos, as nuvens apresentam um elevado índice de refletividade, que varia com a sua espessura e concentração de água. Com o aumento da nebulosidade, a irradiância difusa tende a se igualar à global, mas a primeira atinge o seu máximo quando a fração de cobertura do céu ultrapassa 50% (Monteith e Unsworth, 1990).

Degünther e Meerkötter (2000) classificam o efeito das nuvens sobre a radiação ultravioleta em três mecanismos simultâneos (**Figura 3**). No primeiro mecanismo (efeito do albedo), os ftons, que possivelmente atingiriam o solo, em uma condição de céu limpo, são refletidos pelas nuvens e depois espalhados pela atmosfera acima das nuvens em direção à aparência. Assim, estes ftons, em vez de serem absorvidos pela superfície, contribuem na intensificação da irradiância difusa (**Figura 3A**). No segundo mecanismo (efeito do espalhamento), a radiação difusa é intensificada devido ao espalhamento causado por nuvens quebradas, que muda a direção de propagação dos fótons em relação ao observador. Porém este espalhamento também pode desviar os ftons que deveriam chegar ao local de observação da radiação, no caso, livre de nuvens (**Figura 3B**). No terceiro mecanismo (efeito da extinção), as nuvens funcionam como atenuadores da irradiância solar ultravioleta sobre a superfície (**Figura 3C**). Estes mecanismos dependem, de uma certa maneira, da estrutura da nuvem, bem como do ângulo zenital (Suehrcke e McCormick, 1988a, 1988b).

Hansen (1984) afirma que, quando a cobertura de nuvens é mais ou menos uniforme, a principal contribuição da radiação global vem da radiação difusa. Isso acarreta um aumento de até 50% na fração ultravioleta dentro do espectro global. Segundo Gates (1980), a irradiância difusa é relativamente rica de energias ultravioleta e azul e pobre de infravermelha.

A nebulosidade influencia a transmitância da radiação solar ultravioleta por um fator inversamente proporcional à fração de cobertura por nuvens, a saber: uma fração de

cobertura de 0,3 acarreta uma transmitância ultravioleta de 85% do céu limpo; uma fração de cobertura de 0,6 acarreta 66% e uma fração de 1,0 promove uma transmitância de 43% (Gates, 1980). A presença de nuvens tem um pronunciado efeito sobre a transferência radiativa na atmosfera. Isto se deve à notável variabilidade de tipos e formas de nuvens, aliada à impossível tarefa de prever a de radiação solar direta sob céu parcialmente nublado (Hansen, 1984).



Figura 3. Mecanismos do efeito das nuvens sobre a radiação ultravioleta

Josefsson e Landelius (2000) relataram que o efeito das nuvens na região UV é menor do que no espectro global e que quase não há dependência da elevação solar. Bais *et al.* (1993) observaram que as nuvens espessas podem atenuar a radiação solar UV global (a um ângulo zenital de 50°) em até 80 % (céu nublado).

Frederick e Lubin (1988) sugerem que nuvens espessas, além de atenuarem a radiação UV, obscurecendo a componente direta, podem intensificar a absorção pelo ozônio troposférico, devido à distribuição isotrópica do campo de radiação, quando comparada às condições de céu limpo. Entretanto, as nuvens dispersas e quebradas adjacentes ao Sol atuam como superfícies que refletem a componente solar direta, ocasionando intensificação na medida da irradiância UV (Lubin e Frederick 1991).

Sabburg e Wong (2000) observaram em um ano de estudo que 85% das intensificações da UV-B ocorreram entre os ângulos zenitais de 40° e 63° . A intensificação máxima obtida para a irradiância UV-B foi cerca de 8% maior do que a equivalente encontrada para céu limpo. Estes autores explicaram que essa intensificação induzida pelas nuvens pode ser devido a uma combinação da refração e do espalhamento da luz solar direta e difusa. A reflexão da luz solar direta poderia ocorrer através de nuvens altas (cirrus) ou de microcristais de gelo na frente do Sol, fenômeno seguido por espalhamento da luz refratada nas bordas das nuvens mais baixas,

tais como os cumulus. Os múltiplos espalhamentos entre as camadas de nuvens superior e inferior poderia esclarecer essa intensificação, particularmente quando há um retroespalhamento na direção das nuvens cirrus na frente do Sol. Essa intensificação resultaria em um aumento adicional na irradiância UV-B difusa com uma quantidade crescente de nuvens em todo o céu, causada por uma combinação do espalhamento Mie (gotículas de nuvens) e subsequente espalhamento Rayleigh (faixa visível dos comprimentos de onda mais curtos).

Kylling *et al.* (1997) relataram que a transmissão exclusiva das nuvens não varia significativamente com o comprimento de onda na banda UV, embora este efeito seja proeminente sobre a radiação UV na superfície, devido a uma fração da radiação retroespalhada pelas nuvens e reespalhada novamente para baixo, forçando a passagem efetiva da radiação por mais de uma vez através das nuvens. O número de fótons que participa deste processo é uma função dependente dos coeficientes transversais de espalhamento Rayleigh e de absorção do ozônio. Neste campo de múltiplos espalhamentos o ozônio absorve a irradiância na banda UV-B e a atmosfera de Rayleigh intensifica o espalhamento na faixa UV-A.

Davies *et al.* (1984), Stephens e Tsay (1990), Barker (1992), Hu e Stamnes (1993) descrevem modelos de transferência radiativa aplicados para nuvens.

2.2.5.2 Albedo da superfície

Quando a energia radiante incide sobre uma superfície, esta pode ser parcialmente absorvida, parcialmente refletida e parcialmente transmitida. As propriedades de uma superfície ou do material, associadas com essas três funções, são chamadas de *absortividade*, *refletividade* e *transmissividade*. A fração da energia total incidente, associada com essas propriedades, é denominada *absorvância*, *refletância* e *transmitância*. Se a fonte da radiação incidente é o Sol, o termo “albedo” é comumente mais utilizado que “refletância” (Iqbal, 1983).

O albedo da superfície é uma medida adimensional da radiação solar refletida pela superfície da Terra, e varia de acordo com as propriedades físicas da superfície, com o ângulo de elevação solar e com a intensidade de fluxos radiantes direto e difuso. Segundo Monteith e Unsworth (1990), o albedo da superfície pode apresentar dois tipos extremos de comportamento. Para superfícies que apresentam reflexão especular, a radiação direta incidente,

a um ângulo θ , da normal, é refletida com o mesmo ângulo de incidência (**Figura 4A**). Por outro lado, a radiação espalhada por uma superfície perfeitamente difuso-refletora é distribuída em todas as direções de acordo com a lei dos cossenos. Isto é, a intensidade da radiação espalhada é independente do ângulo de reflexão, mas o fluxo refletido de uma área específica é proporcional ao cosseno do ângulo de incidência (**Figura 4B**).

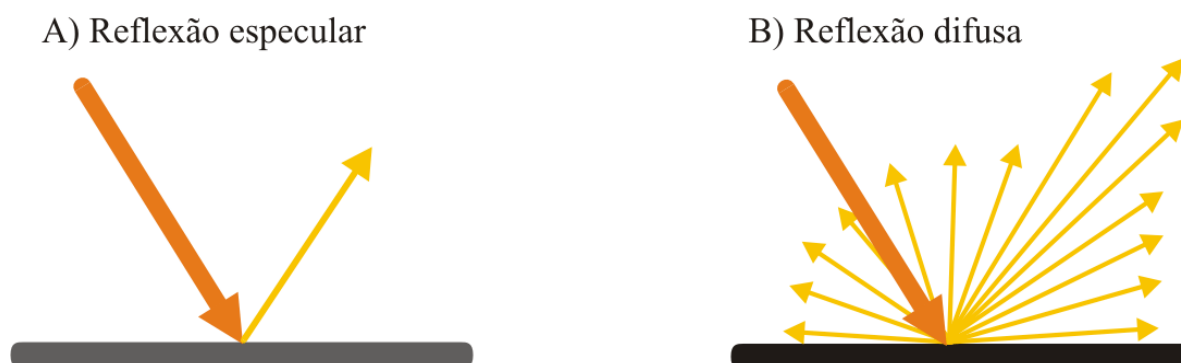


Figura 4. Formas de manifestação do albedo da superfície

A maioria das superfícies atua como difuso-refletoras quando o ângulo de incidência é menor que 60° ; mas quando este ângulo se aproxima de 90° , a reflexão em lagos, campos com cobertura vegetal uniforme e outras superfícies suaves fica especular. Este comportamento fica mais evidente ao nascer e pôr-do-sol sobre extensas áreas planas como água e campo gramado (Monteith e Unsworth, 1990). Além de ser uma função do comprimento de onda, o albedo varia também com a latitude, a sazonalidade, a cobertura do solo, a cobertura de nuvens, temperatura e umidade do ar e até mesmo com a velocidade do vento (Song, 1998; Liang, 2000; Iziomon e Mayer, 2002).

O albedo é requerido para propósitos tanto físicos quanto agrônômicos, e sua medida, segundo Iqbal (1983), é tomada por dois piranômetros opostamente montados na posição horizontal a poucos metros acima da superfície. O piranômetro com a face voltada para cima mede a irradiância solar global incidente e o instrumento com a face voltada para baixo mede a energia refletida pela superfície.

O albedo ultravioleta, segundo Seller (1965), mostra pouca dependência da elevação solar, porque a maior parte desta contribuição é proveniente da radiação difusa.

Geralmente, na banda ultravioleta, é adotado o valor de 2 a 10% para o albedo da superfície (Degünther e Meerkötter, 2000; Kylling *et al.*, 2000a; Herman *et al.*, 1999;

Soulen e Frederick, 1999; Wendisch e Keil, 1999; Mayer *et al.*, 1998a) e de 2,6% para o albedo de uma atmosfera limpa (Robinson, 1966). A maioria das superfícies naturais, tais como a grama, o solo e a água, reflete menos de 10% da radiação UV incidente. A neve fresca, por outro lado, pode refletir até 80% da radiação UV incidente. A areia pode refletir aproximadamente 25% da radiação UV e pode aumentar a exposição UV na praia.

Na banda ultravioleta, albedo de diferentes tipos de superfícies tem sido medido com instrumentos de alta resolução espectral (McKenzie *et al.*, 1996; Feister e Grewe, 1995) e por meio de filtros (Blumthaler e Ambach, 1988), sendo recuperado através de modelos de transferência radiativa e instrumentos de satélite em várias condições de nebulosidade, de turbidez e elevação solar (Kylling *et al.*, 2000b; Weng *et al.*, 2000).

2.3 Modelagem espectral da irradiância solar

Leckner (1978) afirma que o mecanismo físico de atenuação atmosférica, bem como a sua composição são muito complicados. O espectro extraterrestre é atenuado pela atmosfera em dois processos distintos: por espalhamento e por absorção. Enquanto o espalhamento é um processo contínuo, a absorção é um processo discreto, o qual pode variar aleatoriamente dentro de curtos intervalos de comprimento de onda (Brine e Iqbal, 1983).

2.3.1 Irradiância solar direta

Quando a radiação entra na atmosfera da Terra, uma parte da energia incidente é difundida por espalhamento e outra parte é suprimida por absorção. Uma porção da radiação retorna ao espaço, por retrodifusão, e outra é transmitida até a superfície, nas formas direta e/ou difusa (**Figura 5**).

Leckner (1978) desenvolveu um método para calcular as irradiâncias espectrais diretas ($I_{b\lambda}$), entre 0,29 e 4,00 μm , baseado-se nas transmitâncias individuais dos constituintes atmosféricos, tais como absorção por ozônio (T_O), vapor d'água (T_W), mistura uniforme de gases (T_G), espalhamento molecular de Rayleigh (T_R) e extinção por aerossóis (T_A):

$$I_{b\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_z T_{R\lambda} T_{O\lambda} T_{G\lambda} T_{W\lambda} T_{A\lambda} \quad (56)$$

onde R^2 é a correção da excentricidade da órbita terrestre em relação à distância média Terra-Sol; I_0 é a irradiância extraterrestre a um dado comprimento de onda λ ; e θ_z é o ângulo zenital.

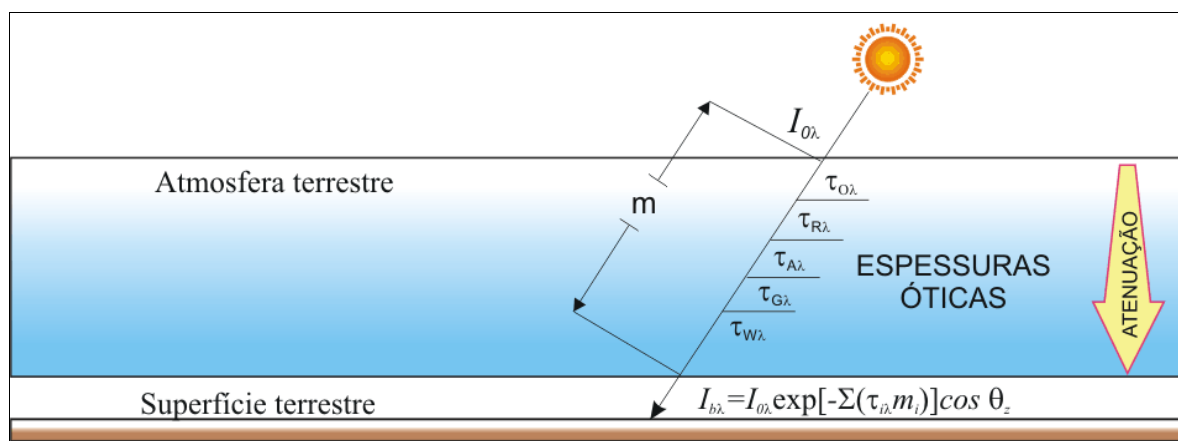


Figura 5. Processos envolvidos na atenuação da radiação solar direta, considerando uma atmosfera homogênea

Leckner (1978) assumiu que cada transmitância (T) individual obedece à Lei de Bouguer, e as escreveu na forma:

$$T_{i\lambda} = \exp(-m_i \tau_{i\lambda}) \quad (57)$$

onde τ é a espessura ótica de cada fator atenuante i (moléculas de ar seco, ozônio, vapor d'água, mistura de gases e aerossóis); m é a massa ótica relativa.

A espessura ótica de cada constituinte atmosférico, que entra no processo de atenuação da radiação, foi definida como: $\tau_{i\lambda} = qk_{\lambda}$. Onde q é a conteúdo do constituinte em uma coluna de ar atmosférico (cm); k é o coeficiente de extinção (cm^{-1}) do comprimento de onda.

Após Leckner (1978), outros autores (Barbaro *et al.*, 1979; King e Buckius, 1979; Guzzi *et al.*, 1983; Bird, 1984; Justus e Paris, 1985; Gueymard, 1995) modelaram a radiação direta seguindo os mesmos conceitos, diferindo-se apenas nos princípios de cálculo das transmitâncias. No entanto, segundo Justus e Paris (1985), poucos modelos, tanto os rigorosos como os simples, têm sido comparados adequadamente com dados espectrais medidos.

Leckner (1978) comparou, com sucesso, o seu modelo simples com dados medidos, enquanto Guzzi *et al.* (1983) compararam seus modelos com dados medidos acima de $0,680 \mu\text{m}$ e com dados da banda-larga, especialmente entre $0,680$ a $1,000 \mu\text{m}$. Entre os mais

rigorosos modelos, Bird (1984), Justus e Paris (1985) e Gueymard (1995) fizeram comparações com dados produzidos pelo LOWTRAN, BRITE e SMARTS respectivamente.

2.3.2 Irradiância solar difusa

Iqbal (1983) explica que a radiação difusa resulta da interação da radiação solar com o espalhamento produzido por partículas, tais como moléculas de ar e aerossóis (**Figura 6**). O espalhamento ocasionado por moléculas de ar é limitado até o comprimento de onda de 1,0 μm , enquanto o espalhamento originado por aerossóis (espalhamento Mie) é importante até quando o tamanho da partícula se iguala ao comprimento de onda.

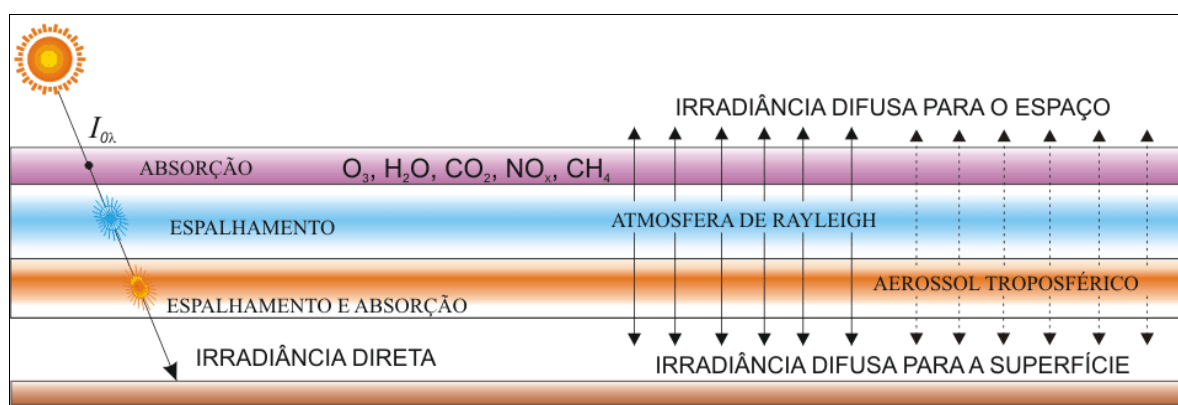


Figura 6. Esquema sobre a origem da radiação solar difusa, conforme Iqbal (1983)

A primeira interceptação da radiação pelas partículas é chamada de espalhamento primário ou espalhamento simples. Quando o espalhamento simples é reespalhado por moléculas de ar ou aerossóis, passa a ser chamado de espalhamento múltiplo.

O estudo detalhado, envolvendo os efeitos dos espalhamentos múltiplos sobre a radiação difusa, é bastante complexo; porém este fato não tem sido levado em conta na maioria dos modelos simples, tais como Leckner (1978), Hatfield *et al.* (1981), Brine e Iqbal (1983), Justus e Paris (1985), Bird e Riordan (1986), etc.

Uma fórmula simples, para prever a radiação difusa sobre uma superfície horizontal, em condições de céu claro, foi proposta por Leckner (1978). Este autor definiu a irradiância difusa como sendo a diferença entre a irradiância direta (**56**) e uma irradiância direta fictícia, sujeita somente à absorção por gases:

$$I_{d\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_Z T_{O\lambda} T_{G\lambda} T_{W\lambda} (1 - T_{R\lambda} T_{A\lambda}) 0,5 \quad (58)$$

Este modelo leva em conta a absorção molecular, mas assume que o aerossol e o espalhamento molecular são idênticos. Neste modelo também não está incluso o efeito de reflexões múltiplas, entre o solo e a atmosfera.

Hatfield *et al.* (1981) também apresentaram um modelo para estimar a radiação difusa, similar ao de Leckner (1978):

$$I_{d\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_Z T_{O\lambda} (1 - T_{R\lambda} T_{A\lambda}) Fk \quad (59)$$

Estes autores omitiram as transmitâncias devido às absorções por vapor d'água e por mistura uniforme de gases, mas incluíram um fator k , para compensar a componente circunsolar, e definiram a fração de espalhamento efetivo na direção do fluxo (F), para ambos os espalhamentos (molecular e aerossóis), como: $F = 0,5 \cos^{1/3} \theta_Z$. Isto resulta em $F \leq 0,5$, dependendo do ângulo zenital.

Segundo Brine e Iqbal (1983), a magnitude da fração de espalhamento efetivo, sendo menor ou igual a 0,5, é aproximadamente verdadeira para atmosfera de Rayleigh, porém, para os aerossóis, o espalhamento é muito maior na direção do fluxo devido à assimetria das partículas.

Brine e Iqbal (1983) fizeram uma relevante modificação no modelo da irradiância difusa de Leckner (1978). No novo modelo, os autores assumiram os espalhamentos, devido à atmosfera de Rayleigh e aos aerossóis, como quase separados, e calcularam a irradiância difusa como a soma desses dois componentes. Um terceiro componente da irradiância difusa, devido aos efeitos de reflexões múltiplas, foi adicionado aos componentes anteriores. Assim, a irradiância difusa ficou resumida na seguinte expressão:

$$I_{d\lambda} = I_{dR\lambda} + I_{dA\lambda} + I_{dM\lambda} \quad (60)$$

onde $I_{dR\lambda}$ é a irradiância difundida pelas moléculas de ar; $I_{dA\lambda}$ é a contribuição devido aos aerossóis e $I_{dM\lambda}$ é a contribuição devido ao efeito das reflexões múltiplas.

2.3.2.1 Componente devido ao espalhamento molecular

A irradiância difusa devido ao espalhamento molecular de Rayleigh, chegando à superfície, foi definida por Brine e Iqbal (1983) como:

$$I_{dR\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_Z T_{O\lambda} T_{G\lambda} T_{W\lambda} T_{A\lambda} (1 - T_{R\lambda}) 0,5 \quad (61)$$

A equação (61) tem uma certa similaridade com a equação (58) de Leckner (1978), exceto o termo $(1 - T_{R\lambda} T_{A\lambda})$, que foi mudado para $(1 - T_{R\lambda}) T_{A\lambda}$. Assim como Leckner (1978), Brine e Iqbal (1983) consideraram a irradiância difusa como a diferença entre fluxos irradiantes diretos, incluindo termos isolados referentes à absorção somente e à absorção e ao espalhamento. A diferença básica está na fração de espalhamento efetivo, assumida como 0,5.

Após Brine e Iqbal (1983), Justus e Paris (1985) apresentaram uma modificação da equação (61) de uma forma mais detalhada, na qual substituíram a transmitância devido à extinção (absorção e espalhamento) pelos aerossóis ($T_{A\lambda}$) pela transmitância devido à absorção pelos aerossóis ($T_{Aa\lambda}$) somente. A nova fórmula ficou representada como:

$$I_{dR\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_Z T_{O\lambda} T_{G\lambda} T_{W\lambda} T_{Aa\lambda} (1 - T_{R\lambda}) 0,5 \quad (62)$$

Bird e Riordan (1986) compararam a irradiância difusa calculada pelo rigoroso código de transferência radiativa BRITE com aquela predita pela equação (62) e notaram uma superestimação do modelo de Justus e Paris (1985) sobre a energia dentro das bandas ultravioleta e visível do espectro, quando a turbidez atmosférica e massa ótica do ar eram altas.

Com as justificativas acima mencionadas, Bird e Riordan (1986) sugeriram a seguinte modificação no modelo de Justus e Paris (1985):

$$I_{dR\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_Z T_{O\lambda} T_{G\lambda} T_{W\lambda} T_{Aa\lambda} (1 - T_{R\lambda}^{0,95}) 0,5 \quad (63)$$

A modificação feita nesta expressão foi a adoção do expoente 0,95 sobre $T_{R\lambda}$.

Gueymard (1995), no sentido de melhorar a performance do modelo espectral SMARTS2, modificou a equação (63) de Bird e Riordan (1986), acrescentando mais uma transmitância devido à absorção pelo NO_2 ($T_{\text{NO}_2\lambda}$) e substituindo o expoente 0,95 por 0,9 sobre T_R :

$$I_{dR\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_Z \Gamma_{O\lambda} T_{\text{NO}_2\lambda} T_{G\lambda} T_{W\lambda} T_{Aa\lambda} (1 - T_{R\lambda}^{0,9}) F_R \quad (64)$$

onde $\Gamma_{O\lambda}$ é a transmitância efetiva do ozônio. Parâmetro este adotado na equação (64) em substituição a $T_{O\lambda}$. Gueymard (1995) encontrou este parâmetro durante o desenvolvimento do modelo SMARTS2. Este autor notou que os valores da irradiância difusa preditos pelas equações (58)- (63) decresciam muito nos comprimentos de onda abaixo de 320 nm (UV-B), em que a absorção pelo ozônio domina todos os outros processos de extinção, principalmente em grandes ângulos zenitais. Isto deixa em dúvida se a atenuação pelo ozônio realmente segue a Lei de Bouguer.

A transmitância efetiva do ozônio foi obtida por Gueymard (1995) como a razão entre a irradiância difusa atmosférica de referência, $I_{A\lambda} = I_{dR\lambda} + I_{dA\lambda}$, predita por cálculos rigorosos na faixa ultravioleta (Shettle e Green, 1974), e a quantidade equivalente obtida pelas equações convencionais, assumindo-se $\Gamma_{O\lambda}=1,0$.

Este autor parametrizou $\Gamma_{O\lambda}$ da seguinte forma:

$$\Gamma_{O\lambda} = \begin{cases} \exp(-\gamma_1 \tau_{O\lambda}^{0,95} - \gamma_2 \tau_{O\lambda}); & \tau_{O\lambda} \leq 2 \\ \exp[-\gamma_3 - \gamma_4 (\tau_{O\lambda} - 2)]; & \tau_{O\lambda} > 2 \end{cases} \quad (65)$$

Onde os fatores γ são expressos nas seguintes formas:

$$\gamma_1 = (-11,012 + 12,392m_o)/(1 + 0,23644m_o) \quad (66)$$

$$\gamma_2 = 3,2656[1 - \exp(-0,46464m_o^{1,25})] - 0,965936\gamma_1 \quad (67)$$

$$\gamma_3 = 1,93187\gamma_1 - 2\gamma_2 \quad (68)$$

$$\gamma_4 = \exp(0,31045 + 0,001684m_o - 0,28549m_o^{-4}) \quad (69)$$

m_o é a massa ótica relativa do ozônio.

O parâmetro F_R , incrementado à equação (64), é a fração de espalhamento efetivo na direção do fluxo radiante, dado por $F_R = F_{Rs}F_{Rm}$.

Na maioria dos modelos, $F_{Rs} = 0,5$ é definida como a fração resultante do espalhamento simples e, F_{Rm} é a fração resultante do espalhamento múltiplo da luz sobre as

moléculas de ar seco. Skaterveit e Olseth (1988) modelou-a na forma:

$$F_{Rm} = \begin{cases} \exp \left[- \left(\frac{\tau_{R\lambda} - \tau_{Rm}}{3,65 - 2,3 \exp(-4 \cos \theta_z)} \right)^{0,72 + \cos \theta_z} \right]; \tau_{R\lambda} \geq \tau_{Rm} \\ 1; \tau_{R\lambda} < \tau_{Rm} \end{cases} \quad (70)$$

$$\text{onde } \tau_{Rm} = 0,17[1 - \exp(-8 \cos \theta_z)] \quad (71)$$

2.3.2.2 Componente devido ao espalhamento por aerossóis

Similarmente à equação (61), a componente difusa decorrente do espalhamento por aerossóis, chegando à superfície, foi definida por Brine e Iqbal (1983) como:

$$I_{dA\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_z T_{O\lambda} T_{G\lambda} T_{W\lambda} T_{R\lambda} (1 - T_{A\lambda}) F_A \omega_0 \quad (72)$$

Neste contexto, a diferença entre os fluxos diretos, atenuados por absorção somente e por espalhamento e absorção, inclui o espalhamento de Rayleigh e a absorção por aerossóis $(1 - T_{A\lambda})\omega_0$. O albedo do espalhamento simples (ω_0) adotado por Brine e Iqbal (1983) independe do comprimento de onda. A fração de espalhamento efetivo dos aerossóis na direção do fluxo é estimada como:

$$F_A = 1 - \exp(-0,6931 - 1,8326 \cos \theta_z) \quad (73)$$

Brine e Iqbal (1983) enfatizam que os valores deste parâmetro dão somente uma estimativa grosseira do espalhamento simples.

Justus e Paris (1985) apresentaram a equação (72) de uma outra forma, levando em consideração os processos de absorção e espalhamento por aerossóis separados:

$$I_{dA\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_z T_{O\lambda} T_{G\lambda} T_{W\lambda} T_{Aa\lambda} T_{R\lambda} (1 - T_{As\lambda}) F_A \quad (74)$$

Justus e Paris (1985) assumiram F_A de um ajuste empírico derivado por Wiscombe e Grams (1976):

$$F_A = 1 - 10^{[(-0,798 \cos \theta_z) - 0,332]} \quad (75)$$

Bird e Riordan (1986) escreveram a equação (74) da seguinte forma:

$$I_{dA\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_Z T_{O\lambda} T_{G\lambda} T_{W\lambda} T_{Aa\lambda} T_{R\lambda}^{1,5} (1 - T_{As\lambda}) F_A C_{A\lambda} \quad (76)$$

As diferenças básicas entre a equação (76) e aquela de Justus e Paris (1985) estão no expoente 1,5 sobre a transmitância de Rayleigh e na introdução de um fator de correção espectral $C_{A\lambda}$.

Bird e Riordan (1986) exprimiram F_A , em função do ângulo zenital e do fator de assimetria ($g=0,65$) da seguinte maneira:

$$F_A = 1 - 0,5 \exp[(fa_1 + fa_2 \cos \theta_Z) \cos \theta_Z] \quad (77)$$

Os fatores fa_1 e fa_2 foram assim expressos:

$$fa_1 = [1,459 + (0,1595 + 0,4129 f_g) f_g] f_g \quad (78)$$

$$fa_2 = [0,0783 + (-0,3824 - 0,5874 f_g) f_g] f_g \quad (79)$$

$$f_g = \ln(1 - g) \quad (80)$$

O fator de correção espectral foi definido como:

$$C_{A\lambda} = \begin{cases} (\lambda + 0,55)^{1,8}; & \lambda \leq 0,45 \mu\text{m} \\ 1,0; & \lambda > 0,45 \mu\text{m} \end{cases} \quad (81)$$

A equação de Gueymard (1995) para a irradiância difusa devido ao espalhamento por aerossóis se assemelha à de Justus e Paris (1985), com uma pequena ressalva:

$$I_{dA\lambda} = I_{0\lambda} R^{-2} \cos \theta_Z \Gamma_{O\lambda} T_{G\lambda} T_{W\lambda} T_{Aa\lambda} T_{R\lambda} (1 - T_{As\lambda}) F_{A\lambda} \quad (82)$$

Gueymard (1995) assumiu, em seu trabalho, a fração $F_{A\lambda} = F_{As} F_{Am}$, na qual se incluem os efeitos do espalhamento simples (F_{As}) e do espalhamento múltiplo (F_{Am}). O primeiro termo foi definido igualmente às expressões (77)-(80) de Bird e Riordan (1986), diferenciando-se porém nos valores do fator de assimetria (g).

O fator de assimetria é uma chave ótica característica dos aerossóis. O modelo adotado por Gueymard (1995) foi derivado dos dados de Shettle e Fenn (1979), cuja parametrização é de difícil modelagem, devido à dependência do comprimento de onda e da

umidade relativa, segundo a fórmula:

$$g = \max \left\{ 0,99; \left[\sum_{i=0}^4 \left(\sum_{j=0}^2 \kappa_{ij} UR^j \right) \lambda^i \right] \right\} \quad (83)$$

O coeficiente κ é dado na **Tabela 4**.

Tabela 4. Parâmetros da equação (83), utilizada na estimativa do fator de assimetria

Coeficiente	Aerossol de referência			
	<i>Rural</i>	<i>Urbano</i>	<i>Marinho</i>	<i>Troposférico</i>
κ_{00}	7,5831e-01	6,5473e-01	7,7681e-01	7,7544e-01
κ_{01}	9,5376e-04	6,0975e-04	-2,7558e-03	-3,1632e-03
κ_{02}	-2,3126e-06	-4,3907e-05	-3,6350e-05	3,5770e-05
κ_{10}	6,5007e-02	1,0582e-02	-3,0700e-01	-2,3927e-03
κ_{11}	-1,9238e-02	-2,0473e-02	5,5554e-03	-3,8837e-03
κ_{12}	1,6785e-04	1,9499e-04	-4,0140e-05	2,8519e-05
κ_{20}	-2,5092e-02	7,2283e-02	1,1744e-01	-9,6464e-03
κ_{21}	1,5397e-02	1,3209e-02	3,7471e-04	5,8684e-04
κ_{22}	-1,3813e-04	-1,3393e-04	-1,5242e-06	-4,3942e-06
κ_{30}	-4,7607e-04	-3,3056e-02	-7,4695e-03	0,0000e+00
κ_{31}	-4,0963e-03	-3,0744e-03	-1,0596e-03	0,0000e+00
κ_{32}	3,6814e-05	3,1910e-05	6,5979e-06	0,0000e+00
κ_{40}	7,4163e-04	3,6485e-03	-1,3810e-03	0,0000e+00
κ_{41}	3,5332e-04	2,4708e-04	1,7037e-04	0,0000e+00
κ_{42}	-3,1460e-06	-2,5440e-06	-1,0431e-06	0,0000e+00

Gueymard (1995)

Gueymard (1995) obteve o segundo termo (F_{Am}) por meios indiretos. Primeiramente isolou esse termo, utilizando simulações comparativas (combinações de diferentes atmosferas e ângulos zenitais) entre as equações de Justus e Paris (1985) e de Bird e Riordan (1986) com os códigos rigorosos de transferência radiativa. E finalmente o modelou com as seguintes condições:

$$F_{Am\lambda} = \begin{cases} \exp \left[- \left(\frac{\tau_{As\lambda} - 0,2}{\sigma_A} \right)^{\zeta_A} \right]; & \tau_{As\lambda} > 0,2 \\ 1; & \tau_{As\lambda} \leq 0,2 \end{cases} \quad (84)$$

$$\text{onde } \sigma_A = \max \left\{ 1; [3,5 - (4,53 - 0,82\tau_{As\lambda}) \cos \theta_Z + (8,26 - 6,02\tau_{As\lambda}) \cos^2 \theta_Z] \right\} \quad (85)$$

$$\text{e } \zeta_A = -0,5 + \exp \left[0,24 \max (0,07; \cos \theta_Z)^{-1,24} \right] \quad (86)$$

2.3.2.3 Componente devido às reflexões múltiplas

Conforme Iqbal (1983), ao chegarem à superfície as irradiâncias direta e difusa são parcialmente refletidas de volta ao espaço, após a primeira passagem através da atmosfera. Esta radiação ascendente é também parcialmente refletida pela atmosfera em direção à superfície, processo que continua indefinidamente enquanto houver fluxo radiante (**Figura 7**).

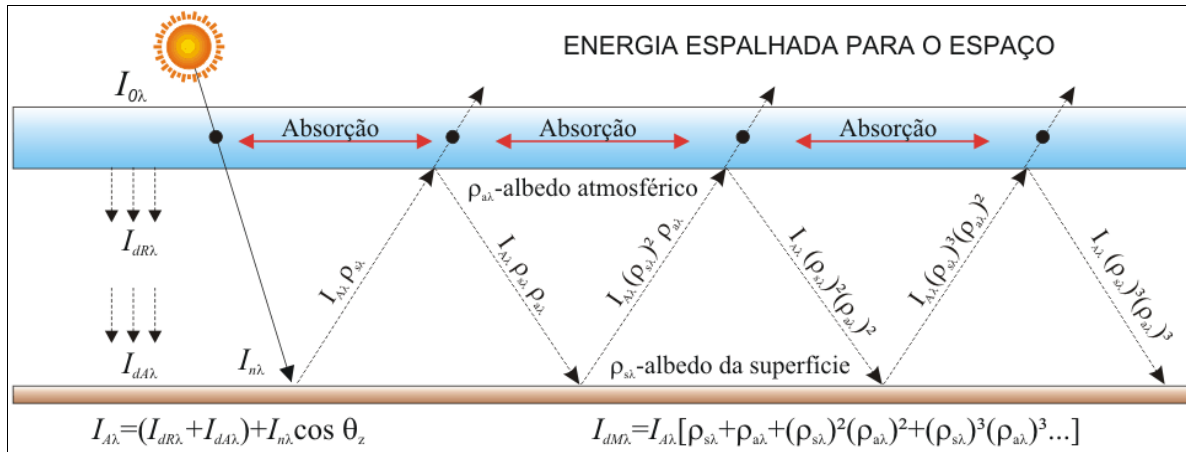


Figura 7. Processos envolvidos nas reflexões múltiplas (Iqbal, 1983)

As alternâncias de desvio de fluxo por reflexões múltiplas resultam em uma terceira componente, que contribui para a radiação difusa. Brine e Iqbal (1983) representam esta componente como:

$$I_{dM\lambda} = \rho_{a\lambda}\rho_{s\lambda}(I_{b\lambda} + I_{dR\lambda} + I_{dA\lambda}) / (1 - \rho_{a\lambda}\rho_{s\lambda}) \quad (87)$$

O albedo da superfície, $\rho_{s\lambda}$, é assumido por Brine e Iqbal (1983) como independente do comprimento de onda, enquanto o albedo atmosférico, $\rho_{a\lambda}$, é definido como:

$$\rho_{a\lambda} = T'_{O\lambda} T'_{W\lambda} T'_{G\lambda} [0,5(1 - T'_{R\lambda}) T'_{A\lambda} + 0,22(1 - T'_{A\lambda}) T'_{R\lambda} \omega_0] \quad (88)$$

Os apóstrofes sobre todas as transmitâncias são indicativos de que o

albedo foi avaliados à massa ótica de 1,9, convenção que, segundo Brine e Iqbal (1983), se deve aos bons ajustes com resultados teóricos. O termo $0,5(1-T_{R\lambda})T_{A\lambda}$, da equação (88) representa a fração da radiação ascendente refletida para a superfície devido à atmosfera de Rayleigh. O outro termo, $0,22(1-T_{A\lambda})T_{R\lambda}\omega_0$, representa a fração da radiação ascendente refletida para a superfície devido ao efeito dos aerossóis. O fator 0,22 é a fração de retroespalhamento efetivo avaliado à massa ótica de 1,9. Em outras palavras, $(1+F_A)=(1-0,78)=0,22$, conforme Brine e Iqbal (1983).

A metodologia de Justus e Paris (1985) para este último componente é:

$$I_{dM\lambda} = \rho_{a\lambda}[\rho_{b\lambda}I_{b\lambda} + \rho_{d\lambda}(I_{dR\lambda} + I_{dA\lambda})]/(1 - \rho_{a\lambda}\rho_{d\lambda}) \quad (89)$$

Estes autores trabalham as refletâncias da superfície direta ($\rho_{b\lambda}$) e difusa ($\rho_{d\lambda}$) separadamente, e ainda definem o albedo atmosférico como:

$$\rho_{a\lambda} = T'_{W\lambda}T'_{G\lambda}T'_{A\lambda}[0,5(1-T'_{R\lambda}) + (1-F'_{A\lambda})(1-T'_{As\lambda})T'_{R\lambda}] \quad (90)$$

Conforme estes autores, as expressões (89) e (90) são consistentes com (87) e (88), de Brine e Iqbal (1983), exceto o albedo da superfície e a transmitância $T_{O\lambda}$. Justus e Paris (1985) justificaram a introdução de $\rho_{b\lambda}$ e $\rho_{d\lambda}$, assumindo a dependência do ângulo zenital; e justificaram também a supressão de $T_{O\lambda}$, admitindo que a reflexão para a superfície ocorre antes que haja uma absorção significativa pelo ozônio. E no mais, a massa ótica de referência, tomada por Justus e Paris (1985), no cálculo do albedo atmosférico, equivale a $3^{1/3}$.

O método de Bird e Riordan (1986), que determina a contribuição das múltiplas reflexões para a irradiância difusa, também se assemelha ao método de Brine e Iqbal (1983). Assim:

$$I_{dM\lambda} = \rho_{a\lambda}\rho_{s\lambda}(I_{b\lambda} + I_{dR\lambda} + I_{dA\lambda})C_{A\lambda}/(1 - \rho_{a\lambda}\rho_{s\lambda}) \quad (91)$$

As diferenças, porém, estão na aplicação do fator de correção espectral, $C_{A\lambda}$, equação (81), e na forma de avaliar o albedo atmosférico à massa ótica de 1,8:

$$\rho_{a\lambda} = T'_{O\lambda}T'_{W\lambda}T'_{A\lambda}[0,5(1-T'_{R\lambda}) + (1-F'_{A\lambda})(1-T'_{As\lambda})T'_{R\lambda}] \quad (92)$$

Bird e Riordan (1986) não justificaram a omissão da transmitância devido

à absorção pela mistura uniforme de gases ($T_{G\lambda}$).

Gueymard (1995) assume a componente atribuída às reflexões múltiplas, igualmente à equação (89) de Justus e Paris (1995), porém o albedo atmosférico é avaliado à massa ótica de 1,66, e fica assim representado:

$$\rho_{a\lambda} = T'_{W\lambda} T'_{G\lambda} T'_{Aa\lambda} T'_{NO_2\lambda} \left[(1 - F'_R)(1 - T'_{R\lambda}) S_{O\lambda} (T'_{As\lambda})^{0,5} + (1 - F'_A)^{0,9} (1 - T'^2_{As\lambda}) \right] \quad (93)$$

onde

$$S_{O\lambda} = \begin{cases} \exp[-10^5(4,8344 + 23,088q_o)(\lambda - 0,38)^{5,8}]; & \lambda \leq 0,38 \mu\text{m} \\ 1; & \lambda > 0,38 \mu\text{m} \end{cases} \quad (94)$$

Gueymard (1995) explica o uso da equação (93), justificando que os modelos anteriores (Brine e Iqbal, 1983; Justus e Paris, 1985; e Bird e Riordan, 1986) tendem a gerar um albedo atmosférico incorreto na região da ultravioleta devido à fraca resposta do ozônio na transmitância da radiação difusa.

2.3.3 Irradiância global

Finalmente, a irradiância global é calculada pela soma da irradiância direta com a irradiância difusa:

$$I_{g\lambda} = I_{b\lambda} + I_{d\lambda} \quad (95)$$

Desta forma, Iqbal (1983) sugere que os valores monocromáticos das irradiâncias direta, difusa e global podem ser integrados separadamente para obter os valores da banda-larga (ultravioleta, visível, infravermelho e total).

2.4 Modelagem paramétrica da irradiância solar

Da mesma forma, a radiação sobre todo o espectro pode ser computada ou por integração sobre o completo espectro solar ou pelo método que se chama aproximação da banda-larga (parametrização). Devido ao enorme tempo gasto pelos modelos espectrais para

estimar a radiação solar sobre todo o espectro, foram desenvolvidas equações de transmitâncias simples para cada constituinte atmosférico abrangendo a faixa espectral de interesse, no sentido de minimizar o tempo de computação (Iqbal, 1983; Gueymard, 1989a; etc.).

Estes modelos, segundo Gueymard (1993a), são um misto entre os modelos físicos (espectrais) e empíricos (estatísticos), uma vez que os modelos paramétricos são derivados de códigos espectrais rigorosos e apoiados em técnicas estatísticas (ajustes).

A idéia básica do modelo espectralmente integrado é apresentada por Iqbal (1983). Cada constituinte atmosférico que influencia de forma direta na radiação solar é tratado separadamente dentro de todo o espectro. De modo que a transmitância média (T) do agente atenuante i é definida como:

$$T_i = \frac{\int_0^{\infty} I_{0\lambda} \exp(-m_i \tau_{i\lambda}) d\lambda}{\int_0^{\infty} I_{0\lambda} d\lambda} \quad (96)$$

A transmitância média individual, resultante da equação (96), pode ser parametrizada em função da massa (m_i) e da espessura (τ_i) óticas.

Molineaux e Ineichen (1996) mostram que, em teoria, as transmitâncias simples dos modelos paramétricos devem ser consideradas interdependentes e não independentes, como são atualmente consideradas.

Estes autores consideram uma atmosfera estratificada em n camadas homogêneas, de modo que a transmitância média do i -ésimo fator atenuante pode ser escrita como:

$$T_i = \frac{\int_0^{\infty} I_{0\lambda} \exp(-\sum_{j=1}^i m_j \tau_{j\lambda}) d\lambda}{\int_0^{\infty} I_{0\lambda} \exp(-\sum_{j=1}^{i-1} m_j \tau_{j\lambda}) d\lambda} \quad (97)$$

Molineaux e Ineichen (1996) provam que a equação (97) está em perfeita concordância com a equação (96), principalmente para o primeiro fator atenuante. Porém a transmitância dos fatores subseqüentes ficam dependentes da transmitância de todos os outros fatores antecedentes. Mesmo sabendo que na atmosfera todos os efeitos atenuantes ocorrem simultaneamente, a equação (97) perde alguns de seus significados físicos, mas não perde, porém,

a sua validade. Neste sentido, a transmitância média individual não depende da ordem dos fatores atenuantes; além disso a equação (97) é válida para dois ou mais processos atmosféricos que se sucedem na mesma ou em outras camadas atmosféricas.

Na literatura são encontrados muitos modelos paramétricos, que diferem entre si, com expressões algébricas tanto para transmitâncias como para a absortância. Como exemplo, Iqbal (1983) apresenta três modelos básicos de banda-larga, denominados Modelo A, Modelo B e Modelo C, envolvendo as estimativas das radiações direta, difusa e global, na faixa entre 290 a 4000 nm.

Gueymard (1993a) fez um estudo crítico da performance de 11 modelos paramétricos, incluindo os modelos A, B e C de Iqbal (1983), dentre os quais o modelo C foi um dos destaques na estimativa da radiação global.

Wong *et al.* (2001) fizeram uma revisão detalhada dos modelos sobre radiação solar e concluíram que o Modelo C de Iqbal (1983) mostrou-se bastante satisfatório para os propósitos comuns de engenharia e climatologia.

Além dos modelos acima citados, também existem os modelos paramétricos específicos para bandas espectrais, como a radiação UV-B (Nuñez *et al.*, 1994), para a radiação fotossinteticamente ativa (Gueymard, 1989a; Gueymard, 1989b; Alados-Arboledas *et al.*, 2000) e infravermelha próxima (Gueymard, 1989b).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Derivação do modelo para a radiação ultravioleta

A derivação do presente modelo baseia-se nos trabalhos de Iqbal (1983), Brine e Iqbal (1983), Justus e Paris (1985), Bird e Riordan (1986), Gueymard (1989a, 1989b e 1995) e Molineaux e Ineichen (1996). As simulações foram feitas com a planilha eletrônica Microsoft® Excel, enquanto as funções e seus parâmetros foram gerados com o software Microcal™ Origin®.

Neste trabalho, a atmosfera é idealizada conforme a **Figura 8**, ou seja, um plano-paralelo subdividido em 4 camadas individuais e homogêneas, contendo ozônio, ar seco, nuvens e aerossóis. Essa configuração permite que as transmitâncias sejam calculadas como interdependentes e não-simultâneas. Desse modo, a absorção pelo ozônio deve ocorrer antes de qualquer espalhamento (Molineaux e Ineichen 1996).

Green (1964), Lacis e Hansen (1974) e Hansen (1984) asseguram que o espalhamento de Rayleigh, acima da camada de ozônio, é muito fraco quando comparado com a absorção causada pelo ozônio. Assim, a maioria do espalhamento molecular ocorre abaixo da camada de ozônio; isto implica que a baixa atmosfera atua principalmente como uma camada refletora (Lacis e Hansen, 1974).

Segundo Herman *et al.* (1999), quando os aerossóis são incluídos na estimativa da irradiância UV, supõe-se que a espessura geométrica desta camada seja relativamente fina, cerca de 1 km, a uma altitude aproximada de 3 km.

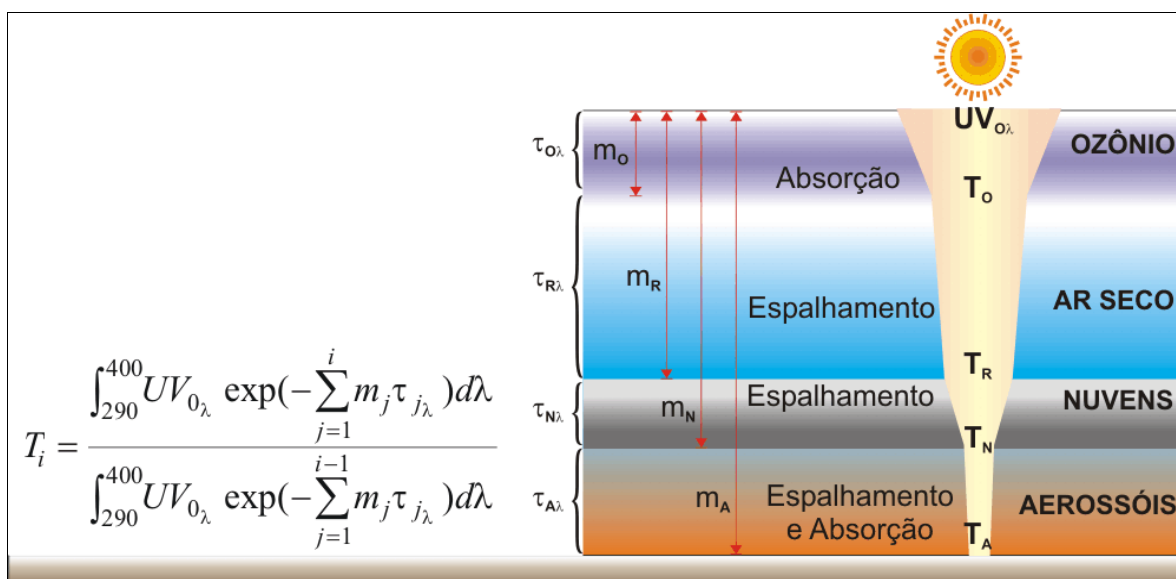


Figura 8. Atmosfera em camadas paralelas, com densidade uniforme e homogênea

3.1.1 Irradiância ultravioleta direta

Levando em conta os processos de atenuação que ocorrem entre 290 e 400 nm, a irradiância espectralmente integrada que incide diretamente sobre uma superfície horizontal do solo pode ser representada, de acordo com a equação (56) e a Figura 8, na forma:

$$UV_b = UV_0 R^{-2} \cos \theta_z T_o T_R T_N T_A \quad (98)$$

onde T_o , T_R , T_N e T_A são as respectivas transmitâncias médias devido à absorção pelo ozônio, ao espalhamento molecular e à extinção por nuvens e aerossóis; R^{-2} é a correção da distância média orbital; UV_0 é a irradiância solar ultravioleta no topo da atmosfera; e θ_z é o ângulo zenital.

Os processos de extinção devido ao vapor d'água e à mistura uniforme de gases foram omitidos na equação (98) por não participarem diretamente da transmitância na região ultravioleta.

O espectro de VanHoosier *et al.* (1988), com 2800 intervalos de comprimentos de onda (120 |0,1| 400 nm), foi adotado como fonte para este trabalho. UV_0 é uma função direta da constante solar e da distância média Terra-Sol e equivale à irradiância integrada entre 290 e 400 nm, ou seja:

$$UV_0 = \int_{290}^{400} UV_{0\lambda} d\lambda = 100,06 \text{ Wm}^{-2} \quad (99)$$

o que corresponde a 7,32% da constante solar.

3.1.1.1 Parametrização da transmitância média do ozônio

Admitindo-se que o ozônio seja a primeira camada que afeta significativamente a radiação ultravioleta e aceitando as argumentações de Molineaux e Ineichen (1996), a transmitância média deste gás pode ser escrita da seguinte forma:

$$T_o = \frac{\int_{290}^{400} UV_{0\lambda} \exp(-m_o \tau_{o\lambda}) d\lambda}{\int_{290}^{400} UV_{0\lambda} d\lambda} \quad (100)$$

A espessura ótica do ozônio foi determinada conforme a equação (36), utilizando os coeficientes espectrais de absorção transversal ($\text{cm}^2 \text{molécula}^{-1}$) tabulados por Daumont *et al.* (1992) a 273 K.

Embora, na prática, a modelagem da transmitância seja difícil e bastante trabalhosa, requerendo procedimentos físicos e estatísticos muito complexos, é possível, através de simulações com a equação (100), e usando-se valores de m_o entre 0,8 e 12 e de q_o entre 0,2 e 0,4, obter resultados de alta precisão e tornar a modelagem menos trabalhosa (Figura 9).

Com base nos dados de entrada e nos resultados das simulações, a transmitância média, devido à absorção pelo ozônio, pôde ser parametrizada no seguinte modelo:

$$T_o = \exp \left\{ -m_o q_o \left[-0,0038 + \frac{2,5}{1 + \exp \left[\frac{\ln(m_o q_o) + 3,1623}{1,3461} \right]} \right] \right\} \quad (101)$$

A equação (101) é processada de modo mais rápido que a equação (100), por se encontrar desvinculada espectralmente do comprimento de onda. Na equação (101), a variável m_o pode ser estimada via equação (33), e q_o pela equação de Van Heuklon (1979) ou recuperada, via *internet*, a partir dos dados adquiridos pela sonda TOMS².

² http://toms.gsfc.nasa.gov/teacher/ozone_overhead.html

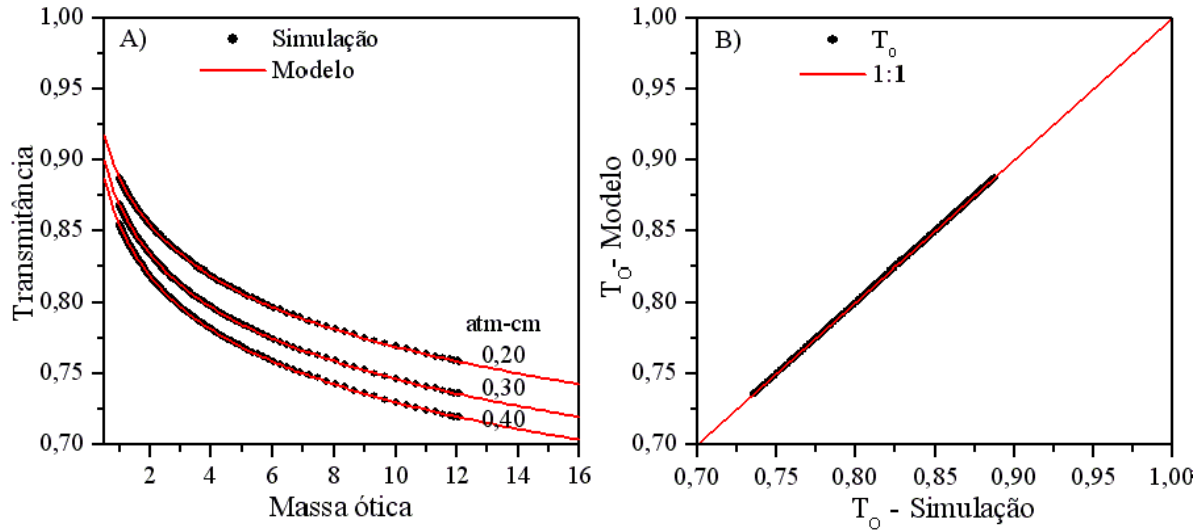


Figura 9. Modelagem de T_O com base em resultados simulados

3.1.1.2 Parametrização da transmitância média de Rayleigh

A radiação solar, após atravessar a camada de ozônio e sofrer absorção seletiva, ainda fica à mercê das moléculas de ar seco, que continuamente afetam a irradiância direta por um fenômeno chamado de espalhamento molecular. Dessa forma, a transmitância média, ao longo da segunda camada atmosférica, é analiticamente representada como:

$$T_R = \frac{\int_{290}^{400} UV_{0\lambda} \exp(-m_o \tau_{o\lambda} - m_r \tau_{R\lambda}) d\lambda}{\int_{290}^{400} UV_{0\lambda} \exp(-m_o \tau_{o\lambda}) d\lambda} \quad (102)$$

Nesta etapa, a espessura ótica Rayleigh τ_r , foi calculada com as equações (34) (Penndorf, 1957) e (35) (Edlen, 1966), recomendadas por Kasten (1995) e Teillet (1990).

Adotando o mesmo princípio anterior e simulando $m_r=0,8$ até 38 e $q_o=0,2$ até 0,4, na expressão (102), foi possível equacionar a transmitância média para a atmosfera de Rayleigh, em função da massa ótica e da espessura da camada de ozônio, na forma:

$$T_R = \exp \left\{ -m_R \left[f_1(q_o) + \frac{f_2(q_o) - f_1(q_o)}{1 + \exp \left[\frac{\ln(m_R q_o) - f_3(q_o)}{f_4(q_o)} \right]} \right] \right\} \quad (103)$$

Os parâmetros $f_1(q_o)$ até $f_4(q_o)$ são funções ajustadas exponencialmente na

seguinte ordem:

$$f_1(q_o) = 0,3063 + 0,0393 \cdot \exp(-q_o/0,3807) \quad (104)$$

$$f_2(q_o) = 0,6313 + 0,0456 \cdot \exp(-q_o/0,2736) \quad (105)$$

$$f_3(q_o) = 2,1157 - 3,1603 \cdot \exp(-q_o/0,2986) \quad (106)$$

$$f_4(q_o) = 1,8899 - 0,5274 \cdot \exp(-q_o/0,4327) \quad (107)$$

O resultado desta simulação, juntamente com o ajuste da transmitância Rayleigh, em função da massa ótica e da quantidade de ozônio, é apresentado na **Figura 10**.

A transmitância Rayleigh responde fracamente à variação da camada de ozônio, sendo, no entanto, é fortemente afetada pela massa ótica m_R , que deve ser calculada com o modelo de Kasten e Young (1989) e corrigida para a pressão atmosférica da estação.

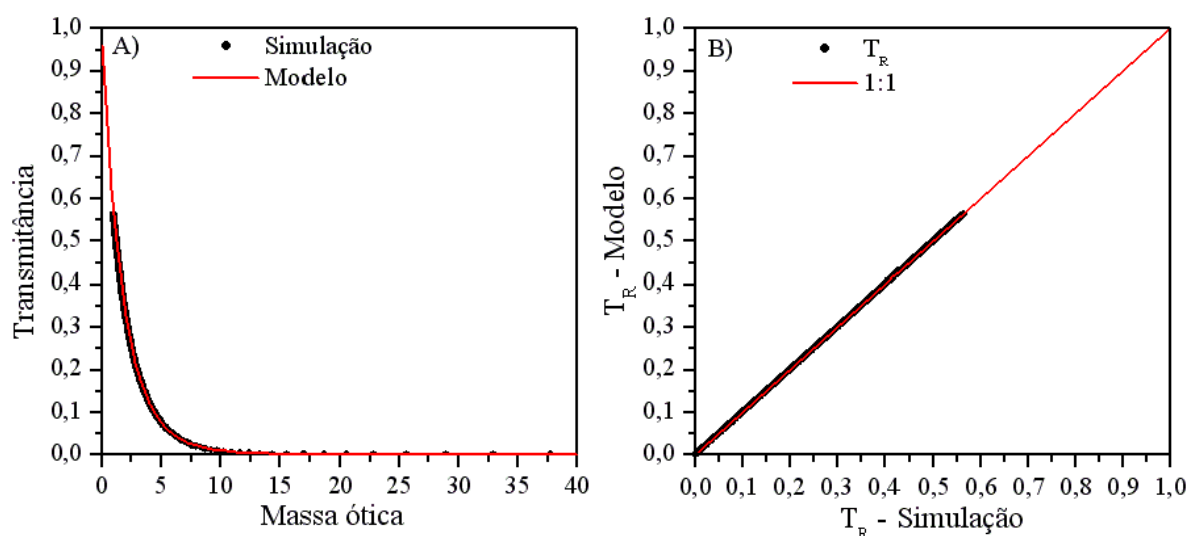


Figura 10. Modelagem de T_R com base em resultados simulados

3.1.1.3 Parametrização da transmitância média das nuvens

Na presença de nuvens, a intensidade da irradiância direta depende tanto dos tipos de nuvens quanto da distribuição geométrica delas no céu. O problema parece ser complicado, mas é possível identificar as condições do céu, com um acerto de 95% de

probabilidade, assumindo-se diferentes níveis de exposição solar (Assunção e Escobedo, 2003).

Esta técnica baseia-se na inversão de funções cumulativas de probabilidade, modeladas a partir das distribuições de frequências do índice de claridade k_t (razão entre as irradiâncias global e extraterrestre) e da transmitância direta T_b (razão entre as irradiâncias direta na horizontal e a extraterrestre), agrupadas em intervalos de massa ótica.

Na condição de sol exposto, é esperado que o índice de claridade sofra variações entre

$$k_{t_{\max}} = \mu(m_a) - \delta(m_a) \ln(1/0,975 - 1) \quad (108)$$

e

$$k_{t_{\min}} = \mu(m_a) - \delta(m_a) \ln(1/0,025 - 1) \quad (109)$$

onde

$$\mu(m_a) = 0,16175 + 0,71628 \exp(-m_a/5,74442) \quad (110)$$

$$\delta(m_a) = 0,04736 - 0,04128 \exp(-m_a/3,82816) \quad (111)$$

Simultaneamente, a transmitância direta (T_b) deve ser superior a:

$$T_{b_{\min}} = 1 - c(m_a) + \ln[-\ln(1-0,05)]/k(m_a) \quad (112)$$

onde

$$c(m_a) = 0,83003 - 0,61911 \exp(-m_a/4,05279) \quad (113)$$

$$k(m_a) = 13,8856 + 24,73072 \exp(-m_a/0,77415) \quad (114)$$

O uso das equações (108), (109) e (112) fundamenta-se na pressuposição de que as oscilações do índice de claridade e da transmitância ocorram apenas pelas variações do ozônio, vapor de água e aerossóis, uma vez que as atenuações devido à mistura uniforme de gases e Rayleigh sejam admitidas como constantes.

Teoricamente, o limite superior de k_t , equação (108), indica uma atmosfera límpida, enquanto seu valor inferior, equação (109), caracteriza céu sem nuvens, mas com atmosfera turbida (alta concentração de aerossóis e vapor d'água). Por exemplo, se, após um determinado instante, o índice de claridade ultrapassar o valor máximo esperado, provavelmente a irradiância solar tenha sofrido intensificação por reflexões múltiplas entre nuvens e a superfície. Esta intensificação proporciona um aumento súbito da irradiância difusa, sem alterar, contudo, a

irradiância direta. Por outro lado, se o índice de claridade atingir valores inferiores aos esperados pela equação (109), isto implica que a irradiância direta foi atenuada por algum tipo de nuvem.

Quando o disco solar se encontra totalmente obscurecido por densas nuvens, o valor esperado para o índice de claridade deve ser inferior a:

$$k'_{i\max} = \alpha(m_a) \sqrt{\ln[1/(1-0,95)]} \beta(m_a) \quad (115)$$

$$\text{onde } \alpha(m_a) = 1,30649 + 0,74763 \exp(m_a / 2,58206) \quad (116)$$

$$\text{e } \beta(m_a) = 0,09919 + 0,14525 \exp(m_a / 3,04931) \quad (117)$$

Assim, quanto mais espessa for a nuvem, menores serão o índice de claridade e a transmitância direta (Figura 11).

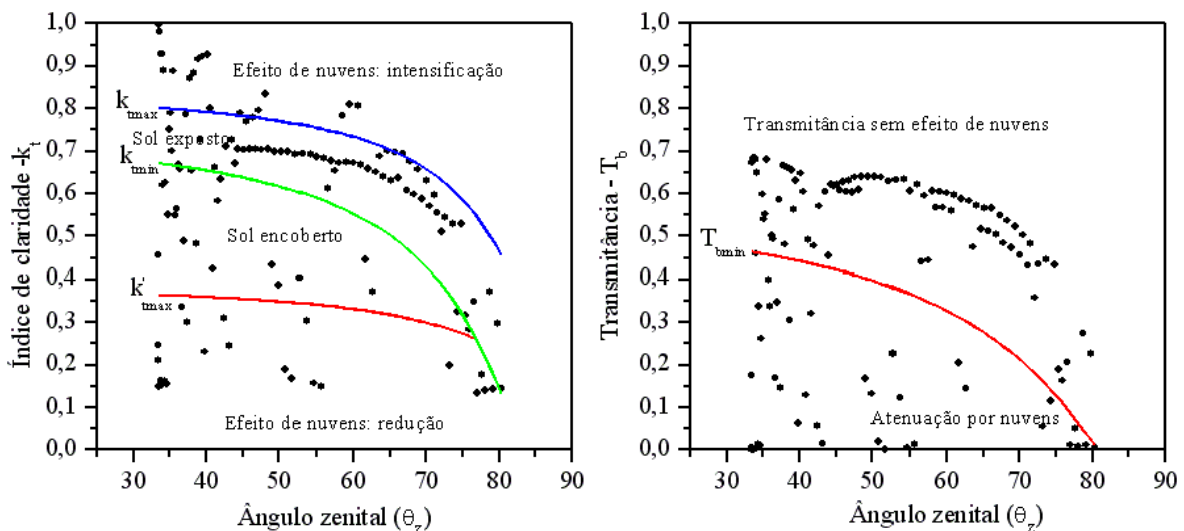


Figura 11. Identificação dos níveis de exposição solar

Diante destes argumentos, é possível estabelecer um valor aproximado para a transmitância média das nuvens (T_{bN}), levando-se em conta a transmitância direta atual (T_b) e a transmitância mínima (T_{bmin}) prevista pela equação (112). Assim sendo, a razão entre a transmitância atual na presença das nuvens e a correspondente transmitância mínima sob céu sem nuvens fica estabelecida como:

$$T_{bN} = \begin{cases} T_b / T_{bmin} ; & T_b < T_{bmin} \\ 1 ; & T_b \geq T_{bmin} \end{cases} \quad (118)$$

Logicamente a equação (118) não representa a transmitância das nuvens para a banda UV. Para isso é necessário converter esta variável, levando em consideração as seguintes argumentações: (1) a atenuação da radiação ultravioleta pelas nuvens pode ser considerada independente do comprimento de onda (Mayer *et al.*, 1998a); (2) as propriedades óticas das nuvens (coeficiente de extinção, albedo do espalhamento simples e o fator de assimetria), parametrizadas por Hu e Stamnes (1993), são aproximadamente constantes com o comprimento de onda, na faixa UV; (3) a absorção pelas nuvens é desprezível na banda UV (Mayer *et al.*, 1998b).

Levando-se em conta os argumentos anteriores e utilizando-se o albedo do espalhamento simples apresentado por Jacobellis *et al.* (1999), a transmitância das nuvens na faixa ultravioleta fica parametrizada como:

$$T_N = \exp\left\{\ln(T_{bN})\left[0,9999 - 0,0005 \exp(0,5 \ln(T_{bN}) / m_N)\right]\right\} \quad (119)$$

Neste caso, as massas óticas (m_a e m_N) são estimadas conforme a equação (29) de Kasten (1965).

3.1.1.4 Parametrização da transmitância média dos aerossóis

A parametrização para este fator parte do princípio de que o céu esteja desprovido de nuvens. Assim, a radiação solar ultravioleta é atenuada apenas por absorção na camada de ozônio, por espalhamento molecular na atmosfera de Rayleigh e por absorção e espalhamento na camada de aerossóis. Após atravessar a camada de aerossóis, a transmitância média desta radiação é representada matematicamente por:

$$T_A = \frac{\int_{290}^{400} UV_{0\lambda} \exp(-m_O \tau_{O\lambda} - m_R \tau_{R\lambda} - m_A \tau_{A\lambda}) d\lambda}{\int_{290}^{400} UV_{0\lambda} \exp(-m_O \tau_{O\lambda} - m_R \tau_{R\lambda}) d\lambda} \quad (120)$$

Na modelagem desta transmitância, a espessura ótica dos aerossóis, $\tau_{A\lambda}$, foi calculada utilizando-se a equação (38). Simulando valores para $m_A=0,8$ até 75, $\beta = 0,01$ até 0,50, $\alpha = 0$ até 2,5 e $q_O=0,2$ até 0,4, dentro da equação (120), a transmitância média devido à atenuação pelos aerossóis ficou assim parametrizada:

$$T_A = \exp \left\{ -m_A \beta \left[f_1(q_o, \alpha) + \frac{f_2(q_o, \alpha) - f_1(q_o, \alpha)}{1 + \exp \left[\frac{\ln(q_o m_A \beta) - f_3(q_o, \alpha, \beta)}{f_4(q_o, \alpha, \beta)} \right]} \right] \right\} \quad (121)$$

A função paramétrica $f_1(q_o, \alpha)$ é representada como:

$$f_1(q_o, \alpha) = a_1(q_o) \exp[a_2(q_o)\alpha] \quad (122)$$

onde

$$a_1(q_o) = 1,0009 - 0,0001 \ln(q_o) \quad (123)$$

$$a_2(q_o) = 0,9176 - 0,0007 \ln(q_o) \quad (124)$$

A função paramétrica $f_2(q_o, \alpha)$ é representada como:

$$f_2(q_o, \alpha) = b_1(q_o) \exp[b_2(q_o)\alpha] \quad (125)$$

onde

$$b_1(q_o) = 0,9993 + 0,0003 \ln(q_o) \quad (126)$$

$$b_2(q_o) = 1,0289 - 0,0070 \ln(q_o) \quad (127)$$

A função paramétrica $f_3(q_o, \alpha, \beta)$ é representada como:

$$f_3(q_o, \alpha, \beta) = c_1(q_o, \alpha) + c_2(q_o, \alpha) \ln(\beta) \quad (128)$$

onde

$$c_1(q_o, \alpha) = \ln[(-0,1109 + 6,1434q_o) + (0,0121 - 0,7256q_o) \exp(\alpha)] \quad (129)$$

$$c_2(q_o, \alpha) = \ln[(2,8716 + 0,0054q_o) - (0,1315 + 0,0002q_o) \exp(\alpha)] \quad (130)$$

A função paramétrica $f_4(q_o, \alpha, \beta)$ é representada como:

$$f_4(q_o, \alpha, \beta) = d_1(\alpha, \beta) + d_2(\alpha, \beta)q_o \quad (131)$$

onde

$$d_1(\alpha, \beta) = d_{11}(\alpha) + d_{12}(\alpha)\beta \quad (132)$$

com

$$d_{11}(\alpha) = 0,9884 - \alpha[0,0073 - \alpha(0,0187 - 0,0121\alpha)] \quad (133)$$

$$d_{12}(\alpha) = -0,0537 + \alpha[0,046 - \alpha(0,1806 - 0,07\alpha)] \quad (134)$$

e

$$d_2(\alpha, \beta) = d_{21}(\alpha) + d_{22}(\alpha)\beta \quad (135)$$

com

$$d_{21}(\alpha) = 0,1316 + \alpha[0,0019 + \alpha(0,0122 - 0,0096\alpha)] \quad (136)$$

$$d_{22}(\alpha) = -0,0029 - \alpha[0,0014 + \alpha(0,1285 - 0,0363\alpha)] \quad (137)$$

A massa ótica relativa dos aerossóis, m_A , pode ser comparada à da água, uma vez que a concentração máxima de ambos encontra-se nos primeiros 3 km de altitude (Gueymard, 1989a, 1989b).

Embora a equação (121) exija parâmetros muito complexos em sua estrutura, porém esta desvantagem é tecnicamente compensada em precisão numérica (vejam-se os resultados simulados e o modelo da transmitância média dos aerossóis na **Figura 12**).

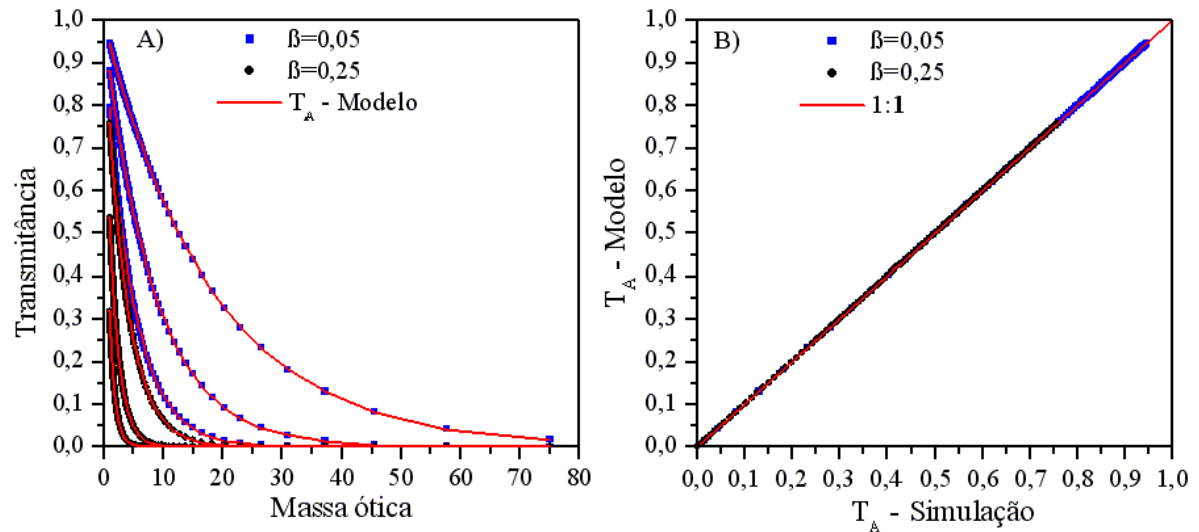


Figura 12. Modelagem de T_A com base em resultados simulados

Como em qualquer técnica de obtenção da espessura ótica dos aerossóis, o céu deve estar livre de nuvens (Gueymard e Vignola, 1998; Martínez-Lozano *et al.*, 1998; Pedrós *et al.*, 1999; Utrillas *et al.*, 2000), neste trabalho assumiu-se que α seja obtido com o uso da equação (49), e β a partir da espessura ótica dos aerossóis (τ_A), tomada a um efetivo comprimento de onda, λ_e , adotando-se o método de Pinazo *et al.*(1995).

O método de determinação da espessura ótica dos aerossóis, desenvolvido por Pinazo *et al.* (1995), deve ser usado concomitantemente com as equações (109), (108) e (112), tendo como variáveis de entrada o índice de claridade (k_t), a fração direta (k_b) e a massa ótica (m_a). Caso o valor de k_t esteja fora da condição de sol exposto, k_b deve assumir um dos valores, conforme a regra a baixo:

$$k_b = \begin{cases} T_b/k_{t\max} ; k_t > k_{t\max} \\ T_{b\min}/k_{t\min} ; k_t < k_{t\min} \end{cases} \quad (138)$$

Inserindo o valor apropriado de k_b , na equação (43), obtém-se a espessura ótica dos aerossóis a um comprimento de onda efetivo de 0,545 μm . Conseqüentemente, o coeficiente de turbidez de Ångström é convertido para o comprimento de onda 0,37 μm :

$$\beta = \tau_A 0,545^{1,3-\alpha} 0,37^\alpha \quad (139)$$

O comprimento de onda 0,37 μm , neste caso, é um valor médio que melhor representa a banda-larga ultravioleta.

3.1.2 Irradiância ultravioleta difusa

Ao atravessar a atmosfera, irradiância ultravioleta direta é atenuada por absorção e por espalhamento. Enquanto a absorção promove o aquecimento da atmosfera, o processo de espalhamento dá origem à irradiância difusa.

Antes de atingir a superfície, a irradiância difusa (UV_d), dentro das possíveis condições atmosféricas, tem origem em três processos de difusão, a saber: difusão molecular (ou Rayleigh), difusão por nuvens e difusão por aerossóis (**Figura 13**).

As irradiâncias direta e difusas atmosféricas, após atingirem a superfície, são intensificadas por uma infinita série de inter-reflexões entre a superfície e a atmosfera, dando origem ao processo de difusão por reflexões múltiplas.

Levando-se em conta cada um destes princípios, a irradiância difusa pode ser equacionada como:

$$UV_d = UV_{dR} + UV_{dN} + UV_{dA} + UV_{dM} \quad (140)$$

Os subscritos R, N, A e M representam, respectivamente, as contribuições advindas das componentes Rayleigh (molecular), nuvens, aerossóis e reflexões múltiplas.

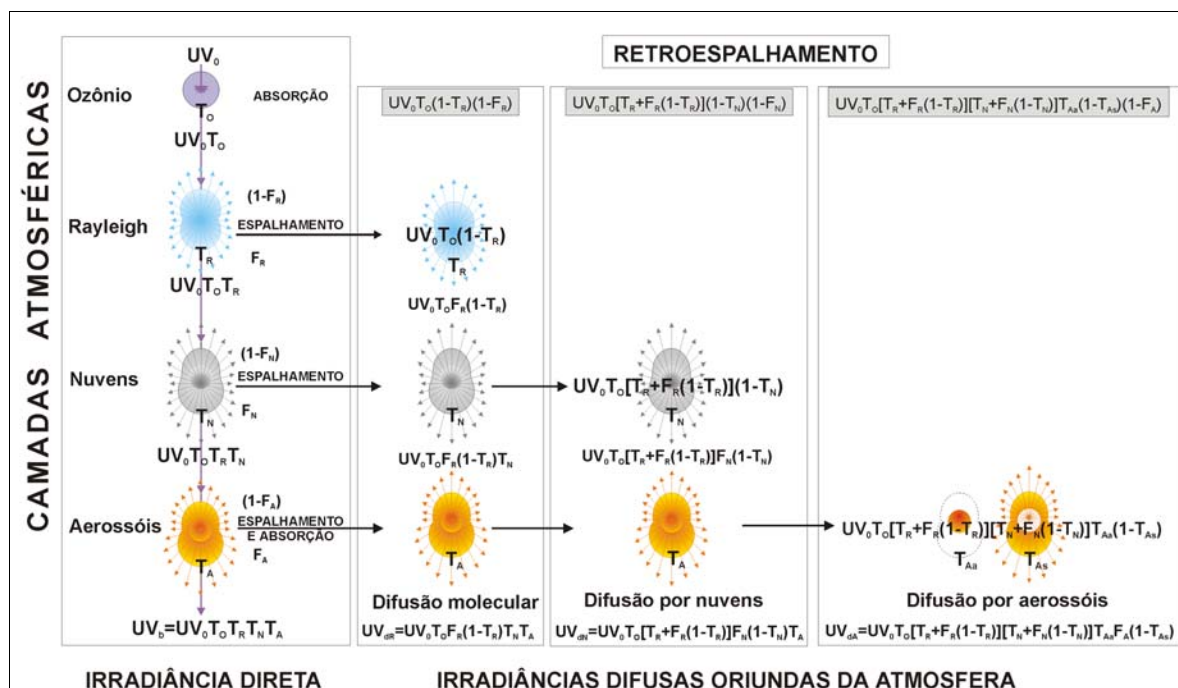


Figura 13. Origem das irradiâncias difusas atmosféricas

3.1.2.1 Processo de difusão molecular

Com base na **Figura 13**, é fácil deduzir que a irradiância direta ao atravessar a atmosfera de Rayleigh sofre espalhamento contínuo devido às moléculas de ar seco. O espalhamento total $(1 - T_R)$ ocorre tanto no sentido do fluxo (F_R) como no sentido oposto $(1 - F_R)$. Assim, a irradiância difundida nesta camada é posteriormente transmitida através das nuvens (quando houver) e dos aerossóis. Na superfície, a irradiância difusa oriunda do espalhamento molecular pode ser resumida na seguinte fórmula:

$$UV_{dR} = UV_0 R^{-2} \cos \theta_Z T_o F_R (1 - T_R) T_N T_A \quad (141)$$

Nesta expressão, a fração de espalhamento efetivo na direção do fluxo radiante é assumida como: $F_R = 0,5 F_{Rm}$; de modo que F_{Rm} seja obtida a partir da equação (70), fazendo-se $\tau_R = -\ln(T_R) / m_R$.

3.1.2.2 Processo de difusão por nuvens

Em uma atmosfera limpa e sem nuvens, o fator que governa a densidade de fluxo radiante é a elevação solar, isto porque, teoricamente, a irradiância direta predomina sobre a difusa. No entanto, à medida que as nuvens obscurecem uniformemente o disco solar, o efeito difusor causado por elas se intensifica, havendo, neste caso, predomínio da irradiância difusa. Daí, conclui-se que a intensidade da irradiância difusa, chegando à superfície da Terra, depende principalmente da elevação solar e da fração de cobertura por nuvens.

O processo de difusão causado por nuvens é um problema altamente complexo, pois requer dados sobre as propriedades físicas das nuvens e ainda envolve soluções das equações de transferência radiativa (Liou, 1980; Hu e Stamnes, 1993).

Conforme o esquema da **Figura 13**, admitindo a presença de uma camada uniforme de nuvens imediatamente abaixo da atmosfera de Rayleigh, as transmitâncias direta ($T_O T_R$) e difusa [$T_O F_R (1 - T_R)$], provenientes da camada anterior, ao atravessar as nuvens são difundidas quase-isotropicamente por espalhamento múltiplo. Uma parte desta interação retorna para o espaço na forma difusa e a outra parte dirige-se para a superfície nas formas direta e difusa. Conseqüentemente estas irradiâncias são transmitidas através da camada de aerossóis até a superfície.

A dedução deste complexo mecanismo leva a uma solução aparentemente simples e consistente para a irradiância difusa oriunda das nuvens, na forma:

$$UV_{dN} = UV_0 R^{-2} \cos \theta_Z T_O [T_R + F_R (1 - T_R)] F_N (1 - T_N) T_A \quad (142)$$

Pela **Figura 13**, nota-se que a fração do espalhamento na direção do fluxo radiante (F_N) é a razão entre a transmitância difusa efetiva das nuvens (T_{dN}), na direção do fluxo, e o espalhamento total ocorrido nesta camada, ou seja:

$$F_N = \frac{T_{dN}}{T_O [T_R + F_R (1 - T_R)] (1 - T_N)} \quad (143)$$

A determinação exata de T_{dN} envolve cálculos de transferência radiativa com valores precisos das propriedades óticas das nuvens (coeficiente de extinção, albedo do

espalhamento simples e função de fase). Alternativamente, o valor de T_{dN} pode ser aproximado pela função derivada do índice de claridade (k_t), da fração difusa (k_d) e da transmitância das nuvens (T_N), com base no trabalho de Kasten e Czeplak (1980):

$$T_{dN} = k_t k_d (1 - T_N^2) \quad (144)$$

3.1.2.3 Processo de difusão por aerossóis

Ainda com base na **Figura 13**, considerando-se a presença das três camadas anteriores, as transmitâncias direta ($T_O T_R T_N$) e difusa $\{T_O [T_R + F_R (1 + T_R)] F_N (1 - T_N)\}$ provenientes das nuvens são atenuadas pelos aerossóis, por absorção e espalhamento. Dessa forma, a contribuição dos aerossóis para irradiância difusa se resume em:

$$UV_{dA} = UV_0 R^{-2} \cos \theta_Z T_O [T_R + F_R (1 - T_R)] [T_N + F_N (1 - T_N)] T_{Aa} F_A (1 - T_{As}) \quad (145)$$

Na prática, é muito difícil separar as componentes T_{Aa} e T_{As} ; no entanto, elas podem ser aproximadas com o uso das seguintes equações:

$$T_{Aa} = \exp[-\tau_A (1 - \omega_0) m_A] \quad (146)$$

$$T_{As} = \exp(-\tau_A \omega_0 m_A) \quad (147)$$

Neste caso, a espessura ótica dos aerossóis é assumida como: $\tau_A = -\ln(T_A)/m_A$, e o albedo do espalhamento simples (ω_0) é calculado com a equação (54), fazendo-se $\lambda = \sqrt{\beta/\tau_A}$.

A fração do espalhamento na direção do fluxo é assumida conforme Gueymard (1995), ou seja: $F_A = F_{As} F_{Am}$. Onde o valor de F_{As} é calculado de acordo com as equações (77)- (80) de Bird e Riordan (1986), adotando-se o fator de assimetria (g) de acordo com a equação (83). O fator F_{Am} é calculado com base nas equações (84)- (86).

A equação (145) é fisicamente consistente, pois a ausência da camada de nuvens ($T_N=1$) não a invalida, uma vez que, o argumento que descreve a contribuição difusa das nuvens fica multiplicado por 1.

Quando o céu se encontra parcialmente nublado, as nuvens densas e dispersas podem refletir a radiação para um ponto onde o radiômetro tem uma "visão" clara do Sol (**Figura 3A e B**, página 32). Deste modo, a luz refletida pela nuvem intensifica a radiação direta. No entanto, esta contribuição é registrada somente como radiação difusa, uma vez que o pireliômetro não detecta reflexões (Suehrcke e McCormick, 1988a).

A equação **(108)** permite estimar o máximo valor esperado para o índice de claridade em uma atmosfera límpida. Isto implica que os valores de k_t , registrados acima do máximo esperado, caracterizam intensificação da irradiância global (ρ_{gN}) devido à sua reflexão nas nuvens. Portanto, esta intensificação fica assim definida:

$$\rho_{gN} = \begin{cases} (k_t - k_{t_{\max}}) / k_{t_{\max}} ; & k_t > k_{t_{\max}} \\ 0 ; & k_t \leq k_{t_{\max}} \end{cases} \quad (150)$$

Apesar de a equação **(150)** derivar-se da irradiância global de banda-larga, a mesma representa uma boa aproximação para a banda ultravioleta, uma vez que as nuvens não refletem significativamente a irradiância solar infravermelha (Stephens e Tsay, 1990).

O albedo da superfície, para a irradiância solar ultravioleta, além de variar com o comprimento de onda, varia também com a latitude, com a sazonalidade, com a cobertura do solo, com a cobertura de nuvens, com a temperatura e umidade do ar e até mesmo com a velocidade do vento (Song, 1998; Liang, 2000; Iziomon e Mayer, 2002).

Na **Tabela 5** são mostrados valores do albedo ultravioleta para diferentes tipos de superfícies, os quais foram obtidos por integração espectral, 290 a 400 nm, a partir dos dados medidos e tabulados por Feister e Grewe (1995). Neste trabalho, adotou-se o gramado como cobertura padrão, uma vez que os sensores radiométricos de referência encontram-se instalados sobre este tipo de superfície.

Tabela 5. Albedo da irradiância ultravioleta global para diferentes superfícies

SUPERFÍCIE	ρ_s	SUPERFÍCIE	ρ_s	SUPERFÍCIE	ρ_s
Aveia	0,018	Beterraba	0,023	Concreto seco	0,129
Pastagem	0,019	Gramado	0,031	Areia da praia	0,196
Centeio	0,020	Solo argiloso	0,062	Neve (2 cm)	0,654
Restolho	0,023	Concreto úmido	0,101	Neve (5 cm)	0,793

Feister e Grewe (1995)

3.1.3 Irradiância ultravioleta global

Dentro deste contexto, a irradiância solar global da banda ultravioleta, integrada entre 290 a 400 nm, fica assim representada:

$$UV_g = UV_b + UV_d \quad (151)$$

3.2 Estrutura do modelo

Devido ao grande número de passos necessários para estimar os níveis de irradiâncias UV, o presente modelo foi estruturado em VBA (*Visual Basic for Application*), podendo ser executado na planilha eletrônica *Microsoft® Excel*.

De acordo com a **Figura 15**, o modelo requer como entrada as variáveis de espaço (latitude, longitude e altitude), as variáveis de tempo (data e hora), e as variáveis meteorológicas (índice de claridade, fração direta, conteúdo de ozônio, umidade relativa e albedo da superfície) adquiridas no local em estudo.

Os valores do índice de claridade e da fração direta são extraídos das seguintes relações radiométricas:

$$k_t = G/G_0 \quad (152)$$

$$k_b = G_b/G \quad (153)$$

onde G é a irradiância global medida sobre uma superfície horizontal (W m^{-2}).

Conseqüentemente, a transmitância direta pode ser avaliada como:

$$T_b = G_b/G_0 = k_t k_b \quad (154)$$

G_0 é a irradiância esperada sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera (W m^{-2}), estimada conforme Iqbal (1983) como:

$$G_0 = I_{sc} R^{-2} \cos \theta_z \quad (155)$$

G_b é a irradiância direta na horizontal (W m^{-2}), definida como:

$$G_b = G_n \cos \theta_z \quad (156)$$

G_n é a irradiância direta na incidência determinada com um pireliômetro.

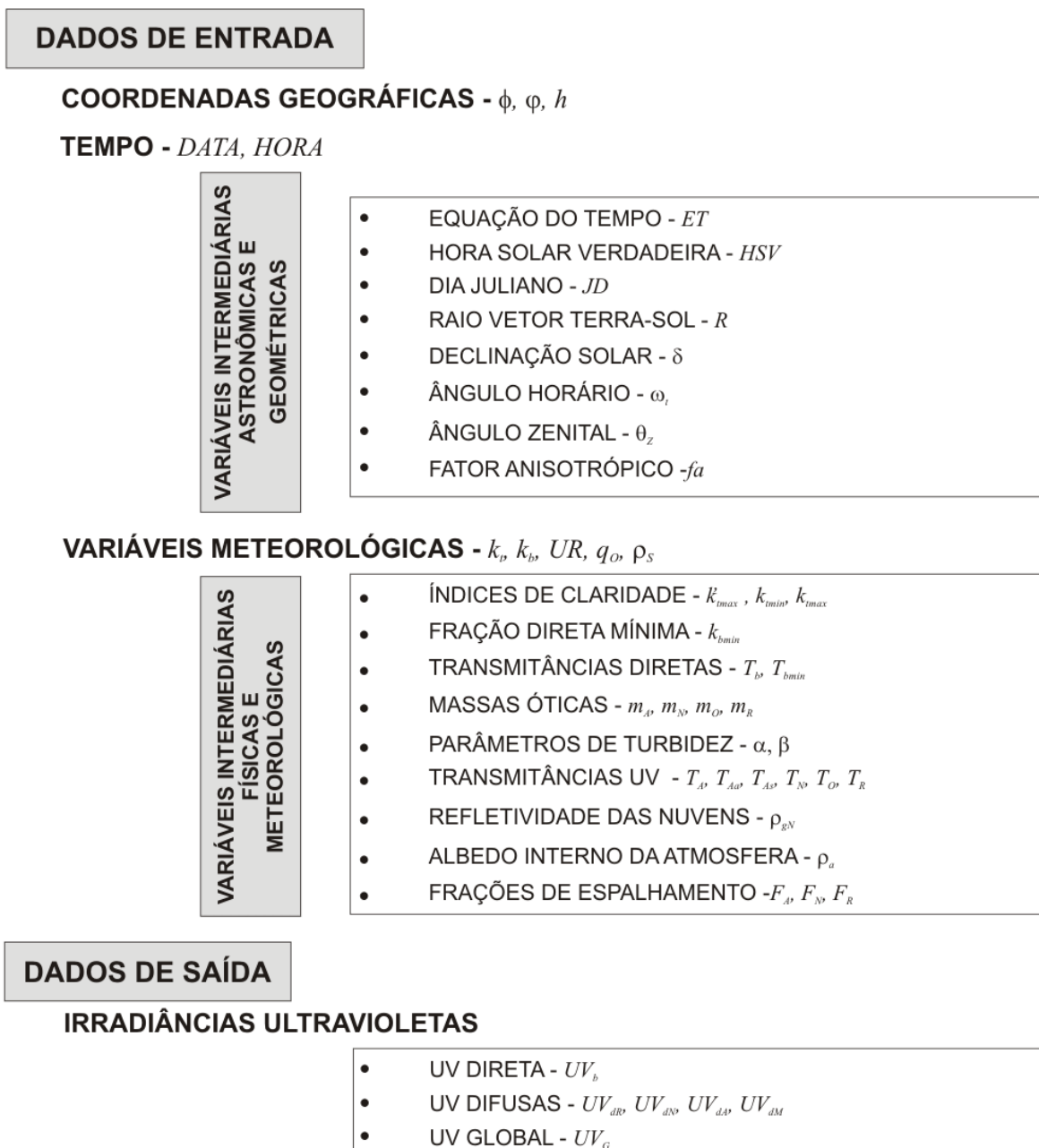


Figura 15. Síntese do modelo paramétrico para estimativa das irradiâncias solar UV, a partir de medidas simultâneas das irradiâncias global e difusa

Como o pireliômetro é um aparelho pouco utilizado na maioria das estações radiométricas, devido ao seu alto custo, a irradiância direta pode ser determinada pela diferença entre a irradiância global (medida com um piranômetro livre) e a irradiância difusa, G_d , (medida com um piranômetro sombreado); assim:

$$G_b = G - G_d \quad (157)$$

Quando as medidas da irradiância difusa são amostradas com um piranômetro acoplado a um anel de sombreamento, é necessário então aplicar um fator de correção para compensar os efeitos da isotropia (Melo, 1993):

$$G_d = G_a f_a \quad (158)$$

O fator de compensação isotrópico aplicado à leitura instantânea (G_a) do piranômetro sombreado é expresso por Oliveira *et al.* (2002) como:

$$f_a = \left\{ 1 - \left(\frac{2L_a}{\pi r_a} \right) \cos \delta \left[\frac{\cos(|\phi| + \delta)}{\cos|\phi|} \right]^2 \int_0^{\omega_p} \cos \theta_z d\omega_t \right\}^{-1} \quad (159)$$

Neste caso, $L_a=0,405$ e $r_a=0,10$, os quais são respectivamente a largura e o raio geométrico do anel de sombreamento (dispositivo detector móvel) desenvolvido por Melo e Escobedo (1994).

Dal Pai (2001), estudando a irradiância difusa com este tipo de dispositivo, notou que, em condições de céu nublado, a irradiância difusa medida pelo método do anel superava a irradiância difusa medida pelo método da diferença ($G-G_b$); concluiu então, que isto se devia à correção isotrópica previamente aplicada à leitura, em virtude da geometria do sistema. Este autor também observou efeito inverso para as condições de céu límpido, ou seja, o método do anel subestimava o método da diferença. Desta maneira, atribuiu-se esta inversão aos efeitos da anisotropia.

Diante deste fato, foi adaptado ao presente modelo um fator que corrige, isotrópica e anisotropicamente, a irradiância difusa (anel) da seguinte forma:

$$f_c = 1 + \frac{k_t}{k_{min}} (f_a - 1) \quad (160)$$

Esta equação é fisicamente consistente, pois ela corrige dinamicamente a parte decimal de f_a , ou seja, quando o disco solar está livre, o valor de k_t tende a 1, fazendo com que f_c seja maior que f_a . Quando o disco solar se encontra obscurecido, o valor de k_t tende a 0, fazendo com que f_c seja menor que f_a . Desse modo a razão entre o índice de claridade atual e o índice de claridade mínimo compensa a anisotropia, favorecendo a correção da irradiância difusa quantificada pelo método do anel.

Em resumo, as medidas simultâneas das irradiâncias global e difusa são

requeridas para determinação tanto da espessura ótica dos aerossóis como da transmitância e refletância das nuvens.

3.3 Dados experimentais

O conjunto de dados usados neste estudo foi adquirido na Estação Radiométrica (**Figura 16**), localizada no Setor de Ciências Ambientais da Faculdade de Ciências Agrárias, Universidade Estadual Paulista, Campus de Botucatu, SP ($22^{\circ} 51' S$; $48^{\circ} 26' W$; 876 m). Os dados são amostrados na frequência de 0,2 Hz, sendo suas médias registradas em intervalos de 5 minutos desde 1996 por um Datalogger Campbell Scientific (CR23X).

Diferentes elementos radiométricos e climáticos são registrados nesta Estação, dentre os quais destacam-se as irradiâncias solar de banda-larga global e difusa, ambas medidas com piranômetros Eppley PSP (**Figura 16**) com e sem anel de sombreamento, e a irradiância ultravioleta global, medida com um radiômetro CUV3 da Kipp & Zonen (**Figura 16**). O conjunto de dados inclui também a umidade relativa e a temperatura do ar, além de outras variáveis radiométricas não relevantes ao presente estudo.

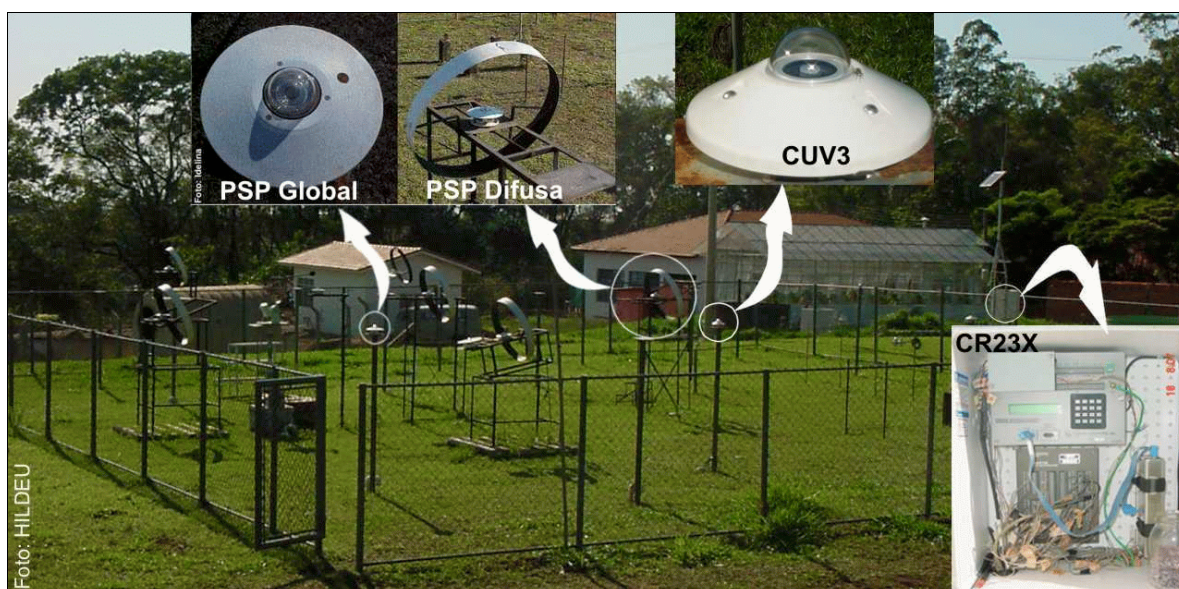


Figura 16. Estação Radiométrica da FCA/UNESP, Campus de Botucatu, SP

Os piranômetros são calibrados anualmente com uma referência reservada para este propósito. O instrumento de referência é exposto à radiação solar somente durante o

período de intercomparação. Segundo o manual de especificação técnica dos instrumentos, a degradação temporal dos piranômetros é cerca de 2% ao ano (Kipp & Zonen, 1995).

O período coberto pelo conjunto de dados garante que as variações das condições sazonais e ângulos solares sejam contemplados. Para evitar erros de resposta-cosseno foram utilizados somente os dados correspondentes aos ângulos zenitais inferiores a 81° ($m_a < 6,4$).

A partir do conjunto de dados, foram montadas duas bases de dados. A primeira foi formada pelas irradiâncias global e difusa, registradas entre 1996 e 1999, com a finalidade de desenvolver uma técnica que permite identificar os instantes em que disco solar se encontra exposto ou obscurecido por nuvens (**Figura 17**). A segunda base de dados foi estruturada com as irradiâncias global, difusa de banda-largas e ultravioleta global, e ainda a umidade relativa, registradas de janeiro de 2000 até junho de 2003.

Experimentalmente não foram coletadas medidas da irradiância ultravioleta direta, pela falta de instrumentos específicos para este propósito; no entanto, durante o período de 14/08/2001 a 18/10/2001, o registro da irradiância ultravioleta global foi interrompido, para que o sensor CUV3 fosse instalado sob um anel de sombreamento com a finalidade de registrar a irradiância ultravioleta difusa. A alternância nas medidas foi necessária e fundamental para que fosse feita a aferição dos parâmetros da irradiância ultravioleta difusa prevista pelo modelo.

Os dados registrados durante o período de 2000, 2002 e 2003 foram reservados para validação do modelo, enquanto aqueles registrados em 2001 foram destinados à calibração dos parâmetros do modelo, em virtude da existência de ambas as irradiâncias ultravioleta, global e difusa, nesta fase de coleta.

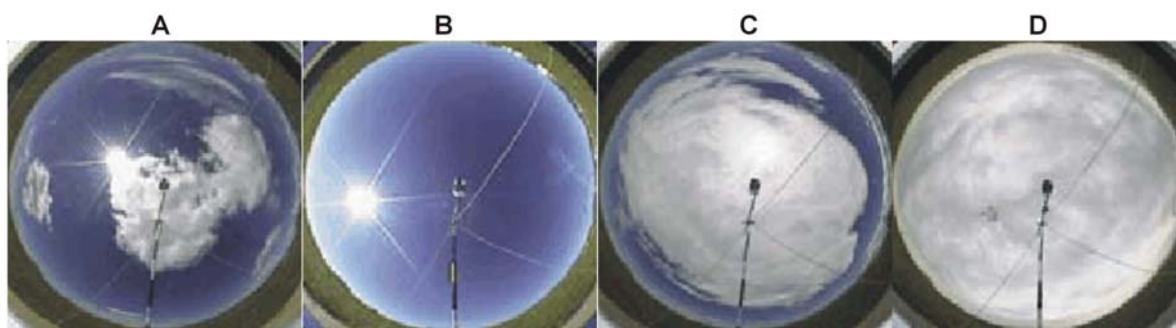


Figura 17. Exemplos de níveis de exposição solar: sol exposto com nuvens (A) e sem nuvens (B); sol semi-obscurecido (C) e obscurecido (D). (Fotos: Crawford *et al.*, 2003)

3.4 Análise experimental

Os dados experimentais das irradiâncias ultravioleta difusa e global foram classificados, de acordo com as equações (108), (109) e (115), em quatro grupos de k_t ou níveis de exposição solar (vejam-se os exemplos da Figura 17), ou seja:

$$\begin{aligned}
 1^\circ \text{ grupo} &\rightarrow k_t > k_{t_{\max}} \text{ (sol exposto com nuvens)} \\
 2^\circ \text{ grupo} &\rightarrow k_{t_{\min}} \leq k_t \leq k_{t_{\max}} \text{ (sol exposto sem nuvens)} \\
 3^\circ \text{ grupo} &\rightarrow k'_{t_{\max}} < k_t < k_{t_{\min}} \text{ (sol semi-obscurecido)} \\
 4^\circ \text{ grupo} &\rightarrow k_t \leq k'_{t_{\max}} \text{ (sol obscurecido)}
 \end{aligned} \tag{161}$$

Após a execução do modelo paramétrico e a geração de dados sintéticos, foi feita a análise experimental, em três níveis de estudo. O primeiro nível se refere à distribuição de frequência das variáveis meteorológicas intermediárias, geradas pelo modelo, tais como o conteúdo de ozônio (q_o), os parâmetros de turbidez (α e β) e parâmetros de nuvens (τ_N e ρ_{gN}), estudo essencial para a análise de sensibilidade do modelo. O segundo nível de estudo refere-se à avaliação e ao desempenho do modelo, envolvendo calibração, análise de sensibilidade, níveis de exposição solar, validação e performance. E o terceiro nível se refere ao estudo série temporal da radiação ultravioleta na partição horária.

A espessura ótica das nuvens foi calculada, levando-se em conta a transmitância das nuvens e a massa ótica, assim: $\tau_N = -\ln(T_N)/m_N$.

3.4.1 Frequência da variáveis meteorológicas intermediárias

As variáveis meteorológicas intermediárias, classificadas por nível de exposição solar, foram agrupadas em intervalos de classes para extração das suas propriedades estatísticas, cujas finalidades são o estudo da série temporal da UV e a análise de sensibilidade do modelo. Os parâmetros estatísticos, relevantes ao presente estudo, são os valores mínimo (*min*), médio (*med*), máximo (*max*), desvio padrão (*dp*), moda (*fmax*) e número de observações (*n*). Os resultados deste estudo serão discutidos na seção 4.1.

3.4.2 Avaliação e desempenho do modelo

3.4.2.1 Calibração

A calibração da irradiância ultravioleta difusa foi estabelecida adotando-se, como referência, os dados UV medidos, sob o anel de sombreamento, e corrigidos, isotropicamente e anisotropicamente. Tais dados foram isolados dentro do 2º e do 4º grupo de k_r . Utilizando-se a técnica de reversão, o modelo paramétrico foi forçado a gerar novos parâmetros com base nos dados medidos da UV_d dentro do grupo selecionado. Os parâmetros originais do modelo foram, então, equiparados aos novos parâmetros e, finalmente, corrigidos.

Na condição de sol exposto, o parâmetro corrigido foi aquele que determina a fração do espalhamento efetivo de Rayleigh, na direção do fluxo radiante (F_R), enquanto que, na condição de sol obscurecido, foi corrigido o parâmetro que determina o espalhamento efetivo das nuvens, na direção do fluxo radiante (F_N).

Após a calibração da irradiância difusa, na condição de sol exposto, a irradiância ultravioleta global foi calibrada, tomando-se os dados medidos da UV_g e os dados calculados da UV_d , como referências. Uma nova irradiância ultravioleta direta foi, então, calculada, fazendo-se $UV_b = UV_g - UV_d$. Após este procedimento, foi computada uma nova transmitância do ozônio, em função da UV_b , da seguinte forma: $T'_O = UV_b (T_R T_A)^{-1}$. A nova transmitância gerada foi, então, parametrizada em função da massa ótica.

Os resultados das calibrações serão discutidos nas seções 4.2.1.1 e 4.2.1.2.

3.4.2.2 Sensibilidade

Após efetuadas as calibrações, foi feito um estudo, no sentido de verificar a sensibilidade do modelo paramétrico às variações dos agentes atenuantes. Para isso, foram avaliadas as irradiâncias direta, difusas e global em função do ângulo zenital, considerando as condições atmosféricas de sol exposto, e de sol obscurecido.

Na condição de sol exposto, procurou-se estudar os efeitos do conteúdo do ozônio e da turbidez atmosférica sobre as irradiâncias UV, através da análise de sensibilidade.

Para se verificar a sensibilidade do modelo à variação do ozônio (q_o), na condição de sol exposto, foram feitas simulações, variando-se o conteúdo do ozônio, de 0,2 a 0,4 atm-cm, e mantendo-se fixos os parâmetros α , β , ρ_s e τ_N .

No caso da turbidez de Ångström (β), na condição de sol exposto, as simulações foram feitas, assumindo-se os valores de β , na seguinte ordem, conforme Iqbal (1983): 0,05 (atmosfera limpa); 0,10 (atmosfera clara); 0,20 (atmosfera túrbida) e 0,40 (atmosfera muito túrbida), e mantendo-se fixos os parâmetros q_o , α , ρ_s e τ_N .

Na condição de sol obscurecido, procurou-se estudar o impacto das nuvens sobre as irradiâncias UV, através da análise de sensibilidade. Para efeito de simulação, foram adotados os seguintes valores para a espessura ótica das nuvens (τ_N), conforme Hahn *et al.*, (2001): 0,1 (nuvens transparentes); 0,5 (nuvens ralas); 2,0 (nuvens translúcidas) e 3,0 (nuvens opacas), e mantendo fixos os parâmetros q_o , α , β e ρ_s .

As simulações foram feitas para o dia 02/01, data em que o Sol culmina sobre a latitude de Botucatu, portanto, com maior probabilidade de ocorrência da irradiância máxima ultravioleta. Nesta época do ano, também, as irradiâncias estão sujeitas aos efeitos dos ângulos zenitais entre 0 e 90°.

Os parâmetros fixos, adotados nessas simulações, são os valores de máximas frequências das variáveis meteorológicas intermediárias obtidos com as análises descritas na seção 3.4.1.

3.4.2.3 Níveis de exposição solar

Com o propósito de checar a consistência do modelo dentro dos quatro níveis de exposição solar, foram aplicadas técnicas estatísticas aos dados para avaliar a eficiência do modelo em relação às medidas. Dentre os indicadores estatísticos obtidos, destacam-se os valores absolutos mínimo, médio e máximo, e os indicadores de desempenho r^2 , concordância D (Willmott, 1981), tendência média do erro MBE (Iqbal, 1983; Stone, 1993), dispersão média do erro $RMSE$ (Iqbal, 1983; Stone, 1993) e teste-t, com $\alpha=0,001$ (Stone, 1993).

Neste nível de estudo, foram avaliadas as características das irradiâncias UV_d e UV_g medidas na presença de nuvens em relação às aquelas esperadas na condição de céu limpo. Para isso, foi adotado o efeito normalizado das nuvens (ξ). O efeito das nuvens é definido, segundo Crawford *et al.* (2003), como a razão entre a irradiância medida sob céu nublado e a mesma irradiância esperada na condição de céu sem nuvens, a uma dada massa ótica, ou seja:

$$\xi = \frac{UV(i, m_a)}{UV(2, m_a)}; 1 \leq i \leq 4 \quad (162)$$

onde i é o nível de exposição solar, conforme o agrupamento adotado na equação (161).

Se a razão $\xi > 1,0$, o efeito é de intensificação, sendo $\xi = 1,0$, não há efeito, e caso $\xi < 1,0$, o efeito é de redução.

3.4.2.4 Validação e performance

Dentro de cada agrupamento de k_r , foram estabelecidas correlações entre a irradiância ultravioleta global (UV_g) e a irradiância global (G) no sentido de obter um modelo linear simples e direto, com boa performance na estimativa da radiação solar ultravioleta. O modelo linear desenvolvido é formado por expressões condicionais, exigindo-se como variáveis de entrada os valores da irradiância global e da massa ótica. A performance dos modelos, paramétrico e linear, foi avaliada com os indicadores estatísticos r^2 , D , MBE , $RMSE$ e t .

3.4.3 Radiação ultravioleta na partição horária

As irradiâncias UV medidas e modeladas foram integradas horária e diariamente para serem analisadas sazonalmente.

Os valores horários das irradiações geradas pelos modelos foram equiparadas com as irradiações medidas, por meio de correlações lineares e indicadores estatísticos de performance r^2 , D , MBE , $RMSE$ e t .

Através de filtragens sistemáticas foram extraídas as médias horárias das irradiâncias mensais medidas e calculados, para cada condição específica de k_r . Além disso, foi contado o número mensal de ocorrência de cada grupo de k_r , bem como a frequência média anual desses grupos.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Análises de frequência das variáveis meteorológicas intermediárias

A **Tabela 6** mostra os resultados obtidos com as análises de frequência aplicadas às variáveis meteorológicas intermediárias durante o período de 2001. As condições atmosféricas foram separadas em período de sol exposto e período de sol encoberto.

Em termos de ocorrência, o conteúdo de ozônio, que apresenta distribuição simétrica, praticamente não variou entre as condições atmosféricas, mantendo-se, assim, uma paridade entre a média e a moda desta variável, ou seja, 0,275 atm-cm.

A distribuição de frequência de α é exponencialmente crescente, com média de 0,9 e moda de 0,91, independente da condição atmosférica. Como esta variável é uma função hiperbólica da umidade relativa, é esperado que seu valor diminua com o aumento da umidade do ar. Fato este que explica os valores mínimos de α , na condição de sol encoberto.

A distribuição de β , para sol exposto, possui assimetria positiva, enquanto sua distribuição para sol encoberto possui assimetria negativa. Os valores mais frequentes desta variável estão centrados em 0,05 (atmosfera limpa), para sol exposto, e em 0,10 (atmosfera clara), para sol encoberto.

Na condição de sol exposto com nuvens, as refletâncias das nuvens são maiores e mais frequentes que na condição do sol encoberto. Mesmo assim, esta variável tem distribuição assimétrica positiva. Quando o disco solar encontra-se desobstruído, a **Tabela 6** mostra que as nuvens podem refletir até 54% da irradiância UV incidente sobre elas, por outro

lado, se o disco solar encontra-se obstruído esta taxa não passa de 24%.

A espessura ótica das nuvens possui distribuição assimétrica positiva, com centros de classe que variam de 0,0 a 6,9. Apesar de esta variável apresentar um valor médio em torno de 1,2, seu valor de máxima frequência encontra-se centrada em torno de 1,8. Isto implica que a maioria das nuvens observadas, durante o período de 2001, exibiram esta espessura ótica.

Tabela 6. Estatística das variáveis meteorológicas intermediárias

<i>Condição</i>	<i>Variável</i>	<i>min</i>	<i>med</i>	<i>max</i>	<i>dp</i>	<i>fmax</i>	<i>n</i>
<i>Sol exposto</i>	q_o	0,228	0,275	0,322	0,012	0,275	21715
	α	0,78	0,90	0,93	0,010	0,91	21715
	β	0,00	0,03	0,11	0,025	0,05	21715
	ρ_{gN}	0,00	0,07	0,54	0,070	0,10	1940
<i>Sol encoberto</i>	q_o	0,225	0,275	0,325	0,013	0,275	21161
	α	0,72	0,90	0,93	0,046	0,91	21161
	β	0,00	0,09	0,12	0,016	0,10	21161
	ρ_{gN}	0,00	0,05	0,24	0,040	0,07	112
	τ_N	0,00	1,20	6,89	0,860	1,80	21161

Local: Botucatu, SP; Ano: 2001

A **Figura 18** mostra a marcha anual do conteúdo de ozônio adquirido com a sonda TOMS, durante o ano de 2001 para Botucatu, e seus respectivos valores previstos pela equação de Van Heuklon (1979). Nota-se que a tendência anual dos valores medidos com a sonda TOMS e os valores previstos pelo modelo global de Van Heuklon (1979) são semelhantes. A diferença, porém, está na dispersão dos dados medidos que variam aleatória e diariamente. Durante o período de julho a meados de outubro de 2001, o modelo de Van Heuklon (1979) subestimou os dados, em torno de 0,029 atm-cm, e a partir de meados de outubro até final de junho, o conteúdo de ozônio foi superestimado por esse modelo, em cerca de 0,027 atm-cm.

A **Tabela 7** mostra, em termos médios, os valores mensais do conteúdo de ozônio medido pela sonda TOMS. Numericamente, observa-se o conteúdo mínimo de ozônio ocorrendo no mês de junho (0,262 atm-cm) e o máximo no mês de setembro (0,285 atm-cm). Desse ponto em diante há uma queda pronunciada até atingir novamente o valor mínimo, fechando o ciclo anual de produção e consumo de ozônio da estratosfera. Praticamente, este ciclo suavizado é condizente com aquele representado pela equação de Van Heuklon (1979).

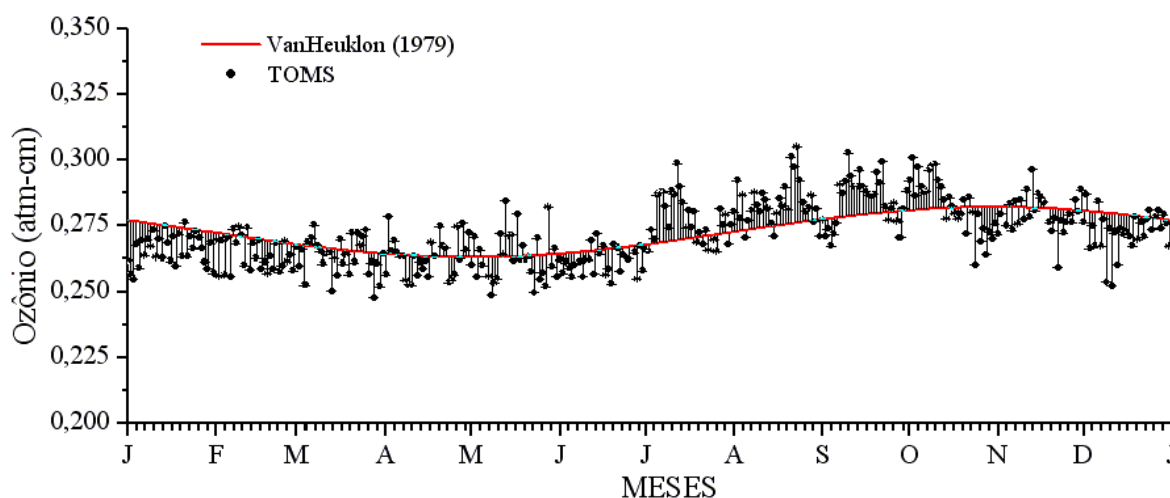


Figura 18. Variação sazonal do conteúdo médio diário de ozônio, medido (TOMS), modelado (Van Heuklon, 1979) e desvio absoluto das medidas em relação ao modelo

A **Figura 19** mostra a variação sazonal das variáveis meteorológicas intermediárias q_O , α , β , ρ_{gN} e τ_N , enquanto a **Tabela 7** apresenta o resumo médio mensal dessas variáveis.

A marcha anual da variável α , mostrada pela **Figura 19A**, é praticamente constante, exceto em períodos de umidade relativa alta, onde são observadas quedas bruscas de seus valores abaixo da média anual. Os valores observados abaixo da média representam 24% das ocorrências, enquanto aqueles acima da média representam 56%. Pela **Tabela 7**, os valores mensais do expoente de turbidez variam, em média, de 0,90 a 0,92. Os valores máximos ocorrem em abril e entre julho e setembro, e os mínimos em fevereiro, maio e dezembro.

Na **Figura 19B** é mostrada a variabilidade anual do índice de turbidez, onde, grosseiramente percebe-se que de setembro a março a turbidez tende a ficar acima da média. Esta observação também pode ser confirmada com as informações da **Tabela 7**. A inspeção dos dados revela que 44% das ocorrências de β estão acima da média anual, enquanto 36% estão abaixo. Estas variações estão condizentes com aquelas descritas por Malik (2000), Power (2001), Li e Lam (2002) e Assunção *et al.* (2002), que também utilizaram a mesma técnica de aproximação da turbidez.

Segundo Iqbal (1983), o índice de turbidez retrata as condições de limpeza atmosférica de uma determinada localidade. Perante a **Tabela 7**, Botucatu possui uma atmosfera variando de limpa a clara, durante o ano todo.

Tabela 7. Médias mensais das variáveis meteorológicas intermediárias

<i>Mês</i>	q_0	α	β	ρ_{gN}	τ_N
<i>Jan</i>	0,266	0,91	0,07	0,07	0,95
<i>Fev</i>	0,264	0,90	0,07	0,08	1,06
<i>Mar</i>	0,263	0,91	0,07	0,07	0,94
<i>Abr</i>	0,263	0,92	0,05	0,08	0,96
<i>Mai</i>	0,263	0,90	0,05	0,07	1,00
<i>Jun</i>	0,262	0,91	0,05	0,09	0,79
<i>Jul</i>	0,277	0,92	0,04	0,09	0,72
<i>Ago</i>	0,284	0,92	0,04	0,08	0,68
<i>Set</i>	0,285	0,92	0,07	0,06	0,77
<i>Out</i>	0,283	0,91	0,07	0,08	0,86
<i>Nov</i>	0,280	0,91	0,08	0,07	0,99
<i>Dez</i>	0,273	0,90	0,08	0,07	1,30
<i>Ano</i>	0,272	0,91	0,06	0,08	0,92

Local: Botucatu, SP; Ano: 2001

Pela **Figura 19C**, pode-se notar que as reflexões das nuvens ocorrem, praticamente, durante o ano todo, com exceção dos dias de céu completamente limpo. A inspeção dos dados revela que, mesmo sendo de baixa frequência, os valores máximos das refletâncias médias de um dia chegam a ser maiores que 20%. Por outro lado, quando uma reflexão é detectada, a média dos valores mínimos de um dia é menor que 1%, o que torna este tipo de fenômeno totalmente aleatório e imprevisível. Em média, os maiores coeficientes de reflexão das nuvens ocorrem durante os meses de junho e julho (9%), possivelmente este fato esteja ligado ao ângulo de inclinação dos raios solares que nesta época do ano encontram-se muito baixos e mais propensos de serem refletidos por superfícies difuso-refletoras como as nuvens. Anualmente, a refletância média diária não passa de 8% (**Tabela 7**).

A **Figura 19D** sugere que as nuvens opticamente mais espessas ocorrem durante o período de novembro a maio, enquanto que as de menores espessuras óticas ocorrem de junho a outubro. Este fato é reforçado pelo resumo descrito na **Tabela 7**.

Embora, visualmente, não pareça, mas a contagem dos dados distribuídos na **Figura 19D** mostra que 28% das ocorrências das espessuras óticas estão acima da média anual (0,92), 61% estão abaixo desta média, e apenas 11% destas observações estão concentrados em torno da média.

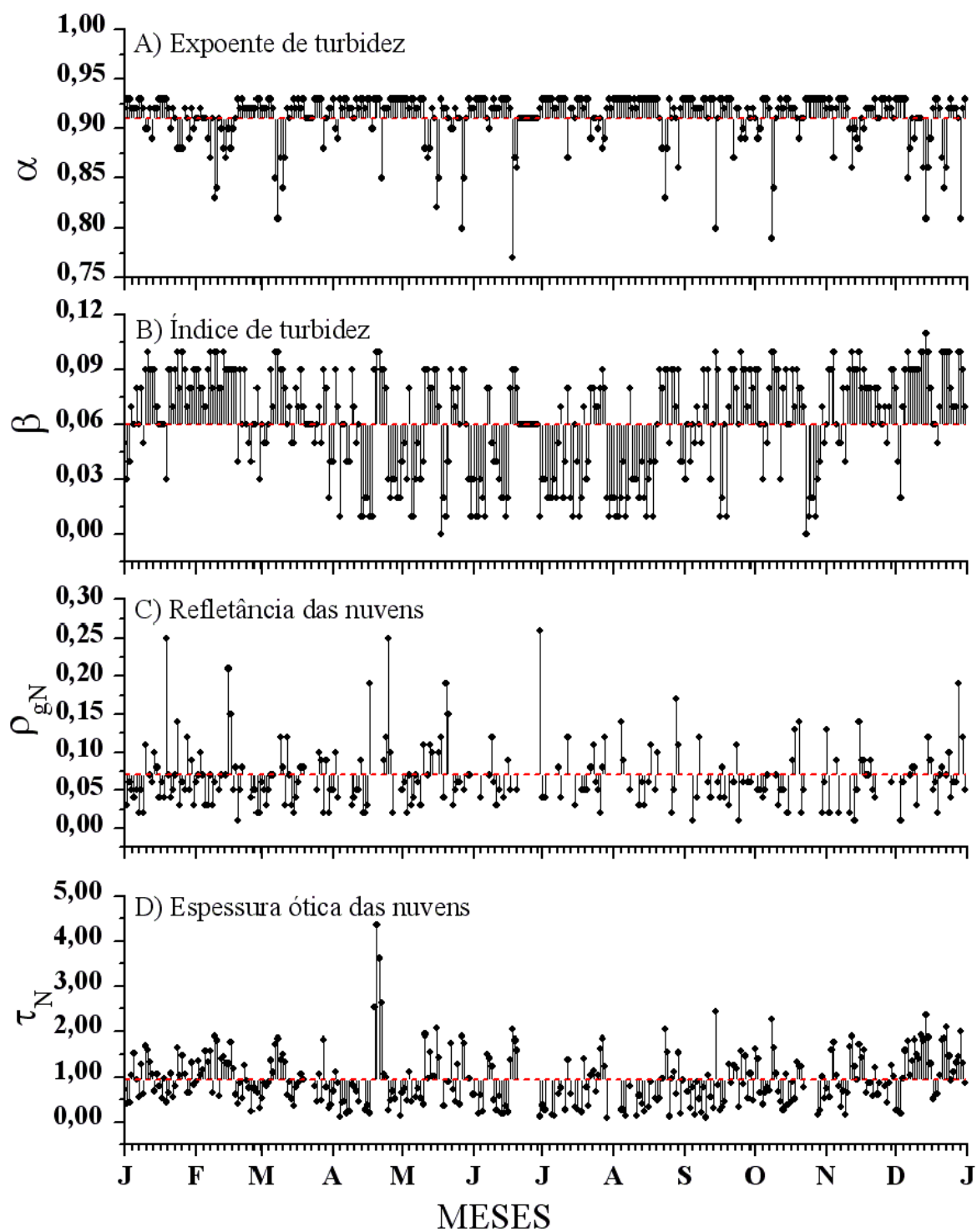


Figura 19. Marcha anual dos valores médios diários das variáveis meteorológicas intermediárias (linha vertical) e correspondentes valores médios anuais (linha pontilhada)

4.2 Avaliação e desempenho do modelo paramétrico

4.2.1 Calibração de parâmetros

4.2.1.1 Calibração da irradiância difusa na condição de sol exposto

O gráfico da **Figura 20A** apresenta os valores medidos da irradiância ultravioleta difusa em função dos valores previstos pelo modelo, na condição de sol exposto. Nota-se que ambos exibem concordâncias correlativas bem definidas, indicando que o modelo responde significativamente aos dados observados. Por outro lado, observa-se nitidamente que o modelo superestima as medidas em todos os níveis de energia, além de apresentar uma leve tendência à não-linearidade, principalmente durante os instantes de baixa energia. Diante destas observações, procedeu-se com a etapa de calibração.

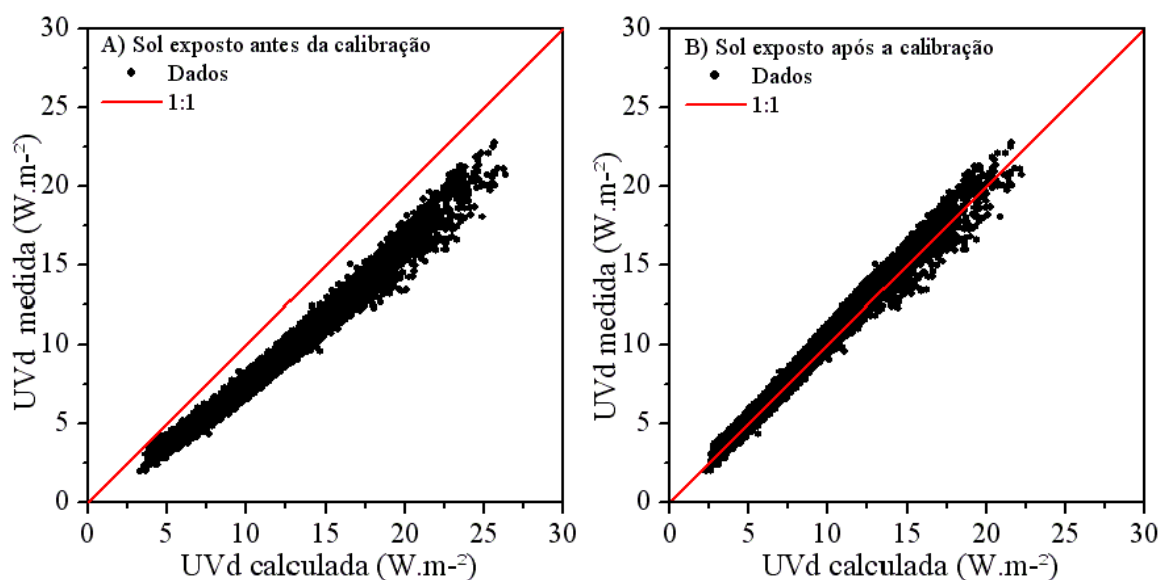


Figura 20. Calibração da irradiância UV difusa, na condição de sol exposto

Pelo processo de reversão do modelo, foi detectado que o algoritmo de Skartveit e Olseth (1988), equação (70), superestima a fração de espalhamento molecular. Esta fração foi, então, reavaliada e corrigida para a faixa UV da seguinte forma:

$$F_{Rc} = \frac{1 - 0,7322F_R}{4,76508 - 4,0929F_R} \quad (163)$$

Reaplicando a nova fração ao modelo, estabeleceu-se assim o alinhamento entre os dados medidos e os dados estimados (**Figura 20B**).

As características da irradiância UV_d serão discutidas na seção 4.2.3.1.

4.2.1.2 Calibração da irradiância difusa na condição de sol obscurecido

O diagrama de dispersão da **Figura 21A** mostra a irradiância difusa medida contraposta aos valores previstos pelo modelo, nas condições em que o disco solar se encontra totalmente obscurecido por densas nuvens. Verifica-se que ambas as irradiâncias estão correlacionadas positiva e linearmente, indicando que o modelo, nestas circunstâncias, estima com precisão significativa as irradiâncias observadas. Observa-se também uma leve dispersão entre os dados, nos quais os valores previstos pelo modelo subestimam as medidas na presença de nuvens espessas e superestimam-nas quando o disco solar permanece ocultado por nuvens menos densas.

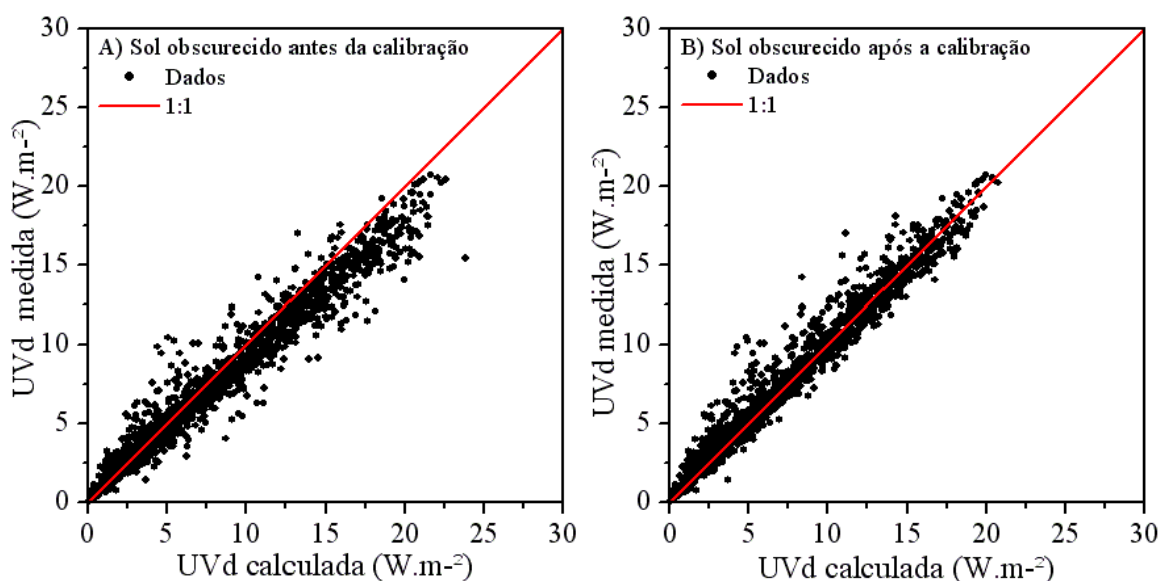


Figura 21. Calibração da irradiância UV difusa, nas condições em que o disco solar se encontra totalmente obscurecido por densas nuvens

Nesta segunda etapa de avaliação, a reversão do modelo revelou que a equação (144) não é totalmente adequada para prever o efeito do espalhamento ultravioleta

provocado pelas nuvens. Após sucessivas simulações, foi gerada uma nova equação que melhor representa o modelo dentro destas condições:

$$T_{dN} = 0,7k_t k_d (1 - T_N^2) (1 - 1,1\sqrt{\rho_s}) \quad (164)$$

Substituindo, no modelo, a equação (144) pela equação (164), estabeleceu-se assim um novo alinhamento, com redução significativa do grau de dispersão entre as irradiâncias observadas e as estimadas (**Figura 21B**).

As características desta irradiância serão discutidas na seção 4.2.3.1.

4.2.1.3 Calibração da irradiância global na condição de sol exposto

Após a correção da irradiância ultravioleta difusa e sua padronização, para os diferentes níveis de exposição solar, o modelo foi submetido a uma nova avaliação, tomando-se como referências as medidas da irradiância ultravioleta global, na condição de sol exposto.

Nota-se, pelo diagrama de dispersão da **Figura 22A**, que no âmbito global, apesar da linearidade entre os dados, há uma marcada discrepância entre as irradiâncias UV_g medida e calculada, mostrando que o modelo superestima os valores medidos. Isto sugere que a irradiância ultravioleta direta, calculada pelo modelo, seja maior que o valor real da medida.

Conforme Gueymard (1995), um fator atenuante na atmosfera que poderia contribuir significativamente com esta irregularidade, seria a presença de NO_2 na estratosfera, onde é naturalmente encontrado, e na troposfera, onde sua concentração pode ser alta devido à poluição em ambientes urbanos. Como o modelo de aerossóis adotado no presente estudo é essencialmente rural, o processo de extinção ligado à absorção da irradiância UV pelo dióxido de nitrogênio não foi incluído no atual modelo paramétrico.

Gueymard (1995), durante a avaliação do modelo SMARTS2, observou que os valores da irradiância difusa decresciam significativamente nos comprimentos de onda abaixo de 320 nm, situação em que a absorção pelo ozônio domina todos os outros processos de extinção, principalmente em grandes ângulos zenitais. Fato que o fez adotar duas diferentes transmitâncias para o ozônio, uma para a irradiância direta e outra para a irradiância difusa. Diante de tal sugestão, a diferença entre as irradiâncias UV_g medida e UV_d estimada foi adotada como

uma aproximação da irradiância UV_b . Aplicando-se esta resultante à equação (98) e isolando-se T_o , admitindo-se as outras transmitâncias como “corretas”, os parâmetros desta variável foram reajustados, e a nova transmitância foi então equacionada como:

$$T'_o = \exp \left\{ -m_o q_o \left[0,0604 + \frac{41,743}{1 + \exp \left[\frac{\ln(m_o q_o) + 4,985}{1,378} \right]} \right] \right\} \quad (165)$$

Substituindo-se T_o por T'_o na equação (98) e recalculando-se a irradiância ultravioleta direta, a estimativa da irradiância UV_g foi então efetivamente reparada (Figura 22B).

As características da irradiância UV_g serão discutidas na seção 4.2.3.2.

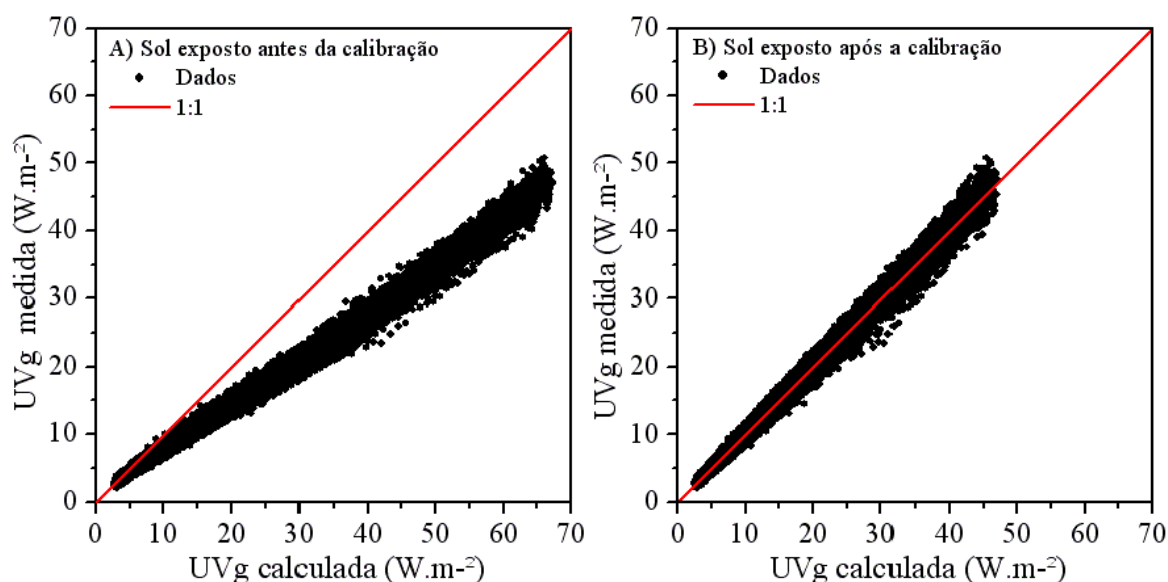


Figura 22. Calibração da irradiância ultravioleta global, fazendo-se a correção da transmitância do ozônio

4.2.2 Análise de sensibilidade do modelo paramétrico

4.2.2.1 Condição de sol exposto

A Figura 23 mostra a variação das irradiâncias UV em função do conteúdo de ozônio (q_o), decorrente do procedimento de simulação, mantendo-se fixos os seguintes parâmetros: aerossol rural; $\alpha=0,91$; $\beta=0,05$; $\rho_s=0,03$ e $\tau_N=0,0$.

A inspeção dos dados simulados revelou que a variação natural do ozônio tem pouco efeito sobre a irradiância ultravioleta de banda-larga. Isto porque, um aumento no conteúdo do ozônio, de 0,3 para 0,4 atm-cm, reduz a irradiância UV_b em 8%, a UV_g em 6% e a UV_d em 2%; já uma redução, de 0,3 para 0,2 atm-cm, produz um acréscimo de 9% na UV_b , 7% na UV_g e 3% na UV_d . Tais observações estão de acordo com Hansen (1984) que encontrou uma redução de 4% na radiação ultravioleta global, quando o conteúdo de ozônio aumentou de 0,3 para 0,4 atm-cm, e um aumento de 6%, quando o ozônio reduziu de 0,3 para 0,2 atm-cm.

Comparando-se as duas componentes da irradiância UV_g , fica evidente que a variação no conteúdo de ozônio tem um maior efeito sobre a irradiância ultravioleta direta (**Figura 23A**). Os comentários descritos acima são válidos somente para ângulos zenitais de até 40°. Para ângulos superiores a 40°, os efeitos relativos do ozônio sobre a UV_b são maiores.

Quanto à irradiância difusa, os efeitos acima analisados são pouco influenciados pelo ângulo zenital (veja-se a **Figura 23B**).

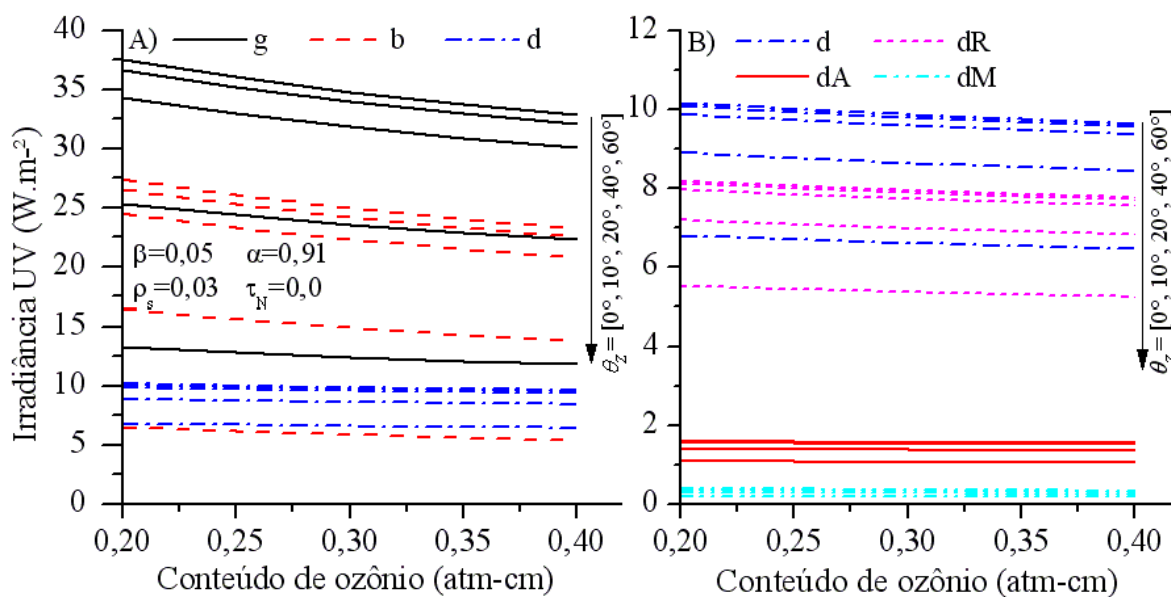


Figura 23. Variação das irradiâncias UV em função do conteúdo de ozônio

Nesta outra simulação, procurou-se estudar a influência do índice de turbidez de Ångström (β) sobre as irradiâncias UV, utilizando-se o modelo rural de aerossóis, mantendo-se fixas as condições típicas de Botucatu: $\alpha=0,91$; $q_o=0,275$ atm-cm; $\rho_s=0,03$ e $\tau_N=0,0$, e variando-se os valores de β (0,05, 0,10, 0,20 e 0,40).

A **Figura 24** e a **Figura 25** mostram os resultados da simulação, indicando que θ_z e β têm grandes influências sobre UV_b e UV_d . Como era esperado, UV_b decresce significativamente com o aumento de β , enquanto o inverso é verdadeiro para UV_d , ou seja, a contribuição de UV_{dA} para a irradiância difusa também aumenta com a turbidez.

Em uma atmosfera limpa (**Figura 24A**), a irradiância difusa predomina sobre a direta a partir do ângulo zenital de 55° . Esta predominância se deve ao espalhamento Rayleigh, que nestas condições é responsável por 80% da irradiância difusa.

Quando a atmosfera permanece clara (**Figura 24B**), a irradiância ultravioleta global fica reduzida, em cerca de 9%, devido a um decréscimo de 15% na direta e um acréscimo de 0,6% na difusa, em relação à atmosfera limpa. O acréscimo na irradiância ultravioleta difusa se deve ao aumento da turbidez atmosférica, que contribui com o espalhamento em cerca de 45% a mais do que na atmosfera limpa. Esta turbidez faz com que a irradiância difusa seja maior que a direta a partir do ângulo zenital de 50° , inibindo o efeito do espalhamento molecular em cerca de 20%.

A **Figura 25A** mostra os efeitos de uma atmosfera túrbida sobre as irradiâncias UV. Nesta condição a irradiância ultravioleta direta sofre uma significativa atenuação de 52%, em relação à atmosfera limpa. Simultaneamente a irradiância difusa é intensificada, em 2%, pelo efeito da turbidez, que mantém o domínio da difusa sobre a direta a partir de 35° , devido a um aumento de 68% no espalhamento causado pelos aerossóis. Este ligeiro aumento na turbidez é capaz de causar uma inibição 64% no espalhamento molecular e conseqüentemente a irradiância ultravioleta global cai 26%. Nota-se também que, nesta condição, as irradiâncias difusas inerentes ao espalhamento molecular e aos aerossóis praticamente se equivalem (**Figura 25A2**).

A **Figura 25B** mostra o efeito da turbidez sobre as irradiâncias UV, quando se considera as condições típicas de áreas urbanas poluídas ($\beta=0,4$). A análise desta simulação, contrastando-se com aquela feita para atmosfera limpa, evidencia uma redução de aproximadamente 160% na irradiância direta e uma intensificação de 5% sobre a irradiância difusa, favorecendo uma queda de 60% na irradiância global. Em tais condições, esta turbidez é suficiente para manter a superioridade da irradiância difusa sobre a direta. Isto pode ser explicado pelas altas taxas de espalhamento dos aerossóis, que nestas condições podem compor 70% da irradiância difusa (**Figura 25B2**).

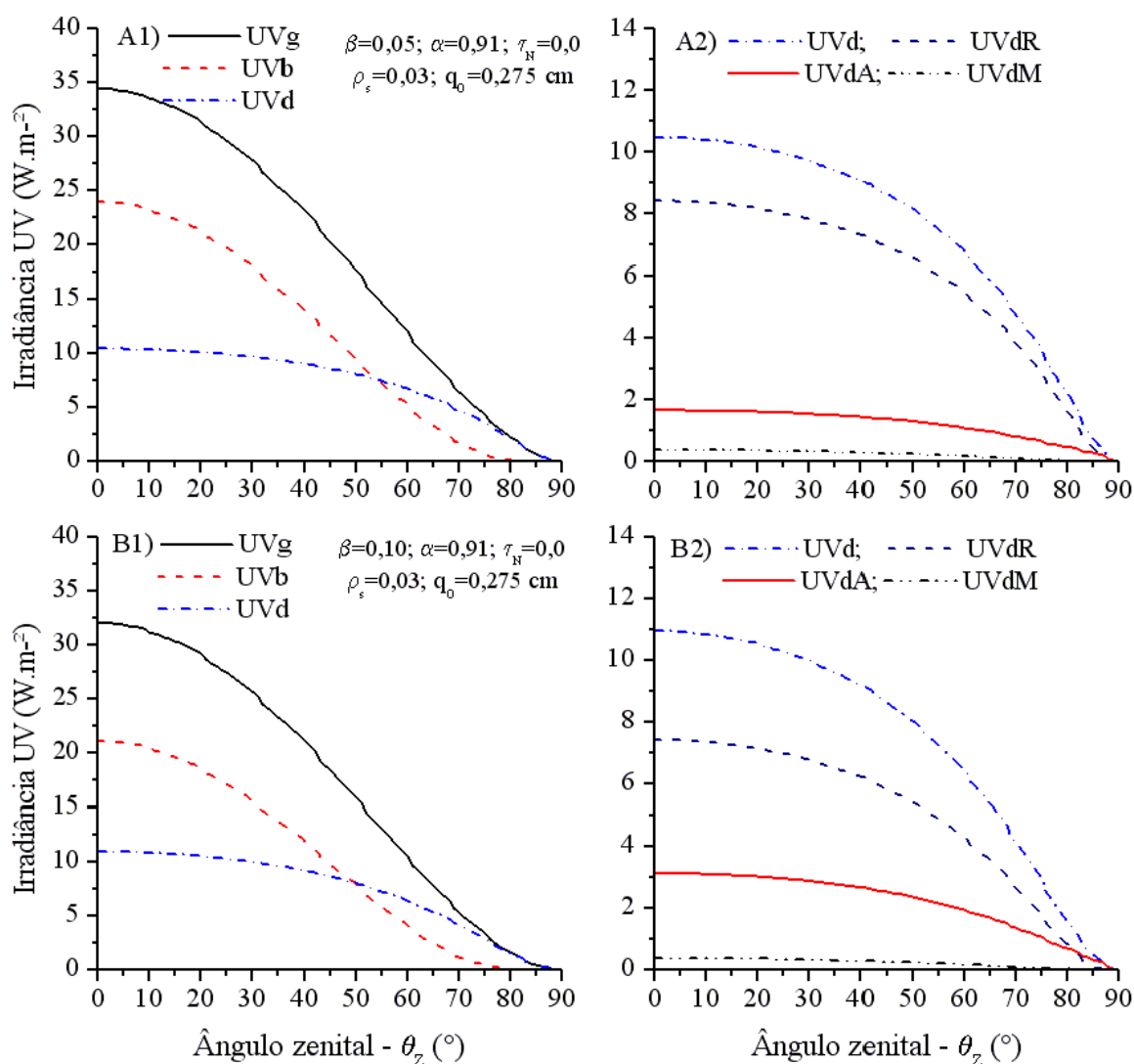


Figura 24. Variação das irradiancias UV (1 e 2) em função do ângulo zenital, assumindo $\beta=0,05$ (A) e $\beta=0,10$ (B), na condição de sol exposto

A componente difusa atribuída ao espalhamento molecular sofre uma inibição de aproximadamente 65% em relação a uma atmosfera limpa, em detrimento à superposição das camadas atmosféricas consideradas no modelo.

Embora não seja apresentado aqui, porém a simulação mostra que, quando β é maior que 0,3, a irradiancia UV_d passa a ser superior a UV_b para qualquer ângulo zenital. Segundo Gueymard (1989a), esta situação é bastante comum nos trópicos, bem como durante o período de verão em regiões de clima temperado.

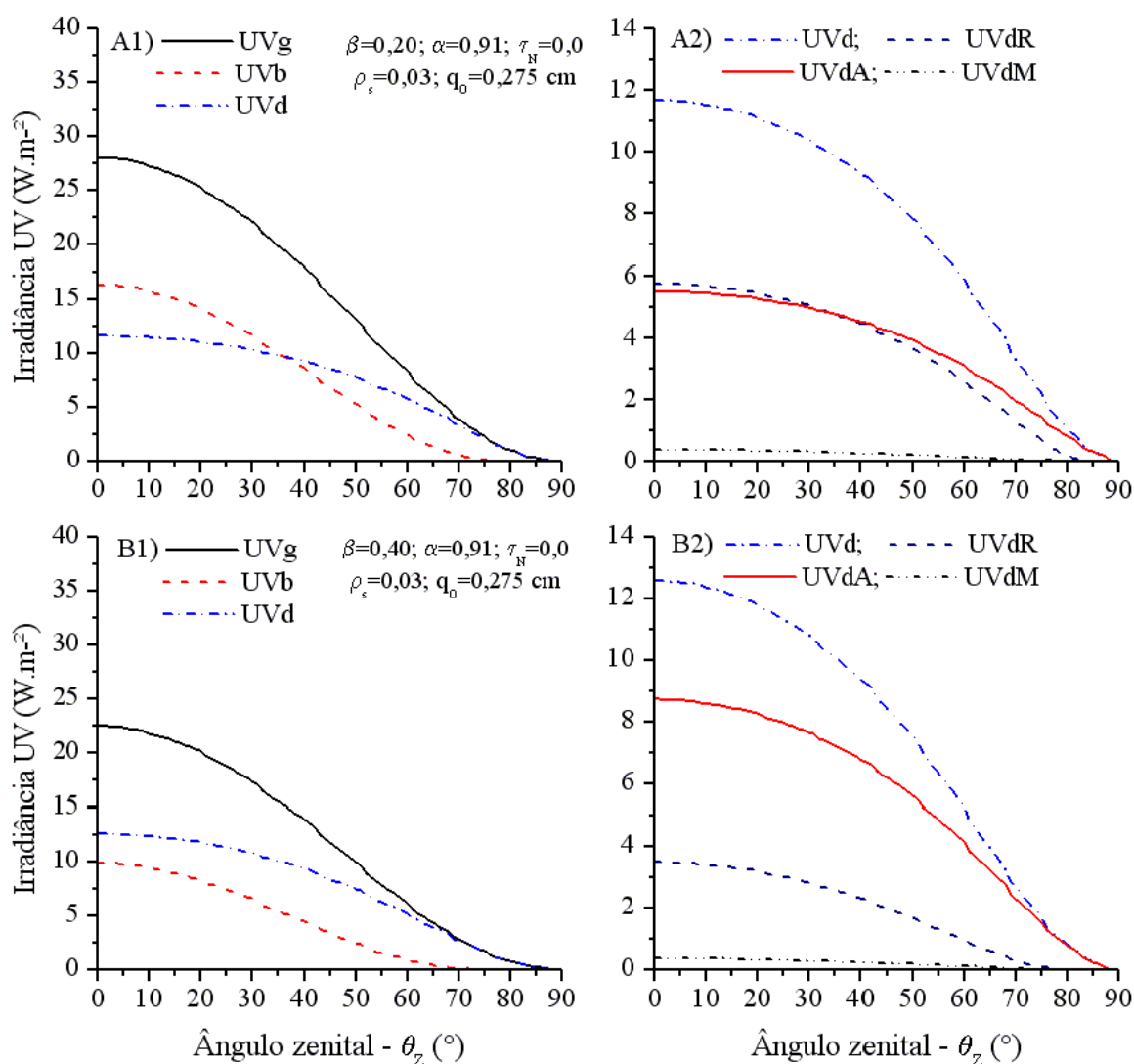


Figura 25. Variação das irradianças UV (1 e 2) em função do ângulo zenital, assumindo $\beta=0,20$ (A) e $\beta=0,40$ (B), na condição de sol exposto

A componente difusa oriunda das reflexões múltiplas é pouco afetada pela turbidez e se mantém praticamente constante, em cerca de 3% de UV_d .

O efeito potencial da altitude sobre UV_g é também muito importante devido à redução tanto da massa ótica quanto da concentração de aerossóis, os quais acarretam redução no gradiente da irradiância difusa e elevação no gradiente da irradiância direta.

4.2.2.2 Condição de sol obscurecido

Nesta simulação, foram assumidas as condições típicas de Botucatu: modelo rural de aerossóis; $\beta=0,10$; $\alpha=0,91$; $q_o=0,275$ cm e $\rho_s=0,03$. O impacto das nuvens sobre as irradiâncias UV foi analisado em função do ângulo zenital e da espessura ótica das nuvens (τ_N), assumindo-se uma camada uniforme e bem distribuída. Para efeito de simulação, foram adotados os seguintes valores para a espessura ótica das nuvens: 0,1; 0,5; 2,0 e 3,0.

A **Figura 26** e a **Figura 27** mostram os resultados da simulação, caracterizando-se a dependência das irradiâncias UV sobre θ_z e τ_N . Comparando os resultados da **Figura 26A** ($\tau_N=0,1$) com as irradiâncias típicas de uma atmosfera clara (**Figura 24B**), pode-se notar grandes semelhanças entre elas, exceto nas componentes difusas, nas quais se manifesta uma contribuição de 13% do efeito das nuvens sobre UV_d . Embora o efeito das nuvens promova um aumento relativo de 3% na UV_d , este mesmo efeito também provoca uma redução relativa de 13% na UV_b e 5% na UV_g . As contribuições difusas provenientes das moléculas de ar seco e dos aerossóis também ficam relativamente reduzidas em 14% e 8% respectivamente (**Figura 26A2**).

Na condição onde $\tau_N=0,5$, a irradiância ultravioleta global pode ser afetada em até 21%, quando comparada com uma atmosfera clara. A componente direta pode sofrer uma atenuação relativa de 72%, enquanto a componente difusa tem um aumento relativo de 17% (veja-se **Figura 26B1**). O espalhamento causado por nuvens com espessura ótica desta magnitude pode contribuir com até 50% da irradiância difusa ultravioleta, inibindo sensivelmente as outras contribuições provenientes das camadas superiores (**Figura 26B2**). Iqbal (1983) assegura que o efeito de nuvens ralas sobre a intensidade da irradiância global é quase idêntica ao efeito de uma atmosfera turbida. Esta informação pode ser verificada na **Figura 25A** e **Figura 26B**.

A **Figura 27A** mostra o comportamento das irradiâncias UV para $\tau_N=2,0$. A irradiância UV_g é 75% menor que aquela esperada para uma atmosfera clara (**Figura 27A1**). Nesta condição a irradiância direta só é significativa para os ângulos zenitais inferiores a 50°; por outro lado, 86% da irradiância global são compostas pela difusa, sendo esta incrementada em 15% devido ao máximo efeito de espalhamento causado pelas nuvens. A nebulosidade, por sua vez, contribui com 83% do espalhamento total (**Figura 27A2**). Os outros 17% são devidos aos aerossóis (9%), ao ar seco (6%) e às reflexões múltiplas (2%).

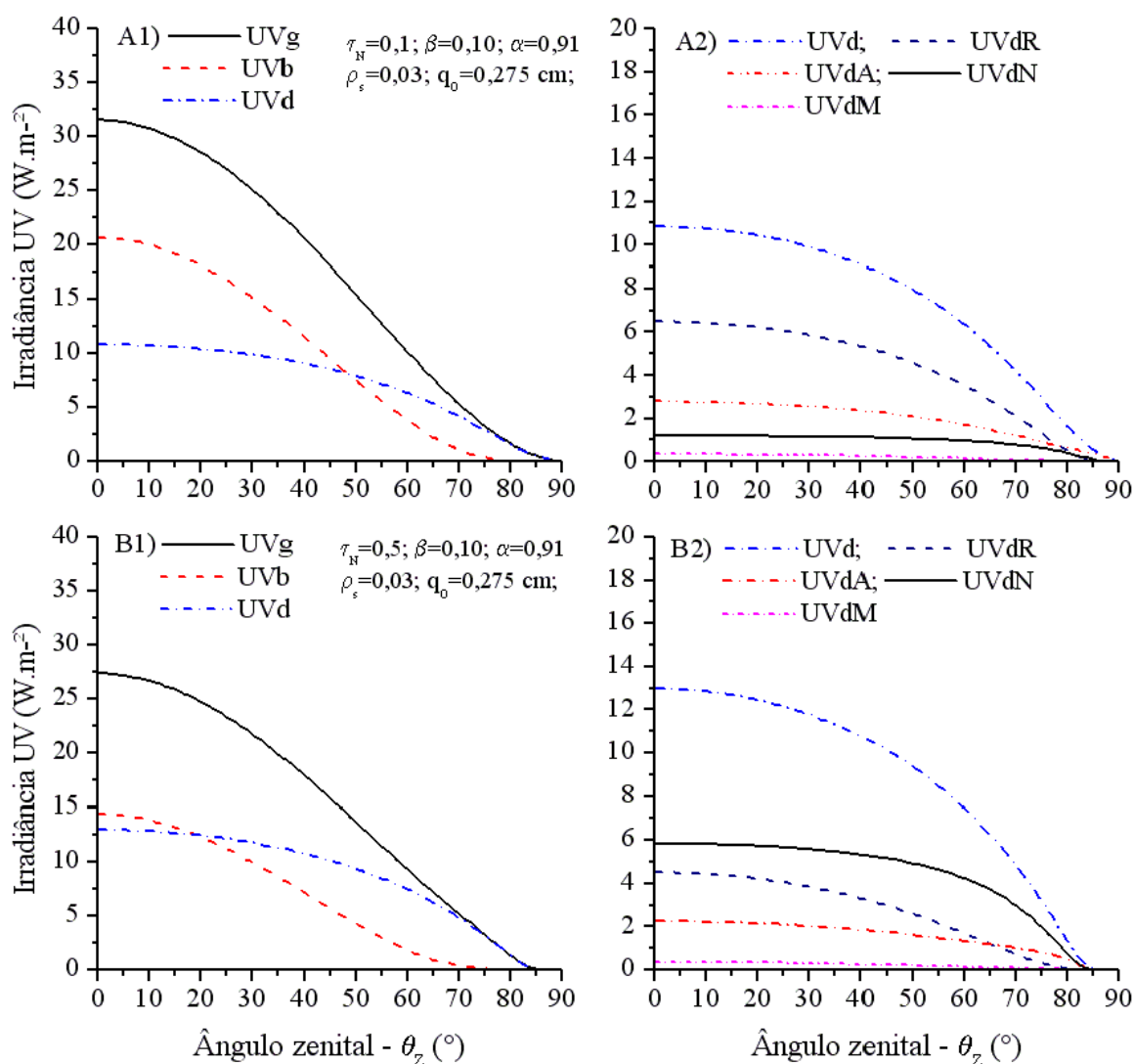


Figura 26. Variação das irradiâncias UV (1 e 2) em função do ângulo zenital, admitindo-se $\tau_N=0,1$ (A) e $\tau_N=0,5$ (B), na condição de sol obscurecido

Na condição representada pela **Figura 27B** ($\tau_N=3,0$), todas as irradiâncias ficam reduzidas, inclusive a irradiância difusa. Uma nuvem com propriedade ótica semelhante a esta considerada na simulação, além de causar uma fortíssima atenuação, também perde a capacidade de difusão, porque bloqueia praticamente 68% da irradiância global. Sendo a nuvem opticamente muito espessa, a maior parte da irradiância incidente sobre ela é refletida e retorna ao espaço. O restante é transmitido na forma direta (3%) e difundido por espalhamento múltiplo dentro da nuvem (29%). Nesta situação, a componente difusa gerada exclusivamente dentro da

nuvem (UV_{dN}) representa 80% de UV_g . As outras componentes difusas (Rayleigh e aerossóis) ficam inibidas em níveis quase idênticos aos das reflexões múltiplas (**Figura 27B2**).

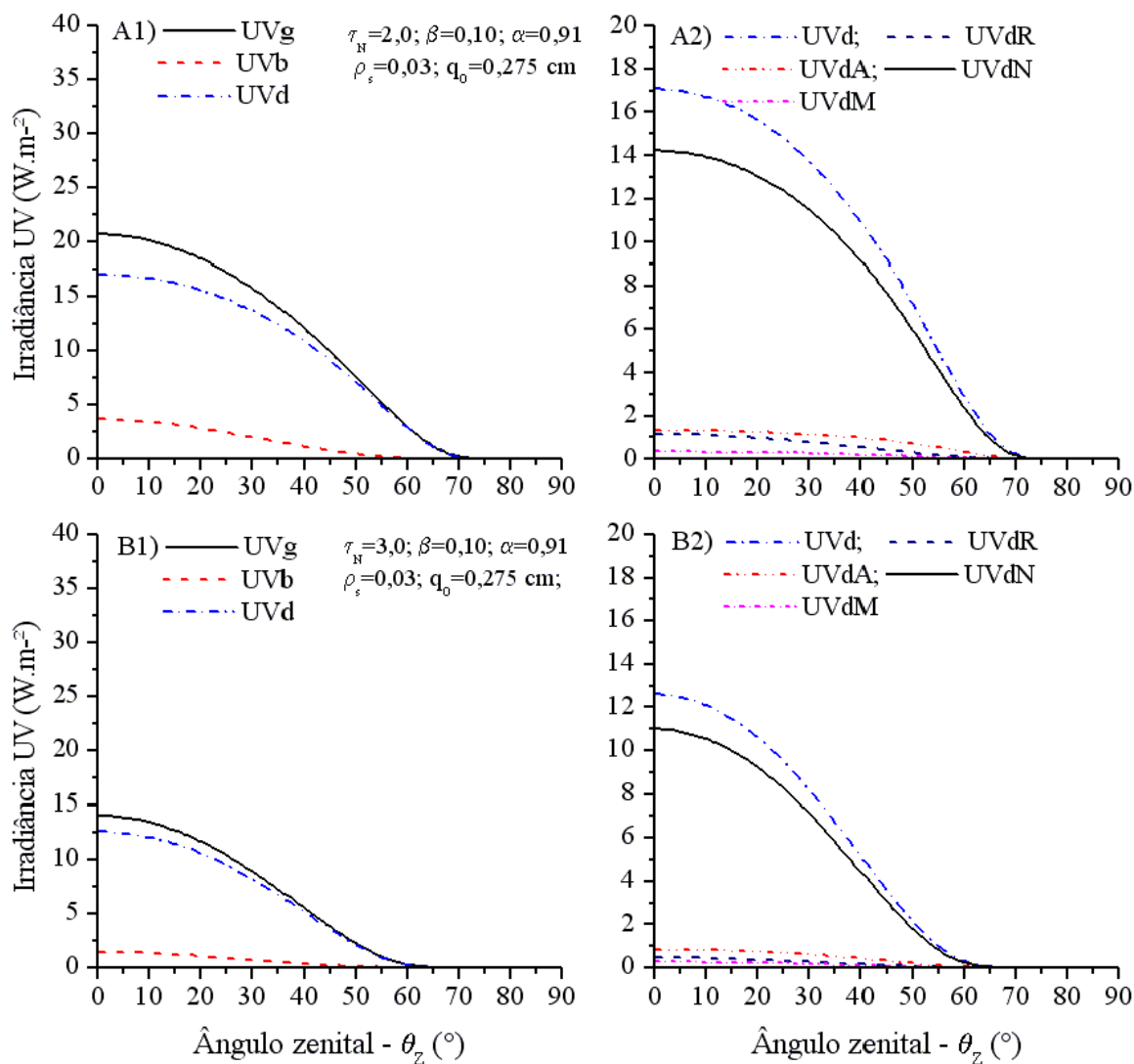


Figura 27. Variação das irradiâncias UV (1 e 2) em função do ângulo zenital, admitindo-se $\tau_N=2,0$ (A) e $\tau_N=3,0$ (B), na condição de sol obscurecido

A contribuição da componente difusa (k_{dM}^{uv}) proveniente das reflexões múltiplas é significativamente afetada pela nebulosidade, e, mesmo participando com 2% na UV_d , se reduz a uma taxa de aproximadamente: $k_{dM}^{uv} = 1,94 \exp(1,31\tau_N)$.

Analisando o comportamento das irradiâncias ultravioleta de uma outra

perspectiva, nota-se, pela **Figura 28A**, que as irradiâncias direta e global diminuem à medida que a espessura ótica das nuvens e o ângulo zenital aumentam, porém, com tendências diferentes. As disparidades entre as tendências se devem ao comportamento da irradiância difusa (UV_d), que cresce conjuntamente com a espessura ótica das nuvens, passando por um ponto de difusão máxima e decresce suavemente até atingir níveis próximos de zero. Mantendo-se fixas as outras variáveis atmosféricas, esta tendência se repete em todos os ângulos zenitais, com redução da irradiância e do ponto de difusão máxima à medida que o ângulo zenital cresce.

Este tipo de comportamento da irradiância ultravioleta difusa em função da espessura ótica das nuvens, prevista pelo modelo, se deve à combinação de quatro componentes difusas que apresentam distribuições diferentes (**Figura 28B**). As componentes difusas geradas pela atmosfera de Rayleigh, pela turbidez e por reflexões múltiplas decrescem exponencialmente com a espessura ótica das nuvens em todos os ângulos zenitais. Por outro lado, a componente difusa decorrente da interação da irradiância UV_b com as nuvens, varia com a espessura ótica das nuvens seguindo uma distribuição tipo Weibull.

A distribuição de UV_{dN} se torna interessante porque traduz o comportamento de uma nuvem quando esta se torna opticamente espessa. A um ângulo zenital próximo de zero, nota-se que a difusão máxima da irradiância ultravioleta se detém a uma espessura ótica de aproximadamente 2. A partir deste ponto, a irradiância difusa, exclusiva deste obstáculo sofre um decréscimo até atingir valores próximos de zero, quando $\tau_N > 7$. Para $\theta_Z > 0$, este padrão se repete, contudo com um deslocamento do ponto de máxima difusão e uma redução da intensidade desta irradiância.

Segundo Frederick e Lubin (1988) e Mayer *et al.* (1998b), o aumento da irradiância com a espessura ótica da nuvem se deve aos processos de espalhamentos múltiplos que ocorrem dentro da nuvem, enquanto a queda acontece porque à medida que a espessura ótica da nuvem aumenta há um alongamento do caminho percorrido pelos fótons através do ozônio troposférico, dentro da nuvem, resultando-se em uma maior absorção da irradiância UV. Conforme estes autores, as partículas de aerossóis, presentes nas nuvens, são absorvedores mais eficientes na faixa UV que o puro vapor d'água, além do mais, a absorção pelos aerossóis é intensificada devido ao espalhamento múltiplo.

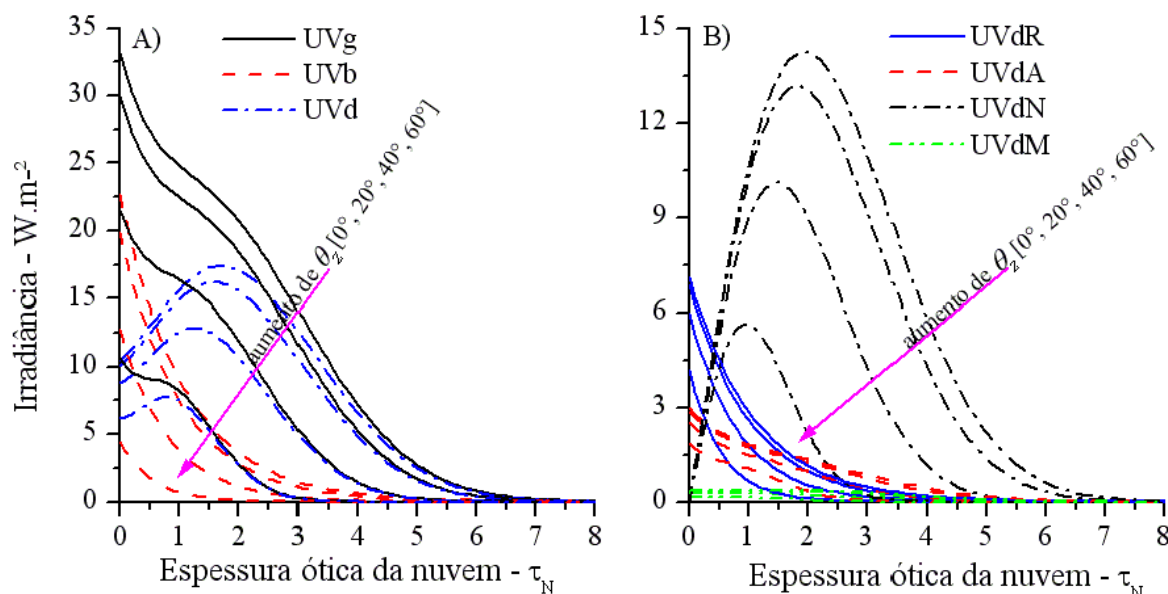


Figura 28. Variação das irradiâncias UV em função da espessura ótica das nuvens sob diferentes ângulos zenitais

A **Figura 29** mostra a variabilidade das irradiâncias ultravioleta difusa e global observadas sob as mais variadas condições de refletividade de nuvens, conteúdo de ozônio e expoente de turbidez, sobrepostos pelos valores gerados por simulação controlada ($\beta=0,10$; $\alpha=0,91$; $q_0=0,275$ atm-cm e $\rho_s=0,03$), em função da espessura ótica das nuvens.

Grosseiramente, percebe-se que os dados das irradiâncias observadas possuem tendências similares àqueles gerados por simulação. A sobreposição dos dados não apresenta um ajuste perfeito devido ao número insuficiente de informações registradas, não se retendo todas as combinações possíveis de massa ótica, turbidez, conteúdo de ozônio, espessura ótica e refletividade das nuvens.

Na **Figura 29A**, está evidente que a irradiância difusa é similar aos valores previstos na simulação, principalmente dentro das espessuras óticas inferiores a 1,75. Como a simulação é controlada, esta não contempla todas as interações possíveis entre os agentes atmosféricos, tais como o efeito da refletividade das nuvens combinado com alta turbidez e baixo conteúdo de ozônio, efeito combinado de nuvens dispersas de ação rápida e espessuras óticas variadas, etc. Tudo isso afeta a irradiância difusa, promovendo uma intensificação, principalmente em massas óticas baixas.

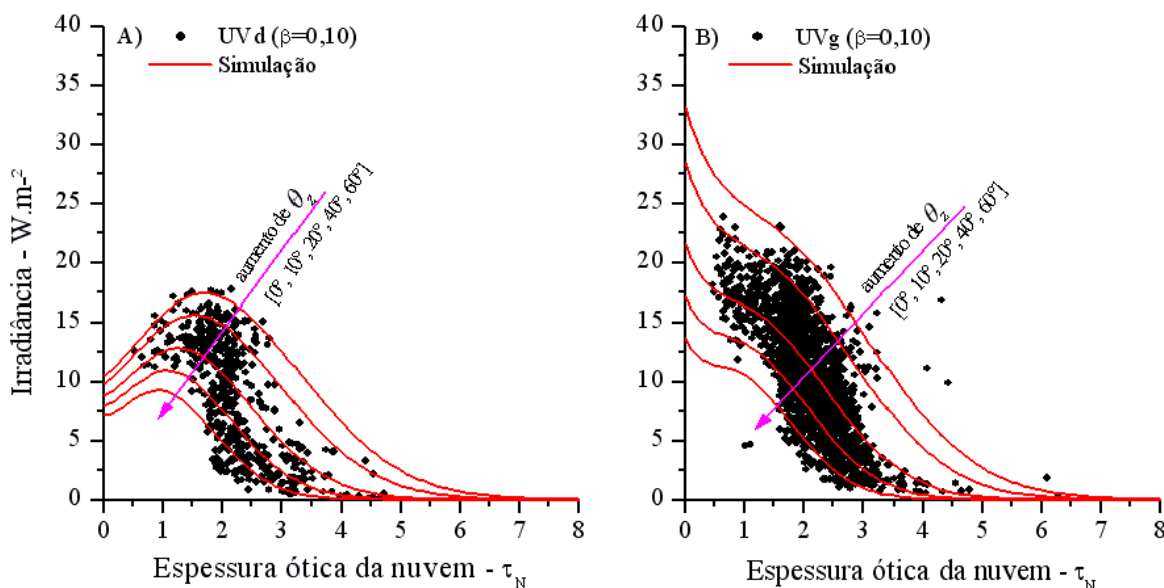


Figura 29. Distribuição das irradiâncias UV_d e UV_g em função das espessuras óticas de nuvens sob diferentes ângulos zenitais

Kasten e Czeplak (1980), estudando a distribuição das radiações difusa e global em função da quantidade total de nuvens e do grau de elevação solar, observaram que a radiação difusa cresce linearmente com a elevação solar e com a quantidade de nuvens até um máximo de 6 octas para depois cair drasticamente; enquanto a irradiância global cresce linearmente com a elevação solar e potencialmente com a redução da quantidade de nuvens. Estes autores também notaram que o aumento da radiação difusa é menos pronunciado nas baixas elevações solares, pois nestes casos, a maior parte da radiação disponível é sempre difusa.

4.2.3 Análise das irradiâncias UV em diferentes grupos de k_t

4.2.3.1 Características da irradiância difusa

A **Figura 30** e a **Tabela 8** mostram, respectivamente, as associações e as estatísticas entre as irradiâncias UV_d medidas, durante os meses de agosto a outubro de 2001, e as irradiâncias UV_d calculadas, dentro de cada grupo de k_t , conforme a equação (161).

O diagrama de dispersão (A) da **Figura 30** mostra a correlação entre os dados medidos e calculados pelo modelo, dentro do grupo de k_t , em que a irradiância é

característica de sol exposto, porém intensificada pelo efeito de reflexão das nuvens. As irradiâncias deste grupo são pouco frequentes e são registradas pelo sensor radiométrico, segundo Degünther e Meerkötter (2000), em três mecanismos distintos de céu parcialmente nublado: (1) quando o sol está exposto para o sensor, porém as nuvens espessas e dispersas se encontram em uma posição onde os fótons que atingiriam a superfície, na condição de céu limpo, são refletidos pelas nuvens e posteriormente espalhados pela atmosfera acima das nuvens na direção do sensor. Assim, estes fótons em vez de serem absorvidos pela superfície, contribuem para intensificação da irradiância difusa. A inspeção dos dados mostrou que 63% de UV_d se deve à componente Rayleigh, 30% aos aerossóis e 7% às reflexões múltiplas. (2) quando o sol se encontra exposto para o sensor, no entanto as nuvens quebradas intensificam a irradiância difusa, desviando a trajetória dos fótons, refletindo-os na direção do sensor. A inspeção dos dados mostrou que 44% de UV_d se deve à componente Rayleigh, 48% aos aerossóis e 8% às reflexões múltiplas. (3) e quando o disco solar se encontra oculto por uma nuvem isolada, mas o sensor ainda consegue detectar as reflexões advindas de outras nuvens ou até mesmo da atmosfera. A inspeção dos dados mostrou que 40% de UV_d se deve à componente Rayleigh, 46% aos aerossóis, 9% às nuvens e 5% às reflexões múltiplas.

Nos dois primeiros mecanismos acima descritos, as nuvens contribuem indiretamente com a irradiância difusa. As maiores frequências observadas ocorrem nas massas óticas abaixo de 2,5, cujas observações estão condizentes com as de Sabburg e Wong (2000).

Analisando o Grupo 1 da **Tabela 8** em consonância com a **Figura 30A**, percebe-se que nesta categoria os valores mínimos e médios, medidos e modelados, são absolutamente maiores, devido aos efeitos anteriormente explicados. Os indicadores estatísticos (r^2 , D , MBE e $RMSE$) denotam que as irradiâncias UV_d medida e estimada estão intimamente correlacionadas entre si, indicando uma boa performance do modelo para esta categoria.

O gráfico (B) da **Figura 30** mostra a irradiância difusa medida contraposta à irradiância estimada pelo modelo. Embora a calibração da irradiância difusa tenha sido estabelecida dentro do 2º grupo de k_r , pode-se notar, pela **Tabela 8**, que o modelo subestima os dados medidos em cerca de 1,12%, porém com um fator de dispersão ($RMSE$) de 5,46%. O coeficiente de determinação (r^2) e o índice de concordância (D) de Willmott (1981) indicam que a melhor performance do modelo se encontra nesta categoria de k_r . Isto porque nesta categoria

predomina a irradiância direta, cuja transmitância é regulada principalmente pela turbidez atmosférica e pela massa ótica. Nesta condição, em média, mais de 70% da irradiância difusa é devido ao espalhamento de Rayleigh, conforme discutido na seção 4.2.2.1.

A inspeção dos dados mostrou que quando o modelo não consegue detectar a presença de nuvens transparentes, mas somente seus efeitos sobre a irradiância difusa, o modelo admite que estes efeitos tenham sido causados por aerossóis. Segundo Iqbal (1983), nestas condições, estes tipos de nuvens produzem efeitos quase idênticos àqueles produzidos por uma atmosfera túrbida. Sob estas circunstâncias 48% de UV_d é proveniente da atmosfera de Rayleigh, 50% dos “aerossóis” e 2% das reflexões múltiplas, fato este responsável pela dispersão dos dados, principalmente nos instantes de alta energia.

A irradiância difusa do 3º grupo de k_t (**Tabela 8** e **Figura 30C**) se caracteriza pela transição entre sol exposto e sol obscurecido. Mediante a inspeção dos dados, foi observado que a ocorrência de UV_d , nestas condições, se dá de duas formas: (1) quando o céu se encontra parcialmente nublado com nuvens espessas e dispersas (cumulus) em movimentos rápidos. Segundo Duchon e O'Malley (1999) e Calbó *et al.* (2001), dependendo da quantidade de nuvens influentes, da posição delas em relação ao sol e ao sensor, da frequência e do número de amostragens feitas pelo Datalogger e do tipo de registro (amostra instantânea, média, etc), esta irradiância pode sair com características tanto de sol exposto, quanto de sol obscurecido, ou mesmo com valores intermediários entre as duas categorias (sol semi-obscurecido). Neste primeiro caso, observou-se que, em média, 18% da UV_d é procedente do espalhamento de Rayleigh, 30% do espalhamento por aerossóis, 50% da difusão por nuvens e 2% das reflexões múltiplas. (2) quando o céu se encontra nublado ou parcialmente nublado com nuvens ralas e brilhantes (cirrus) em movimentos lentos. Segundo Duchon e O'Malley (1999) e Li e Lam (2001), dependendo da espessura ótica deste tipo de nuvem esta irradiância tem característica de sol semi-obscurecido, pois o disco solar, mesmo obscurecido se mantém visível. Neste segundo caso, observou-se que, em média, 39% da UV_d é oriunda da camada de Rayleigh, 44% da camada de aerossóis, 15% da camada de nuvens e 2% das reflexões múltiplas.

Verifica-se na **Tabela 8** que os valores máximos observados e esperados em todas as categorias, são os maiores entre todos os grupos. Isto é explicado pela combinação dos espalhamentos atmosféricos aliados à capacidade de difusão máxima das nuvens, promovendo

assim a intensificação da irradiância difusa nesta categoria. Neste grupo, a máxima espessura ótica das nuvens averiguada é de 2,5. Os indicadores estatísticos apontam um bom desempenho do modelo, para esta categoria. Se os dados de entrada fossem amostras instantâneas, ao invés de médias de 5 minutos, o desempenho do presente modelo seria ainda mais satisfatório, conforme sugerem Duchon e O'Malley (1999).

Finalmente, a irradiância difusa do 4º grupo de k_i é caracterizada pela condição em que o disco solar se encontra totalmente obscurecido por densas nuvens.

Tabela 8. Estatísticas da irradiância UV_d medida e calculada para Botucatu, SP.

Grupo k_i	Valores	Irradiância ultravioleta difusa ($W m^{-2}$)				Modelo x Medida			
		Mínima	Média	Máxima	n	r^2	D	MBE	RMSE
1	medida	3,371	15,438	26,456	266	0,9540	0,9883	-0,20%	6,75%
	modelo	3,352	15,408	25,910					
2	medida	1,918	12,152	22,696	3522	0,9775	0,9938	-1,12%	5,46%
	modelo	2,341	12,017	22,250					
3	medida	2,052	15,102	28,754	2062	0,9698	0,9923	0,02%	6,51%
	modelo	1,947	15,105	27,830					
4	medida	0,022	6,537	20,688	2087	0,9706	0,9922	-2,74%	13,70%
	modelo	0,052	6,363	20,726					

Ano: 2001

Como as irradiâncias UV_d desta categoria são quase exclusivas dos espalhamentos múltiplos ocorridos dentro das nuvens, notas-se que seus valores mínimos, médios e máximos são os menores em todas as categorias (**Tabela 8** e **Figura 30D**), reforçando as hipóteses de Frederick e Lubin (1988) e Mayer *et al.* (1998b), levantadas na seção 4.2.2.2. A inspeção dos dados revelou que, em média, 10% da UV_d é procedente do espalhamento de Rayleigh, 25% do espalhamento por aerossóis, 64% da difusão por nuvens e 1% das reflexões múltiplas.

Embora a segunda calibração da irradiância UV_d tenha sido feita dentro da categoria de sol obscurecido, e o modelo tenha subestimado as medidas em 2,74% , com taxa de dispersão média de 13,7%, os coeficientes de determinação e de concordância de Willmott (1981) apontam o modelo como um bom preditor da irradiância UV_d , para céu nublado.

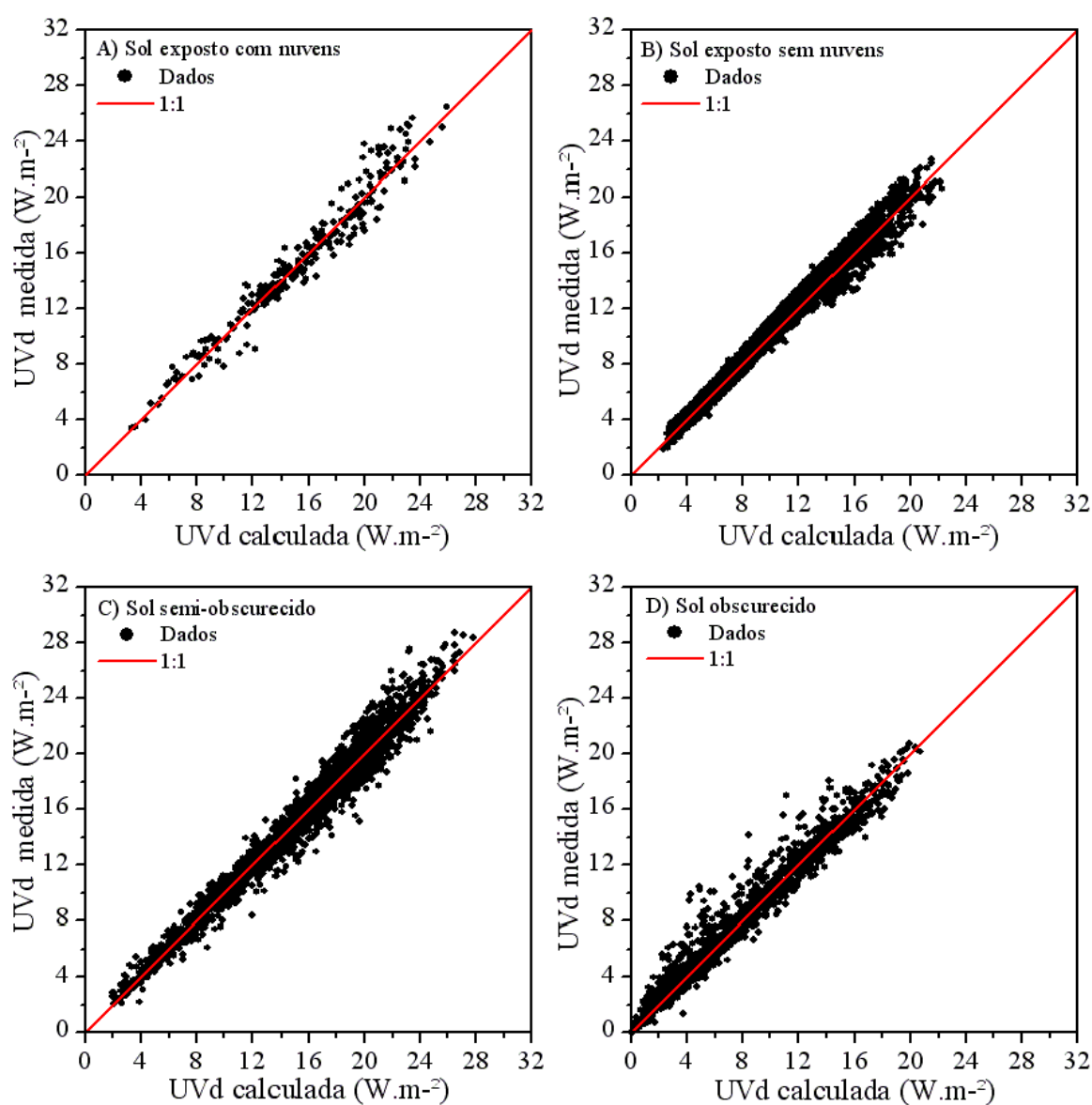


Figura 30. Correlações entre as irradiâncias UV_d medidas e calculadas, dentro de diferentes grupos de exposição solar

A **Figura 31** mostra os efeitos normalizados das nuvens sobre a irradiância UV_d em função da massa ótica, para os diferentes níveis de exposição solar, de acordo com a equação (162). No caso em que o disco solar encontra-se exposto, mas rodeado por nuvens (1º grupo de k_t), o efeito produzido por elas é exclusivamente intensificador (triângulos). A **Figura 31** mostra que estes efeitos não estão atrelados à massa ótica e, em média, os dados normalizados encontram-se a 11% além do limite de céu limpo.

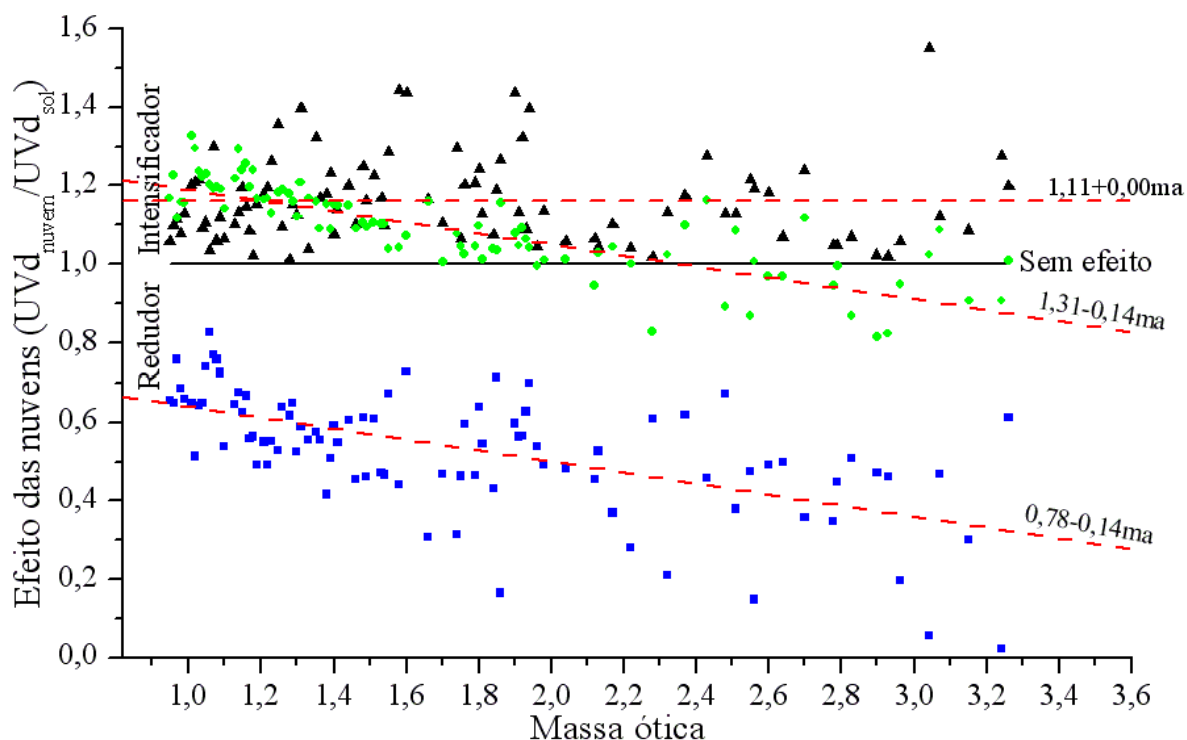


Figura 31. Variação média dos efeitos das nuvens sobre a irradiância UV_d , normalizados para a condição de céu limpo, em função da massa ótica e do nível de exposição solar

As irradiâncias difusas, próprias das condições em que o disco solar encontra-se semi-obscurecido (círculos), além de apresentarem dependências da massa ótica, quando normalizadas, evidenciam ainda os efeitos de intensificação ($\xi > 1,0$) e de redução ($\xi < 1,0$). Nack e Green (1974) usaram um modelo modificado de Shettle e Green (1974) contendo cinco camadas em uma atmosfera padrão, mais uma camada extra reservada às nuvens, com espessuras óticas entre 0,1 a 100. Os resultados mostraram que, em baixos ângulos zenitais e $\tau_N < 10$, a relação entre as irradiâncias ultravioleta difusas, sob céu com nuvens e sem nuvens, foi maior que 1.

Quando o disco solar encontra-se obscurecido (quadrados), a **Figura 31** mostra que o grau de dependência desta categoria com a massa ótica é semelhante àquele observado na condição de sol semi-obscurecido, diferindo, porém, no efeito que é exclusivamente redutor. Kasten e Czeplak (1980) observaram que a razão entre as radiações difusas, sob céu nublado e as correspondentes sob céu limpo, exibe perfil de crescimento linear em função da elevação solar. Estes autores também notaram efeitos de redução da radiação difusa pelas nuvens, bem como efeitos de intensificação, principalmente entre 2 e 7 octas.

4.2.3.2 Características da irradiância global

A **Figura 32** e a **Tabela 9** mostram a performance do modelo em relação aos dados da irradiância ultravioleta global medidos durante o período de 2001. A irradiância UV_g , medida e modelada, dentro do grupo 1 detém, estatisticamente, os maiores valores mínimo, médio e máximo. Como explicado anteriormente, na seção 4.2.3.1, a irradiância UV , quando submetida às condições de nebulosidade variável, fica sujeita aos efeitos de intensificação, devido ao processo de reflexão causado por nuvens.

Sabburg e Wong (2000) observaram que a intensificação máxima obtida para a irradiância UV-B foi cerca de 8% maior que a equivalente encontrada para céu limpo. Neste estudo, a média ponderada das intensificações máximas foi de 9% maior que aquela encontrada na condição de sol exposto. Apesar deste fenômeno ocorrer praticamente em todas as massas óticas, a inspeção dos dados tem mostrado que este fenômeno não está associado com a massa ótica e sim com o tipo de nuvem e com sua posição em relação ao sol.

Considerando os três mecanismos necessários para haver intensificação da irradiância difusa devido aos efeitos provocados pelas nuvens (seção 4.2.3.1), os dados gerados pelo modelo mostram que 52% da irradiância UV_g é composta pela difusa, no primeiro caso, 59% no segundo e 63% terceiro caso.

Com exceção dos casos em que a irradiância global é intensificada por interferência das nuvens, as maiores irradiâncias são esperadas quando o disco solar se encontra totalmente exposto. O que pode ser facilmente verificado pela estatística do grupo 2 (**Tabela 9**). Isto acontece porque há uma maior participação da irradiância direta na composição global, conforme foi discutido na análise de sensibilidade, seção 4.2.2.1. De acordo com a calibração da irradiância global, efetuada dentro deste grupo, a contribuição da irradiância ultravioleta direta (k_b^{uv}), em termos gerais, equivale a 50% da global. Por outro lado, levando em conta a posição geométrica do sol, esta contribuição é variável com a massa ótica na seguinte proporção:

$$k_b^{uv} = 0,035 + 0,983 \exp(-0,59m_a).$$

Observa-se na **Figura 32B** que os dados medidos da irradiância ultravioleta global tendem a dispersar em relação aos dados calculados, principalmente nos instantes de alta energia. Larason e Cromer (2001) atribuem a maioria destas irregularidades ao detector ótico do instrumento, que possui uma faixa de detecção limitada, sobre o qual gera um sinal proporcional à irradiância incidente. Conforme, estes autores, se a intensidade da irradiância direta sobre a área de incidência do sensor for muito alta, o detector se satura, perdendo, contudo, a linearidade e conseqüentemente o poder de resposta. Slusser *et al.* (1999) em concordância com Larason e Cromer (2001), afirmam que além do erro instrumental, este efeito se deve ao conteúdo de ozônio, variável ao longo do dia. Pela manhã, o conteúdo de ozônio é levemente menor que no período vespertino. Por volta do meio-dia, devido à intensificação dos processos turbulentos, o conteúdo de ozônio troposférico fica altamente variável.

A **Tabela 9** mostra que a dispersão observada na **Figura 32B** é relativamente pequena, cerca de 4,36%, em relação àquelas observadas por Foyo-Moreno *et al.* (2000), que compararam a performance dos modelos paramétricos SPECTRAL2 (Bird e Riordan, 1986) e SMARTS2 (Gueymard, 1995), na faixa UV, para Granada, e encontraram dispersões na ordem de 9 a 18% e de 12 a 24%, respectivamente, dependendo do tipo de aerossol assumido.

A irradiância ultravioleta global, dentro do grupo 3 (**Tabela 9** e **Figura 32C**), apresenta característica diferente da irradiância difusa, observada dentro do mesmo grupo. Enquanto irradiância difusa apresenta as maiores amplitudes radiométricas, isto não é verificado para a global, uma vez que a irradiância direta sofre atenuação pelo efeito das nuvens, acarretando uma redução na média global, conforme a análise de sensibilidade do modelo. Na seção 4.2.3.1 foi explicado que a irradiância UV, dentro deste grupo, se manifesta de duas maneiras. A inspeção dos dados gerados pelo modelo tem mostrado que, no primeiro caso (nuvens densas e rápidas), a irradiância direta só contribui com 25% da global, enquanto no segundo caso (nuvens ralas e estáveis), esta contribuição aumenta para 42%.

Comparando as performances do modelo, dentro do grupo 3, entre UV_d (**Tabela 8**) e UV_g (**Tabela 9**), nota-se que o desempenho do modelo é melhor quando se estima a irradiância global. Percebe-se que os valores dos coeficientes de determinação e concordância de Willmott (1981) são maiores nos três primeiros grupos de k_r .

Tabela 9. Estatísticas da irradiância UV_g medida e calculada para Botucatu, SP.

Grupo k_i	Valores	Irradiância ultravioleta global ($W m^{-2}$)			n	Modelo x Medida			
		Mínima	Média	Máxima		r^2	D	MBE	RMSE
1	medida	3,196	32,710	59,455	1786	0,9925	0,9954	-3,21%	4,24%
	modelo	3,110	32,609	60,290					
2	medida	2,115	23,164	50,801	16398	0,9896	0,9973	-0,72%	4,36%
	modelo	2,494	23,116	47,016					
3	medida	2,000	22,346	44,199	6922	0,9893	0,9972	-0,10%	4,68%
	modelo	2,004	22,032	43,700					
4	medida	0,026	8,754	30,000	9305	0,9687	0,9920	0,14%	12,54%
	modelo	0,019	8,684	28,941					

Ano: 2001

A síntese estatística, mostrada na **Tabela 9**, para o grupo 4, indica que a irradiância ultravioleta global calculada pelo modelo é satisfatoriamente compatível com os valores medidos. Além da proximidade entre os valores (mínimo, médio e máximo) medidos e estimados, o índice de concordância de Willmott (1981) e o coeficiente de determinação apontam o modelo como um bom preditor da UV_g para a condição de céu nublado. Apesar dos dados observados apresentarem uma dispersão de 12,54% em torno da média do modelo, em média os dados calculados desviaram somente 0,14% acima dos dados medidos.

A inspeção dos dados calculados indica que há, em termos gerais, somente 11% de contribuição da irradiância direta. Levando-se em conta a posição geométrica do sol, esta contribuição é variável com a massa ótica na seguinte proporção: $k_b^{uv} = 0,268 \exp(-0,676m_a)$.

A **Figura 33** mostra os efeitos normalizados das nuvens sobre a irradiância UV_g em função da massa ótica, para os diferentes níveis de exposição solar. Nota-se claramente a distinção dos efeitos em três níveis. O nível superior (triângulos) se deve à intensificação da irradiância UV_g causada por nuvens, quando o céu se encontra parcialmente nublado. Os outros dois níveis, efeitos intermediário (círculos) e inferior (quadrados), são exclusivamente de redução, uma vez que os valores relativos de ambos se mantêm abaixo de 1.

Em todos os níveis, estes efeitos estão plenamente de acordo com Nack e Green (1974) que encontraram valores maiores que 1, para a relação entre as irradiâncias ultravioleta globais sob céu parcialmente nublado e sob céu limpo, e valores menores que 1, para

a relação entre as irradiâncias ultravioleta globais sob céu nublado e sob céu limpo.

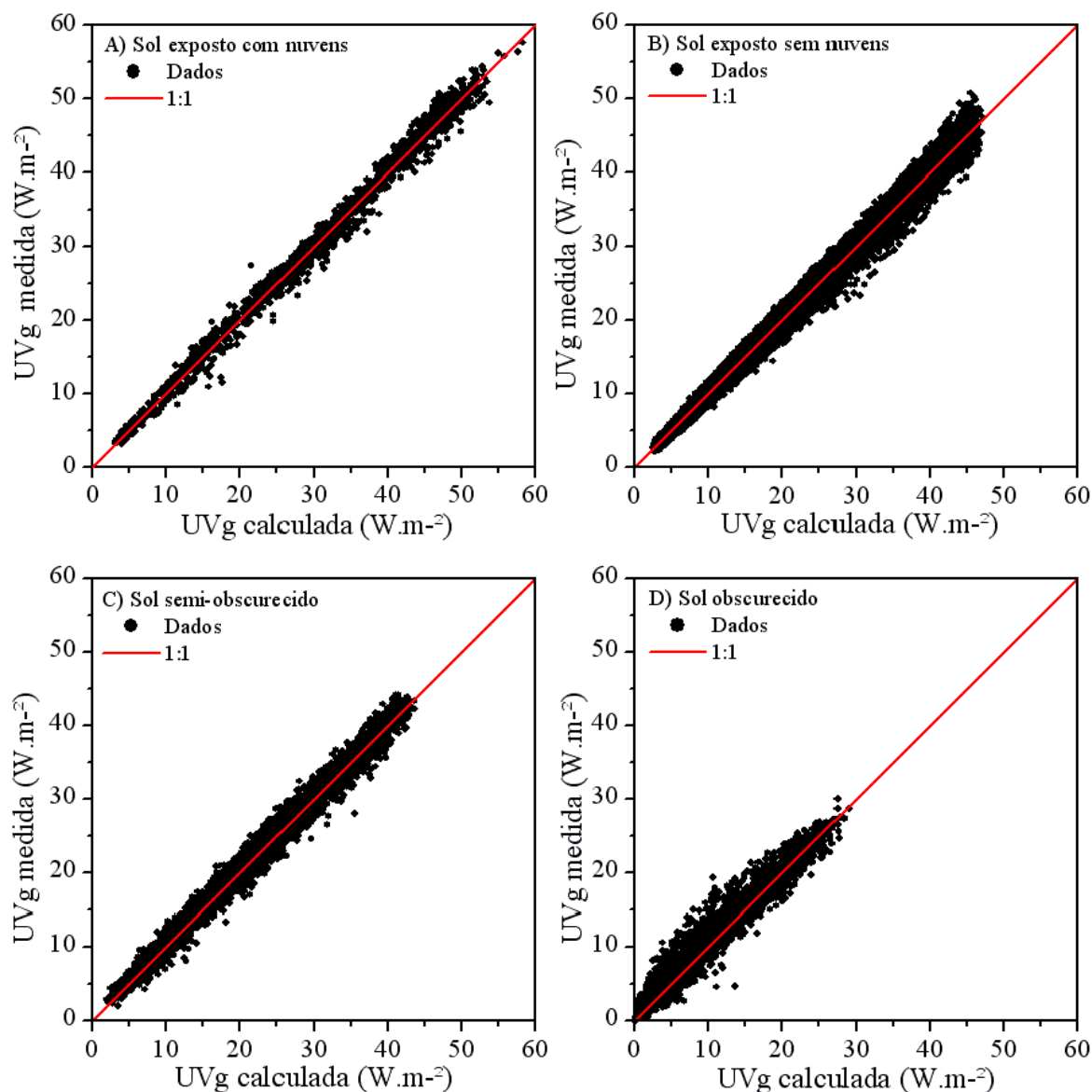


Figura 32. Correlações entre as irradiâncias UV_g medidas e calculadas, dentro de diferentes grupos de exposição solar

Kasten e Czeplak (1980) examinaram o perfil relativo da radiação global, razão entre as radiações sob céu nublado e céu limpo, em função da quantidade de nuvens e notaram uma leve intensificação entre 1 e 2 octas, e posterior redução até 8 octas.

Crawford *et al.* (2003), estudando o impacto das nuvens sobre a irradiância espectral UV, observaram que, estando o disco solar desobstruído, os efeitos das nuvens são

intensificados à medida que aumenta a fração de cobertura do céu. Por outro lado, quando o disco solar encontra-se obstruído, os fortes efeitos de redução são mais frequentes nas condições de baixa nebulosidade. Isto é explicado pela capacidade que as nuvens têm em bloquear os raios solares, em um ponto sobre o solo, e ao mesmo tempo, refletir a radiação incidente sobre elas, para outra localidade, na forma de radiação difusa. Desse modo, conclui-se que, os efeitos produzidos pelas nuvens dependem, principalmente, da espessura ótica e da posição geométrica delas no céu.

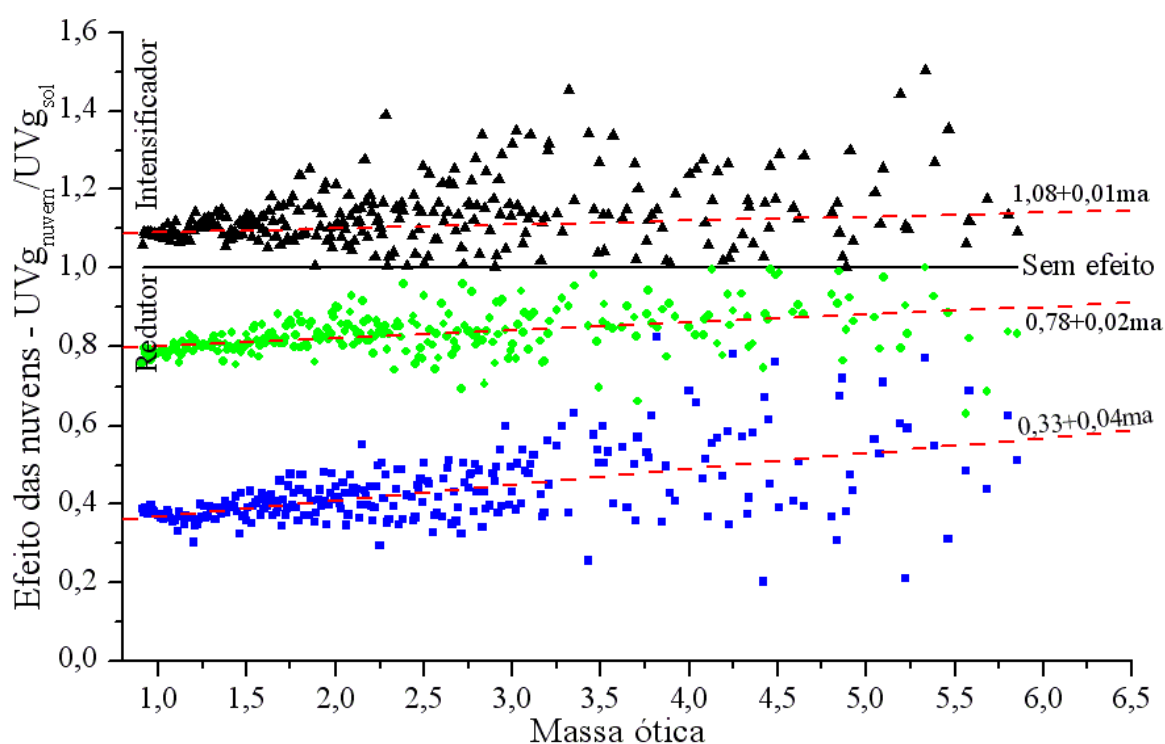


Figura 33. Variação média dos efeitos das nuvens sobre a irradiância UV_g , normalizados para a condição de céu limpo, em função da massa ótica e do nível de exposição solar

As espessuras óticas das nuvens, observadas dentro do efeito de nível intermediário (círculos), foram ajustadas a por uma função de decaimento exponencial, com a seguinte forma:

$$\tau_N = 0,304 + 1,165 \exp(-0,73m_a); k'_{t_{\max}} < k_t < k_{t_{\min}} \quad (166)$$

Similarmente, as espessuras óticas das nuvens, observadas dentro do nível inferior (quadrados), foram ajustadas, em função da massa ótica, com a seguinte expressão:

$$\tau_N = 0,385 + 4,479 \exp(-0,794m_a); k_t \leq k'_{t\max} \quad (167)$$

donde se conclui que o efeito de redução está diretamente ligado à espessura ótica das nuvens e ao índice de claridade que é uma forte função da posição geométrica das nuvens no céu.

Em todos os níveis, os efeitos das nuvens sobre a irradiância UV_g apresentam uma fraca dependência da massa ótica, como podem ser observados na **Figura 33**. Spinhirne e Green (1978), utilizando o modelo de Shettle e Green (1974) para investigar a razão entre a irradiância espectral ultravioleta e a irradiância solar total sob camadas uniformes de nuvens com espessuras óticas variáveis, observaram que esta razão crescia com a massa ótica, e atribuíram este efeito à redução na espessura ótica do ozônio. Aqui, entretanto, esta dependência é atribuída à contribuição da irradiância $UV_d(k_d^{uv})$ a qual é significativamente crescente com a massa ótica e com o índice de claridade, ou seja:

$$k_d^{uv} = \begin{cases} 0,996 - 1,10 \exp(-0,850m_a); & k_t > k_{t\max} \\ 0,777 - 0,61 \exp(-0,965m_a); & k'_{t\max} < k_t < k_{t\min} \\ 1,257 - 1,01 \exp(-0,072m_a); & k_t < k'_{t\max} \end{cases} \quad (168)$$

4.2.4 Validação e desempenho do modelo

Na **Tabela 10** é apresentada as médias mensais da relação UV_g/G , observadas às 10:00, 12:00 e 14:00, sob diferentes níveis de exposição solar, em Botucatu, SP, durante o período experimental de 2000 a 2003. Esta faixa horária foi escolhida por ser o período mais crítico para se expor aos raios solares diretos.

Nota-se que a fração UV_g/G aumentam com a redução de k_t , em todas as horas e em todos os meses observados. Nas condições de sol exposto com e sem nuvens e de sol semi-obscurecido, esta fração passa por um valor máximo às 12:00. Na condição de sol obscurecido esta tendência já não é mais observada. Foyo-Moreno *et al.* (2003) também observaram que, nas condições de céu sem nuvens e parcialmente nublado, UV_g/G cresce com a elevação solar, enquanto que, na condição de céu totalmente nublado UV_g/G cresce com a nebulosidade, independentemente, da elevação solar.

Tabela 10. Médias mensais da relação UV_g/G , às 10:00, 12:00 e 14:00, sob diferentes níveis de exposição solar

Mês	Sol exposto com nuvens			Sol exposto sem nuvens			Sol semi-obscurecido			Sol totalmente obscurecido		
	10:00	12:00	14:00	10:00	12:00	14:00	10:00	12:00	14:00	10:00	12:00	14:00
<i>Jan</i>	0,040	0,041	0,040	0,042	0,042	0,041	0,045	0,045	0,045	0,051	0,053	0,053
<i>Fev</i>	0,040	0,041	0,040	0,042	0,043	0,041	0,045	0,045	0,045	0,051	0,053	0,053
<i>Mar</i>	0,039	0,041	0,039	0,041	0,042	0,040	0,045	0,046	0,044	0,051	0,052	0,055
<i>Abr</i>	0,038	0,040	0,037	0,039	0,041	0,039	0,044	0,044	0,043	0,051	0,052	0,054
<i>Mai</i>	0,037	0,038	0,036	0,038	0,039	0,038	0,042	0,043	0,042	0,050	0,053	0,052
<i>Jun</i>	0,034	0,036	0,034	0,037	0,038	0,037	0,041	0,042	0,041	0,049	0,051	0,052
<i>Jul</i>	0,036	0,037	0,035	0,037	0,038	0,037	0,042	0,042	0,042	0,050	0,049	0,050
<i>Ago</i>	0,035	0,038	0,035	0,037	0,039	0,037	0,042	0,042	0,041	0,050	0,051	0,050
<i>Set</i>	0,038	0,038	0,036	0,039	0,040	0,038	0,042	0,042	0,040	0,048	0,049	0,051
<i>Out</i>	0,039	0,039	0,038	0,039	0,040	0,038	0,041	0,042	0,041	0,049	0,051	0,052
<i>Nov</i>	0,039	0,041	0,039	0,041	0,041	0,040	0,045	0,045	0,044	0,051	0,052	0,053
<i>Dez</i>	0,040	0,041	0,040	0,042	0,042	0,041	0,046	0,046	0,045	0,051	0,052	0,053
<i>Ano</i>	0,038	0,039	0,037	0,040	0,040	0,039	0,043	0,044	0,043	0,050	0,052	0,052

Local: Botucatu, SP; ano: 2000-2003

As características da irradiância UV sobre condições de nuvens é similar àquela seguida pela irradiância solar global (Kasten e Czeplak, 1980). Assim, é considerada a possibilidade de estimar a irradiância UV a partir de medidas da irradiância global. Portanto, neste trabalho, procurou-se desenvolver um modelo simples e direto para estimar a irradiância UV_g a partir das medidas instantâneas de G . Para isso, aproveitou-se as irradiâncias usadas na calibração do modelo paramétrico. Conseqüentemente, foi gerado um modelo linear com quatro funções, condicionadas aos grupos de k_t , assim:

$$UV_g = \begin{cases} 0,02862G + 0,000010G^2; & k_t > k_{t\max} \\ 0,03212G + 0,000009G^2; & k_{t\min} \leq k_t \leq k_{t\max} \\ 0,04419G; & k'_{t\max} < k_t < k_{t\min} \\ 0,05084G; & k_t \geq k'_{t\max} \end{cases} \quad (169)$$

Nota-se que na condição de sol exposto (com e sem nuvem) as expressões são quadráticas enquanto na condição de sol encoberto (semi e obscurecido) as expressões são lineares. Os coeficientes angulares do primeiro termo das expressões indicam que a contribuição da radiação ultravioleta, dentro da global, aumenta com a redução do nível de exposição solar.

Feister e Grasnck (1992) também notaram que os valores da razão UV_g/G aumentaram de 3 a 4%, em condições típicas, para 5 a 6%, em condições exclusivamente nubladas. A elevação de UV_g/G com a nebulosidade pode estar ligada à forte absorção das radiações de ondas longas pelas gotículas de água das nuvens. Nagaraja *et al.* (1984), analisando a radiação UV_g , obtida com instrumento Eppley (295-385 nm), também encontraram valores mais altos de UV_g/G , na condição de céu nublado (5,7%), que na condição de céu sem nuvens (5%).

A **Tabela 11** mostra a comparação entre os valores médios dos coeficientes angulares de ajuste da radiação ultravioleta global com a radiação global. Pelas diferentes fontes de várias partes do mundo, esta relação média está firmemente estabelecida.

Tabela 11. Valores médios da relação UV_g/G , para diferentes lugares do mundo

<i>Local</i>	<i>UV_g/G</i>	<i>Instrumento</i>	<i>Fonte</i>
Kuwait	0,0480	Eppley TUVR	Al-Aruri <i>et al.</i> , 1988
Dhahram (Arábia Saudita)	0,0350	Eppley TUVR	Elhadity <i>et al.</i> , 1990
Makkah (Arábia Saudita)	0,0370	Eppley TUVR	Khogali e Al-Bar, 1992
Valência (Espanha)	0,0350	Eppley TUVR	Martinez-Lozano <i>et al.</i> , 1994
Hobart (Austrália)	0,0374	Eppley TUVR	Nuñez <i>et al.</i> , 1994
Córdoba (Espanha)	0,0370	Eppley TUVR	Pedros <i>et al.</i> , 1997
Piracicaba (Brasil)	0,0401	G-(PAR+NIR)	Assunção e Barbieri, 1997
Almeria (Espanha)	0,0420	Eppley TUVR	Barbero e Batlles, 1998
Botucatu (Brasil)	0,0388	K&Z CUV3	Assunção <i>et al.</i> , 2000

Neste contexto, Iqbal (1983) atesta que, na condição de céu limpo, a taxa de ajuste entre UV_g e G pode variar de 3 a 5%.

A **Tabela 12** apresenta os indicadores estatísticos de desempenho dos modelos paramétrico e linear (169), enquanto a **Figura 34** mostra as associações entre os dados medidos e os dados calculados pelo modelo paramétrico, resultantes dos períodos de calibração (2001) e de validação (2000, 2002 e 2003).

Em todos os períodos destacados na **Figura 34**, notam-se os efeitos de intensificação da irradiância que se caracterizam pela evidência de pontos distintos fora da distribuição normal dos dados. Logicamente estes eventos não se destacam tão somente pelos seus valores anormalmente altos, e sim pelas irradiâncias com valores bem acima do nível tolerável para céu limpo. O coeficiente de determinação, principalmente do modelo paramétrico, e o

coeficiente de dispersão (*RMSE*) indicam que o grau de associação entre os dados calculados e os medidos são mais consistentes nos estados de alta energia. Isto é, o grau de associação se reduz com a redução do fluxo radiante, devido à instabilidade dos fatores atmosféricos, fazendo com que grau de dispersão entre os dados se eleve.

Tabela 12. Desempenho dos modelos paramétrico (P) e linear (L) no cálculo da irradiância UV_g , em cada condição atmosférica

ANO	Grupo k_t	R^2		D		MBE (%)		RMSE (%)		t ($t_{0,001}=3,3$)		n
		P	L	P	L	P	L	P	L	P	L	
2000	1	0,9880	0,9862	0,9970	0,9959	-0,1	1,9	4,3	5	1,2	21	2722
	2	0,9836	0,9946	0,9958	0,9956	-0,1	4,6	6,6	6,7	2,2	136	20694
	3	0,9848	0,9658	0,9961	0,9899	0,6	3,3	5,7	8,9	10	40	9798
	4	0,9706	0,9653	0,9922	0,9904	-2,2	1,4	12,4	13,8	21	12	13357
	T	0,9885	0,9896	0,9971	0,9960	-0,2	3,6	7	8	6,2	109	46571
2001	T	0,9909	0,9907	0,9977	0,9975	-1	0,9	6,2	6,4	30	26	34411
2002	1	0,9919	0,9876	0,9979	0,9961	0	-1,9	3,8	5,2	0	15	1523
	2	0,9892	0,9955	0,9973	0,9988	0,5	-0,8	6,2	4,2	12	29	22970
	3	0,9732	0,9489	0,9932	0,9866	-0,2	1,4	7,5	10,2	2,7	14	10402
	4	0,9710	0,9668	0,9925	0,9912	-1,1	-3,1	12,8	14,3	9,7	25	12570
	T	0,9886	0,9877	0,9971	0,9969	0,1	-0,5	7,3	7,6	3	14	47465
2003	1	0,9909	0,9885	0,9976	0,9939	0,3	-3,9	4,4	7,2	1,9	18	803
	2	0,9904	0,9946	0,9973	0,9981	0,6	-2	5,4	4,7	13	57	14518
	3	0,9889	0,9716	0,9972	0,9909	-0,1	-3,1	4,9	9	1,5	26	5197
	4	0,9752	0,9698	0,9937	0,9908	0	-5,7	10,8	13,9	0	37	6857
	T	0,9915	0,9907	0,9978	0,9970	0,4	-2,8	5,9	7	11	72	27375

Local: Botucatu, SP

De acordo com a **Figura 34**, percebe-se, também, que as maiores dispersões ocorrem, principalmente, nos estados de baixa energia. Fazendo-se uma relação entre os diagramas de dispersão da **Figura 34** e *RMSE* do grupo 4, **Tabela 12**, chega-se à conclusão que o caráter dispersivo dos dados, na ordem de 10,8 a 12,8%, se deve à variabilidade dos efeitos das nuvens. Esta dispersão se torna mais evidente quando o grupo de dados são apresentados isoladamente, como aquele da **Figura 32D** (página 101).

Considerando-se o desempenho individual dos modelos dentro de cada grupo de k_t , pode-se concluir que: em todos os períodos, os índices estatísticos apontam o modelo paramétrico com a melhor performance na estimativa da irradiância UV_g , sob as condições de sol

exposto com nuvens (grupo 1) e sol encoberto (grupos 3 e 4); em todos os períodos, os índices estatísticos apontam o modelo linear com a melhor performance no cálculo da irradiância UV_g , sob a condição de sol exposto sem nuvens (grupo 2).

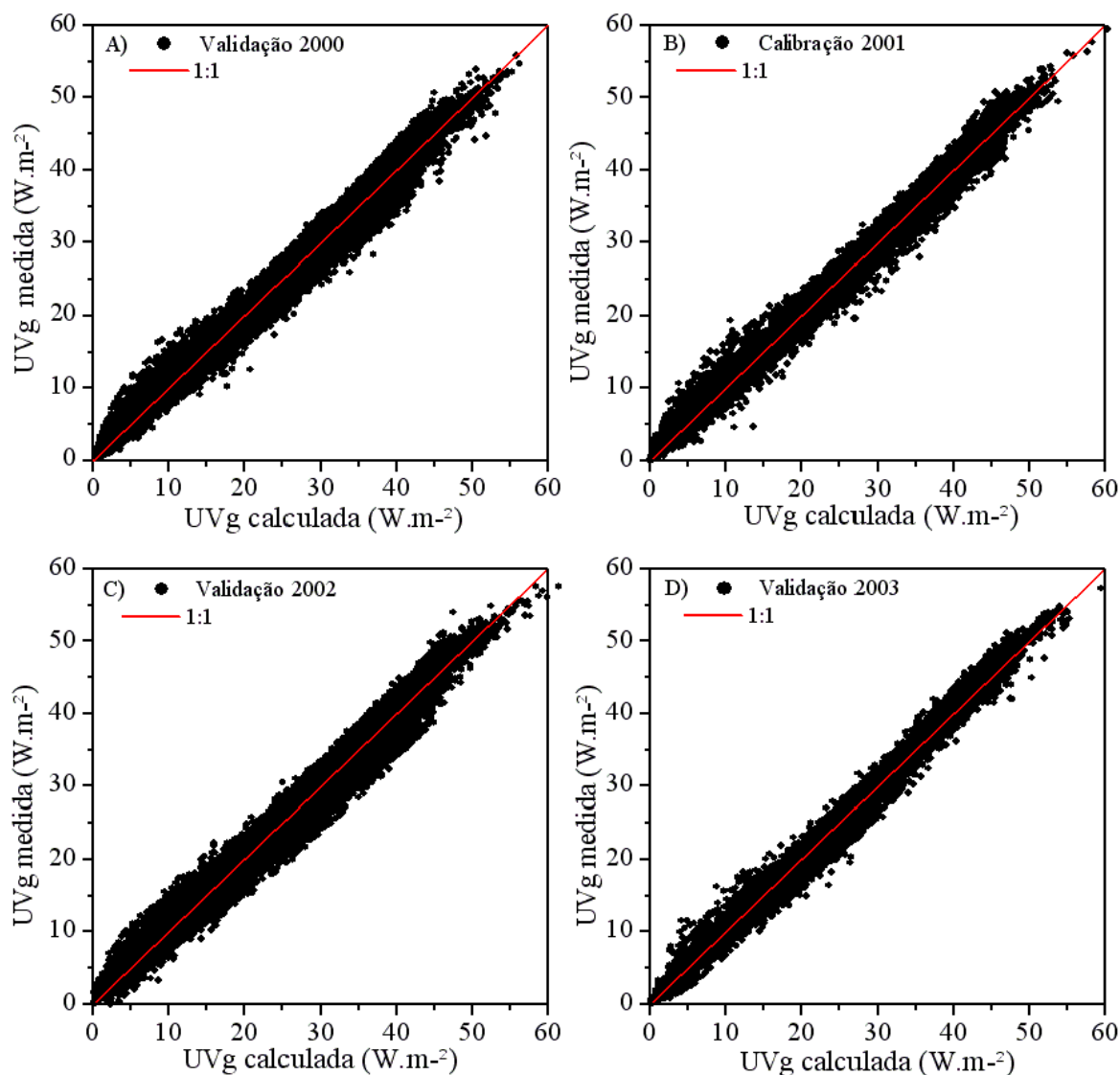


Figura 34. Validação do modelo paramétrico com os dados obtidos no período de 2000, 2002 e 2003

Em termos gerais (considerando-se todas as condições atmosféricas), os indicadores estatísticos da **Tabela 12** apontam o modelo paramétrico com o melhor desempenho.

Embora o modelo linear se mostre menos complicado que o modelo paramétrico, o teste-t de significância a 99,9% de probabilidade (Stone, 1993), indica que o modelo paramétrico ainda é a ferramenta mais adequada para estimar a irradiância solar UV_g . O

modelo linear também trás a desvantagem de não prever as irradiâncias direta e difusa, pois dependendo do objetivo do estudo, o seu uso se torna inviável.

4.3 Análise dos modelos na partição horária e diária

A análise temporal dos dados revela algumas características interessantes sobre a variabilidade das irradiações UV, as quais serão descritas nas seções 4.3.1 e 4.3.2.

4.3.1 Validação dos modelos na partição horária

A **Tabela 13** compara as performances anuais dos modelos paramétrico e linear com base nos indicadores estatísticos. Embora os coeficientes de determinação e de concordância favoreçam o desempenho do modelo linear, os indicadores de tendência e de dispersão do erro, bem como o teste-t apontam o modelo paramétrico com a melhor performance na estimativa da irradiação ultravioleta global, a um nível de significância de 0,1%.

Tabela 13. Desempenho dos modelos paramétrico e linear na estimativa da radiação UV_g horária, para cada ano isolado

<i>ANO</i>	<i>Modelo</i>	r^2	<i>D</i>	<i>MBE</i>	<i>RMSE</i>	$t (t_{0,001}=3,3)$	<i>n</i>
2000	paramétrico	0,9933	0,9983	-0,24%	5,95%	2,6	4296
	linear	0,9951	0,9978	3,63%	6,74%	41,9	
2001	paramétrico	0,9957	0,9989	-0,22%	4,99%	2,5	3247
	linear	0,9964	0,9990	0,92%	4,57%	11,7	
2002	paramétrico	0,9929	0,9982	0,09%	6,29%	0,9	4345
	linear	0,9933	0,9983	-0,54%	6,16%	5,8	
2003	paramétrico	0,9956	0,9988	0,26%	4,90%	2,7	2558
	linear	0,9961	0,9984	-2,76%	5,86%	27,0	

Local: Botucatu, SP

Em contrapartida, a **Figura 35** mostra as correlações anuais entre as irradiações horárias, medidas e calculadas pelo modelo paramétrico, donde verifica-se uma menor dispersão dos dados em relação à da **Figura 34**. Isto significa que, à medida que a resolução média temporal é reduzida, a amplitude da dispersão dos dados observados também diminui, ou seja, a média dos dados obtidos em curto prazo retém e suaviza a variabilidade instantânea das

amostras em questão. Um exemplo típico dessas observações foi mencionado anteriormente com respeito à **Figura 34**. A dispersão evidenciada, na condição de baixa energia devido à passagem de nuvens, tornou-se praticamente ausente, após a integração horária (**Figura 35**).

Mesmo assim, pode-se notar, na **Figura 35**, a evidência de alguns efeitos causados pelas reflexões das nuvens. Suehrcke e McCormick (1988a) ressaltam que esses efeitos não são observados para valores diários de radiações, porque a concentração local de luz é um fenômeno de curto prazo, em cujas médias estão inclusas os seus efeitos atenuantes.

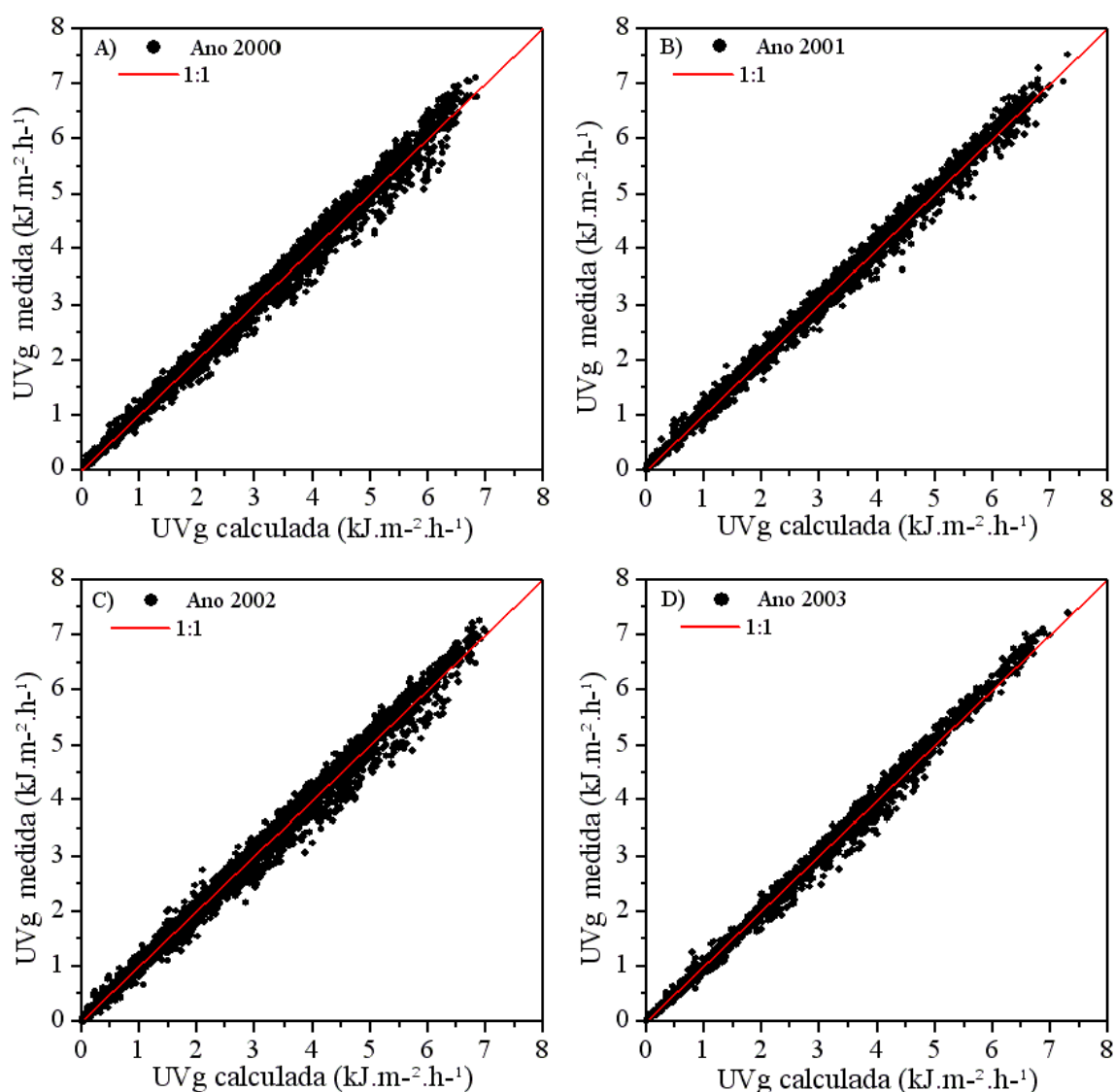


Figura 35. Correlações entre as irradiações UV_g horárias observadas e estimadas com o modelo paramétrico

4.3.2 Variação sazonal horária e diária da irradiância UV

A **Tabela 14** sintetiza o período de 2000 a 2003, mostrando as médias horárias mensais da irradiância ultravioleta global medida na Estação Radiométrica de Botucatu, SP, Brasil.

Esta síntese é representativa do tipo de variação que ocorre durante o ano. Observa-se em todos os meses que a irradiância é mínima pela manhã, cresce até atingir o valor máximo ao meio dia solar e depois regride no período da tarde, atingindo o valor mínimo (efeito do ângulo horário). Em média, a máxima densidade de fluxo radiante que ocorre ao meio dia solar, varia de 22,39 W m⁻², em junho, a 35,34 W m⁻², em dezembro (efeito da sazonalidade), produzindo uma amplitude média anual de 12,95 W m⁻². Sadler (1992), estudando a distribuição da radiação ultravioleta em Edmonton, Alberta, Canadá, encontrou, ao meio dia solar, valores máximos de 5,8 W m⁻², em dezembro e 31,3 W m⁻², em julho, ou seja, uma amplitude anual de 25,5 W m⁻². As discrepância existentes entre as amplitudes das duas localidades estão relacionadas com o efeito da latitude.

Tabela 14. Médias horárias mensais da irradiância ultravioleta global medida (W m⁻²)

<i>Hora</i>	<i>Jan</i>	<i>Fev</i>	<i>Mar</i>	<i>Abr</i>	<i>Mai</i>	<i>Jun</i>	<i>Jul</i>	<i>Ago</i>	<i>Set</i>	<i>Out</i>	<i>Nov</i>	<i>Dez</i>
5:00	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,67
6:00	2,30	1,53	1,19	0,80	0,00	0,00	0,00	0,55	1,23	1,74	2,36	2,63
7:00	8,14	5,97	4,44	3,50	2,39	1,62	1,84	2,25	4,42	6,11	8,22	8,60
8:00	15,23	12,71	10,95	10,61	7,98	5,49	6,31	7,47	11,05	13,57	16,00	16,40
9:00	22,32	19,55	19,70	18,59	15,00	11,20	12,43	14,10	17,87	21,60	24,13	23,25
10:00	29,62	26,23	26,72	25,50	20,65	16,15	18,19	19,23	24,32	28,85	29,60	29,74
11:00	34,06	30,34	31,08	30,48	24,52	20,37	22,73	22,33	29,03	32,66	33,65	34,25
12:00	34,71	33,00	31,51	32,33	25,36	22,39	23,94	23,49	30,14	32,31	34,30	35,34
13:00	28,93	31,61	29,76	30,62	23,82	21,16	22,12	24,10	26,62	32,54	32,46	32,72
14:00	23,25	26,85	24,23	25,49	19,30	18,23	18,64	19,30	21,45	25,40	26,70	27,79
15:00	19,08	18,00	17,34	18,77	13,30	12,53	12,76	13,01	15,94	19,42	20,24	20,91
16:00	13,57	10,94	10,38	10,61	7,06	6,33	6,55	7,15	8,83	12,66	13,39	14,14
17:00	6,70	6,10	4,39	3,78	2,14	2,02	2,00	2,28	3,52	5,52	6,47	7,31
18:00	2,25	1,81	1,26	0,90	0,00	0,00	0,00	0,47	0,82	1,55	1,85	2,16
19:00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,36
<i>MJ m⁻²</i>	0,97	0,94	0,84	0,68	0,54	0,46	0,48	0,57	0,72	0,84	0,96	1,01

Local: Botucatu, SP; ano: 2000 a 2003

Embora estas irradiâncias médias sejam representadas por todas as condições de céu, nestes períodos do ano, a inspeção dos dados mostra que o sol fica temporariamente encoberto entre 26% (junho) a 69% (janeiro).

A **Figura 36** mostra a distribuição média horária das irradiâncias global, direta e difusa calculadas pelo modelo paramétrico, durante os meses de dezembro, março e junho, sob diferentes níveis de exposição solar. Os valores médios mensais da **Figura 36**, integrados diariamente, encontram-se resumidos na **Tabela 15**.

Na condição de sol exposto com nuvens (**Figura 36A**), onde há o efeito de intensificação devido processo de reflexões entre nuvens, a radiação UV_g diária predomina sobre todas a categorias para os três meses em estudo. Durante os meses de dezembro, março e junho, a radiação UV_d diária é superior àquelas previstas para as condições de sol exposto e de sol obscurecido, no entanto, devido à alta nebulosidade, esta radiação é maior em dezembro; já no mês de março, esta radiação supera todas as outras categorias, devido à predominância de nuvens dispersas nesta época do ano. Ainda nesta condição, a radiação UV_b diária é inferior apenas àquela da condição de sol exposto para todos os meses. Em compensação, dentro desta categoria, a radiação UV_d diária é maior que UV_b (**Tabela 15**).

Tabela 15. Médias diárias mensais das radiações UV_b , UV_d e UV_g calculadas pelo modelo paramétrico ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$)

Mês	Sol exposto com nuvens			Sol exposto sem nuvens			Sol semi-obscurecido			Sol totalmente obscurecido		
	UV_b	UV_d	UV_g	UV_b	UV_d	UV_g	UV_b	UV_d	UV_g	UV_b	UV_d	UV_g
Jan	0,59	0,73	1,32	0,62	0,57	1,19	0,25	0,71	0,96	0,04	0,34	0,39
Fev	0,58	0,68	1,26	0,58	0,53	1,11	0,22	0,68	0,90	0,05	0,37	0,42
Mar	0,48	0,63	1,11	0,49	0,50	0,98	0,18	0,62	0,80	0,04	0,38	0,42
Abr	0,39	0,49	0,88	0,39	0,41	0,80	0,17	0,49	0,66	0,03	0,31	0,34
Mai	0,28	0,42	0,69	0,29	0,35	0,64	0,12	0,41	0,53	0,02	0,26	0,27
Jun	0,23	0,36	0,59	0,24	0,33	0,57	0,10	0,38	0,47	0,01	0,26	0,27
Jul	0,28	0,35	0,63	0,27	0,33	0,60	0,09	0,38	0,47	0,01	0,22	0,23
Ago	0,30	0,49	0,78	0,34	0,39	0,72	0,12	0,47	0,59	0,02	0,24	0,25
Set	0,40	0,58	0,98	0,44	0,49	0,93	0,16	0,56	0,72	0,02	0,30	0,33
Out	0,47	0,68	1,16	0,52	0,54	1,06	0,25	0,64	0,88	0,04	0,37	0,41
Nov	0,56	0,69	1,25	0,59	0,57	1,16	0,26	0,69	0,94	0,05	0,37	0,42
Dez	0,61	0,71	1,32	0,61	0,61	1,22	0,24	0,72	0,96	0,05	0,44	0,48
Ano	0,43	0,57	1,00	0,45	0,47	0,92	0,18	0,56	0,74	0,03	0,32	0,35

Ano: 2000 a 2003

Na condição de sol exposto sem nuvens (**Figura 36B**) a radiação direta predomina sobre a difusa de novembro a fevereiro, época em que o índice pluviométrico é maior, conseqüentemente a atmosfera se encontra mais limpa, ou seja com pouca turbidez (Assunção *et al.*, 2002). Conforme a **Tabela 15**, a radiação direta média do mês de dezembro é maior que a radiação global esperada para o mês de junho. Esta causa está ligada aos efeitos da sazonalidade, bem como aos da turbidez atmosférica que cresce a partir de junho até meados de setembro, segundo Assunção *et al.* (2002).

Na condição de sol semi-obscurecido (**Figura 36C**) a radiação difusa é superior à direta em todos os meses. Como nesta categoria também acontece o efeito de intensificação devido ao processo de espalhamento múltiplo (veja-se a **Figura 31**, página 97) a radiação UV_d se equipara àquela esperada para a condição de sol exposto com nuvens. Os efeitos das nuvens, aliados aos da sazonalidade são tão intensos que, durante o verão, a radiação UV_d esperada diariamente pode suplantar a radiação UV_g observada durante os meses do inverno.

Assim como na categoria anterior, a radiação UV_d na condição de sol obscurecido (**Figura 36D**) é superior à UV_d em todos os meses. A diferença, porém está na intensidade de UV_d , desta categoria com as demais. O efeito de redução causado pelas nuvens é tão grande que UV_d praticamente se iguala a UV_g . As causas deste efeito já foram discutidos na seção 4.2.3.1.

A **Figura 37** mostra as distribuições das irradiações diárias ultravioleta global medida (A) e global (B), direta (C) e difusa (D) calculadas pelo modelo paramétrico, durante o período de janeiro de 2000 a julho de 2003. Em termos gerais, devido ao efeito da sazonalidade, todas as irradiações são maiores em dezembro (mês representativo do verão), em todas as categorias e menores em junho (mês representativo do inverno), as quais podem ser verificadas na **Tabela 14**, na **Tabela 15** e na **Figura 36**.

A radiação ultravioleta global média diária, durante o verão, oscila em torno de $1,0 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, enquanto durante o inverno, este valor é cerca de $0,57 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Para as radiações ultravioleta direta e difusa, durante o verão, seus valores médios diários oscilam em torno de $0,43$ e $0,57 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, respectivamente. Já, durante o inverno, os valores médios diários oscilam em torno de $0,23$ e $0,34 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, para as radiações ultravioleta direta e difusa, respectivamente.

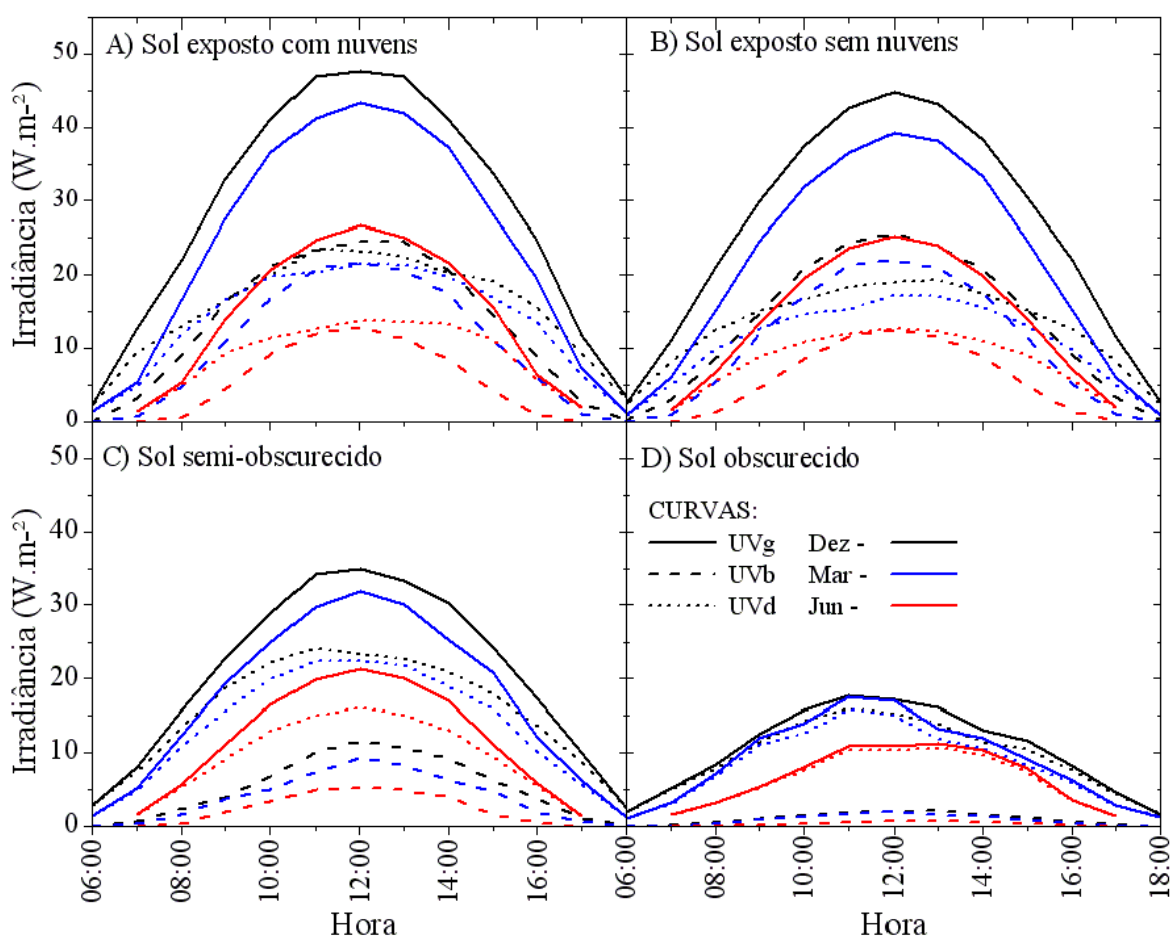


Figura 36. Distribuição média horária das irradiâncias ultravioleta global, direta e difusa, para diferentes níveis de exposição solar, durante os meses de dezembro, março e junho de 2000 a 2003

Mediante a inspeção dos dados que geraram a **Figura 37**, conclui-se que a radiação ultravioleta difusa predomina sobre a direta em 90% dos dias. Em apenas 9% dos dias que a radiação ultravioleta direta supera a difusa. Isto se deve à capacidade que a atmosfera tem em espalhar mais eficazmente os comprimentos de onda mais curtos.

A alta variabilidade diária verificada nas radiações UV além de ser causada pela sazonalidade e pela mudança nas concentrações de ozônio e de aerossóis, também a é pela presença de nuvens no céu. Uma filtragem sistemática no banco de dados permitiu elaborar a **Tabela 16** que contém a frequência dos níveis de exposição solar, com os quais é possível explicar as discrepâncias esporádicas entre as irradiações (Assunção e Escobedo, 2003).

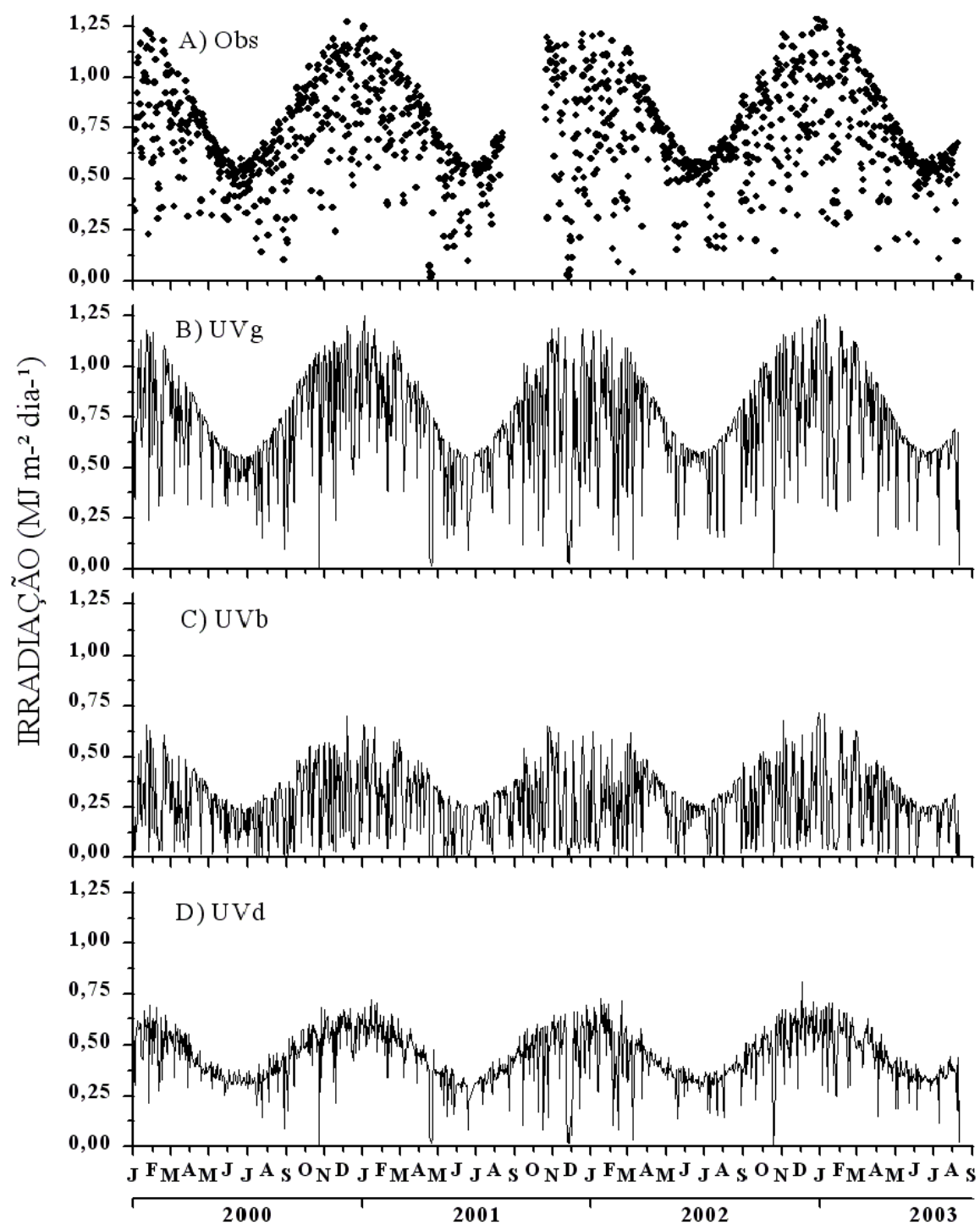


Figura 37. Irradiações UV diárias, medidas e modeladas, durante o período de janeiro de 2000 a agosto de 2003, em Botucatu, SP.

Na **Tabela 16** nota-se que a ocorrência da condição de sol exposto com nuvens (grupo 1) varia anualmente entre 3 e 8%, cujos meses mais freqüentes vai de novembro a março (7%) e o mês menos freqüente é junho (3%). Em termos médios anuais, a repetição deste evento não passa de 5%.

A condição de sol exposto sem nuvens (grupo 2) é mais freqüente em junho, chegando a 70% e mais raro em dezembro e janeiro. Anualmente este evento oscila entre 43 a 54%, com média em torno de 48%.

Tabela 16. Freqüência mensal das condições do céu, com base no número de ocorrência dos grupos de k_i

<i>Ano</i>	<i>Grupo kt</i>	MESES												<i>Média anual</i>
		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	
2000	1	9%	9%	10%	5%	9%	8%	9%	6%	7%	5%	8%	8%	8%
	2	27%	27%	25%	76%	59%	60%	57%	44%	41%	48%	32%	25%	43%
	3	24%	23%	29%	8%	17%	18%	16%	22%	20%	25%	27%	27%	21%
	4	41%	41%	36%	10%	15%	14%	17%	28%	31%	22%	32%	40%	27%
2001	1	9%	8%	8%	6%	9%	2%	4%	3%	3%	4%	6%	7%	6%
	2	32%	27%	40%	66%	41%	64%	66%	68%	50%	50%	31%	20%	46%
	3	30%	28%	23%	18%	20%	9%	15%	14%	26%	23%	27%	28%	22%
	4	29%	37%	29%	10%	30%	25%	15%	14%	21%	23%	36%	45%	26%
2002	1	7%	7%	7%	4%	6%	2%	4%	2%	4%	4%	6%	5%	5%
	2	18%	21%	57%	76%	44%	82%	59%	67%	40%	42%	27%	31%	47%
	3	32%	25%	16%	10%	23%	11%	15%	13%	27%	34%	27%	31%	22%
	4	43%	46%	19%	10%	27%	5%	23%	18%	29%	20%	40%	33%	26%
2003	1	3%	4%	4%	1%	5%	2%	2%	2%	-	-	-	-	3%
	2	20%	48%	43%	57%	68%	76%	68%	54%	-	-	-	-	54%
	3	24%	21%	24%	19%	13%	13%	19%	11%	-	-	-	-	18%
	4	53%	27%	29%	22%	14%	10%	11%	33%	-	-	-	-	25%
Média mensal	1	7%	7%	7%	4%	7%	3%	5%	3%	5%	4%	7%	7%	5%
	2	24%	31%	41%	69%	53%	70%	62%	58%	44%	47%	30%	25%	48%
	3	28%	24%	23%	14%	18%	13%	16%	15%	24%	27%	27%	29%	21%
	4	41%	38%	28%	13%	21%	14%	16%	23%	27%	22%	36%	39%	26%
	1+2	31%	38%	49%	73%	60%	74%	67%	62%	49%	51%	37%	32%	53%
	3+4	69%	62%	51%	27%	40%	26%	33%	38%	51%	49%	63%	68%	47%

Ano: 2000 a 2003; Local: Botucatu, SP

A condição de sol semi-obscurecido é mais ou menos uniforme durante os meses, variando 13% em junho a 29% em dezembro. Sua média anual situa-se em torno de 21%, oscilando de 18 a 22%.

A condição de sol obscurecido varia, em média, de 14% em junho a 41% em janeiro. Anualmente, essa condição ocorre a uma frequência média de 26%.

Considerando-se os instantes em que o disco solar ficou exposto (grupos 1 e 2) ou encoberto (grupos 3 e 4), nota-se que a primeira condição é mais freqüente entre abril e agosto, e a segunda condição é mais freqüente entre novembro e fevereiro.

Um balanço médio anual revela que o disco solar apresenta-se temporariamente exposto em 52% do ano. Por outro lado, o disco solar fica obstruído por nuvens em 48% do tempo.

5 CONCLUSÕES

O modelo teórico, aqui apresentado para calcular a irradiância solar ultravioleta, é um segmento específico dos modelos de Leckner (1978), Brine e Iqbal (1983), Justus e Paris (1985), Bird e Riordam (1986) e Gueymard (1995), cujo uso requer medidas simultâneas das irradiâncias global e difusa, bem como de valores médios diários do conteúdo de ozônio. Entre a execução e a validação do modelo, foi possível extrair as seguintes conclusões:

1) As variáveis meteorológicas observados em Botucatu, q_0 e α , independem das condições atmosféricas, e seus respectivos valores com máxima frequência oscilam em torno de 0,275 atm-cm e 0,91;

2) A turbidez de Ångström é altamente afetada pelas condições atmosféricas. Por exemplo, 0,05 (atmosfera limpa) é o índice mais freqüente na condição de sol exposto, enquanto na condição de sol encoberto, índice mais freqüente gira em torno de 0,10 (atmosfera clara). Por outro lado, uma simples mudança na turbidez da atmosfera, de limpa para clara, acarreta uma redução de 15% na irradiância ultravioleta direta, e um aumento de 0,6% sobre difusa, conseqüentemente a irradiância global perde 9% da sua intensidade;

3) A equação de Van Heuklon (1979) pode ser facilmente incorporada a qualquer modelo, como parâmetro de entrada, para calcular o conteúdo de ozônio e conseqüentemente a transmitância do ozônio à radiação solar direta. A variação no conteúdo do ozônio, de 0,2 para 0,4 atm-cm, produz um efeito de 6% a mais sobre a irradiância ultravioleta direta em relação à difusa;

4) O modelo paramétrico proposto pode ser usado para simular os efeitos de um determinado constituinte atmosférico sobre a irradiância solar ultravioleta,

considerando-se, invariáveis, as condições típicas de um dado local;

5) O obscurecimento do disco solar, por uma nuvem com espessura ótica aproximadamente igual a 2, pode aumentar a irradiância ultravioleta difusa em 15% e reduzir a global em até 75%, com relação a uma atmosfera clara. A interposição de uma nuvem entre o sol e o sensor pode causar intensificação ou redução da irradiância ultravioleta difusa, dependendo da espessura ótica da mesma. As nuvens opticamente ralas produzem uma intensificação na irradiância difusa, em até 31%, devido ao processo de espalhamentos múltiplos. Já as nuvens opticamente espessas, causam uma redução tanto na irradiância difusa quanto na global, que pode variar de 22% sobre a difusa, até 67% sobre a global, dependendo da massa ótica. Anualmente, o disco solar apresenta-se temporariamente exposto, em 52% dos casos, e temporariamente obstruído, em 48% do tempo;

6) As nuvens exercem um espalhamento máximo da irradiância ultravioleta, a uma espessura ótica menor que 2, dependendo do ângulo zenital, seguindo uma distribuição tipo Weibull. Os efeitos devido às reflexões múltiplas entre nuvens contribuem para a intensificação da irradiância ultravioleta difusa em até 11%, e para a global em até 8%;

7) A relação UV_g/G cresce com a redução do nível de exposição solar, no caso de Botucatu, esta relação é: 0,02862 (sol exposto com nuvens), 0,03212 (sol exposto), 0,04419 (sol semi-obscurecido) e 0,05084 (sol obscurecido);

8) Estatisticamente, o modelo paramétrico apresenta uma melhor performance que o modelo linear, no cálculo da irradiância solar global da banda ultravioleta, tanto na partição média de 5 minutos quanto na partição horária;

9) Em média, a radiação ultravioleta difusa é maior que a direta, em 90% dos casos, devido à grande capacidade da atmosfera em espalhar os comprimentos de onda mais curtos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALADOS-ARBOLEDAS, L., OLMO, F.J., ALADOS, I. and PÉREZ, M. Parametric models to estimate photosynthetically active radiation in Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.101, p.187-201, 2000.
- AL-ARURI, S., RASAS, M., AL-JAMAL, K. and SHABAN, N. An assessment of global Uv solar radiation in the range (0.290-0.385 μm) in Kuwait. *Solar Energy*, v.41, p.159-162, 1988.
- AL-RIahi, M., AL-JUMAILY, K.J., ALI, K. Integrally and spectrally direct normal incidence radiation measurements and their bearing on atmospheric transmission on Baghdad. *Energy Conservation and Management*, v.42, p.985-993, 2001.
- ALEXANDRIS, D., VAROTSOS, C., YA KONDRATYEV, K. and CHRONOPOULOS, G. On the altitude dependence of solar effective UV. *Physics and Chemistry of the Earth (C)*, v.24, n.5, p.515-517, 1999.
- ANDRADY, A.C., TORIKAI, A. and FUEKI, R.C. Photodegradation of rigid PVC formulations, I. Wavelength sensitivity to light-induced yellowing by monochromatic light. *Journal of Applied Polymer Science*, v.37, p.935-946, 1989.
- ANGSTRÖM, A. Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*, v.13, p.214-221, 1961.
- ASSUNÇÃO, H.F. e BARBIERI, V. Estimativas da radiação ultravioleta em Piracicaba-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA. PIRACICABA, 10, 1997,

- Piracicaba, SP. Anais..., Piracicaba: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia/Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz/USP, 1997. p.416-418.
- ASSUNÇÃO, H.F., ESCOBEDO, J.F., DAL PAI, A. e OLIVEIRA, L.S. Avaliação preliminar da radiação solar ultravioleta sobre a superfície. In: CONGRESSO IBERO-AMERICANO DE ENERGIA SOLAR, 5, 2000, São Paulo, SP. Anais... São Paulo: Núcleo de Pesquisa em Tecnologia da Arquitetura e Urbanismo, 2000. Editado em CD-ROM.
- ASSUNÇÃO, H.F., ESCOBEDO, J.F., GALVANI, E. e DAL PAI, A. Estudo da turbidez atmosférica em Botucatu, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002, Foz do Iguaçu, PR. Anais... Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002. Editado em CD-ROM.
- ASSUNÇÃO, H.F. e ESCOBEDO, J.F. Algoritmo para caracterização instantânea das condições do céu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 13, 2003, Santa Maria, RS. Anais... Santa Maria: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 2003. p.729-730.
- ASSUNÇÃO, H.F., ESCOBEDO, J.F., OLIVEIRA, A.P. Modelling frequency distributions of 5 minute-averaged solar radiation indexes using Beta probability functions. *Theoretical Applied Climatology*, v.75, n.3-4 p.213 - 224, 2003.
- BATES, D.R. Rayleigh scattering by air. *Planetary Space Science*, v.32, p.785-790, 1984.
- BARBARO, S., CAPPOLINO, S., LEONE, C. and SINAGRA, E. An atmospheric model for computing direct and diffuse solar radiation. *Solar Radiation*, v.22, p.225-228, 1979.
- BARBERO, F.J. and BATLLES, F.J. UV-A solar radiation behaviour in almeria (SE Spain) in the 1993-1997 period. In: WORLD RENEWABLE ENERGY CONGRESS, 5, 1998, Florence, Italy. (WREC 1998)... Florence, Italy: 20-25 September, 1998, Part IV, p.2525-2528.
- BARKER, H.W. Solar radiative transfer through clouds possessing isotropic variable extinction coefficient. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.118, p.1145-1162, 1992.
- BAIS, A., ZEREFOS, C., MELETI, C., ZIOMAS, I. and TOURPALI, K. Spectral measurements of solar radiation and its relation to total ozone, SO₂ and clouds. *Journal of Geophysical Research*, v.98, p.5199-5204, 1993.

- BIRD, R. E. A simple spectral model for direct normal and diffuse horizontal irradiance. *Solar Radiance*, v.32, n.4, p.461-471, 1984.
- BIRD, R.E. and RIORDAN, C. Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the Earth's surface for cloudless atmospheres. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. v.25, p.87-97, 1986.
- BLATCHLEY, E.R., QO-QUANG, Z., JANEX, M.L. and LAÎNÉ, J.M. Process modeling of ultraviolet disinfection. *Water Science and Technology*. v.38, n.6, p.63-69, 1998.
- BLUMTHALER, M. and AMBACH, W. Indication of increasing solar ultraviolet-B radiation flux in alpine regions. *Science*, v.248, pp.206-208, 1990.
- BLUMTHALER, M. and AMBACH, W. Solar UVB-albedo of various surfaces. *Photochemistry and Photobiology*, v.48, p.85-88, 1988.
- BLUMTHALER, M., AMBACH, W. and ELLINGER, R. Increase in solar UV radiation with altitude. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, v.39, p.130-134, 1997.
- BRINE, D.T. and IQBAL, M. Diffuse and global solar espectral irradiante under cloudless skies. *Solar Energy*. v.30, n.5, p.447-453, 1983.
- CABRERA, S., BOZZO, S. and FUENZALIDA, H. Variations in UV radiation in Chile. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, v.28, p.137-142, 1995.
- CACCIANI, M., SARRA, A. FIOCCO, G. and AMARUSO, A. Absolute determination of the cross sections of ozone in the wavelength region 339-355 nm at temperature 220-293 K. *Journal of Geophysical Research*. v.94, n.D6, p.8485-8490, 1989.
- CALBÓ J., GONZÁLEZ J.A. and PAGÉS D. A method for sky-condition classification from ground-based solar radiation measurements. *Journal of Applied Meteorology*, v.40, p.2193-2199, 2001.
- COULSON, K.L. *Solar and terrestrial radiation: methods and measurements*. New York, Academic Press, 322p., 1975.
- CHANDRASEKHAR, S. *Radiative transfer*. New York, Dover Publications, 393p., 1960.

- COOPER, P.I. The absorption of solar radiation in solar stills. *Solar Energy*, v.12, n.3, p.333-346, 1969.
- CRAWFORD, J., SHETTER, R., LEFER, B., CANTRELL, C., JUNKERMAN, W., MADRONICH, S. and CALVERT, J. Cloud impacts on UV spectral actinic flux observed during the International Photolysis Frequency Measurement and Model Intercomparison (IPMMI). *Journal of Geophysical Research*, v.108, n.D16, 8545, doi:10.1029/2002JD002731, 2003.
- DAL PAI, A. *Radiação solar difusa instantânea: avaliação dos fatores de correção anisotrópicos e modelos de estimativa*. Botucatu-SP, 81p., 2001. Dissertação (Mestrado em Agronomia/Energia na Agricultura) - Faculdade de Ciências Agrônômicas, Universidade Estadual Paulista.
- DAUMONT, D. BRION, J. CHARBONNIER, J. and MALICET, J. Ozone UV spectroscopy I: Absorption cross sections at room temperature. *Journal of Atmospheric Chemistry*. v.15, p.145-155, 1992.
- DAVE, J.V. Extensive datasets of the diffuse radiation in realistic atmospheric models with aerosols and common absorbing gases. *Solar Energy*, v.21, p.361-369, 1978.
- DAVIES, J.A. Parametrization for Rayleigh scattering. *Solar Energy*, v.39, n.1, p.31-32, 1987.
- DAVIES, R., RIDGWAY, W.L. and KIM, K.E. Spectral absorption of solar radiation in cloudy atmospheres: a 20 cm^{-1} model. *Journal of the atmospheric sciences*, v.41, n.13, p.2126-2137, 1984.
- DE GRUIJL, F.R. Skin cancer and solar UV radiation. *European Journal of Cancer*. v.35, n.14, p.2003-2009, 1999.
- DEGÜNTHER, M., MEERKÖTTER, R. Effect of remote clouds on surface UV irradiance. *Annales Geophysicae*, v.18, p.679-686, 2000.
- DUCHON, C.E. and O'MALLEY, M.S. Estimating cloud type from pyranometer observations. *Journal of Applied Meteorology*, v.38, p.132-141, 1999.

- DVORKIN, A.Y. and STEINBERGER, E.H. Modeling the altitude effect on solar UV radiation. *Solar Energy*, v.65, n.3, p.181-187, 1999.
- ECHER, E., SOUZA, M.P. e SHUCH, N.J. A lei de Beer aplicada na atmosfera terrestre. *Revista Brasileira de Ensino de Física*. v.23, n.3, p.276-283, 2001.
- EDLEN, B. Dispersion of standard air. *Journal of Optical Society America* , v.43, p.339-344, 1953.
- EDLEN, B. The refractive index of air. *Meteorology*, v.2, p.71-80, 1966.
- ELHADIDY, M.A., ABDEL-NABI, D.Y. and KRUSS, P.D. Ultraviolet solar radiation at Dhahram (Saudi Arabia). *Solar Energy*, v.44, p.315-319, 1990.
- ESTUPINAN, J. G., RAMAN, S., CRESCENTI, G. H., STREICHER, J. J. and BARNARD, W. F. Effects of clouds and haze on UV-B radiation. *Journal of Geophysical Research*, v.101, n.11, p.16807-16816, 1996.
- FEISTER, U. and GRASNICK, K.H. Solar UV radiation measurements at Potsdam (52°22'N, 13°5'E). *Solar Energy*, v.49, n.6, p.541-548, 1992.
- FEISTER, U. and GREWE, R. Spectral albedo measurements in the UV and Visible regions over different types of surface. *Photochemistry and Photobiology*, v.62, n.4, p.736-744, 1995.
- FLIGGE, M., SOLANKI, S.K., PAP, J.M., FRÖHLICH, C. and WEHRLI, C. Variations of solar spectral irradiance from near UV to the infrared - measurements and results. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v.63, p.1479-1487, 2001.
- FOYO-MORENO, I., VIDA, J., OLMO, F.J. and ALADOS-ARBOLEDAS, L. Estimating solar ultraviolet irradiance (290-385 nm) by means of the spectral parametric models: SPECTRAL2 and SMARTS2. *Annales Geophysicae*, v.18, p.1382-1389, 2000.
- FOYO-MORENO, I., ALADOS, I., OLMO, F.J. and ALADOS-ARBOLEDAS, L. The influence of cloudiness on UV global irradiance (295-385 nm). *Agricultural and Forest Meteorology* v.120, p.101-111, 2003.
- FREDERICK, J.E. and LUBIN, D. The budget of biologically active ultraviolet radiation in the earth-atmosphere system. *Journal of Geophysical Research*, v.93, p.3825-3832, 1988.

- FRÖHLICH, C. and SHAW, G. E. New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. *Applied Optics*, v.19, p.1773-1775, 1980.
- FRÖHLICH, C. and BRUSA, R.W. Solar radiation and its variation in time. *Solar Physics*, v.74, p.209-215, 1981.
- GATES, D.M. *Biophysical Ecology*. New York, Springer-Verlag, 611p.,1980.
- GIES, P.H., ROY, C.R., TOOMEY, S. and McLEMMAN. Protection against solar ultraviolet radiation. *Mutation Research*. v.422, p.15-22, 1998.
- GREEN, A.E.S. Attenuation by ozone and the Earth's albedo in the middle ultraviolet. *Applied Optics*, v.3, n.2, p.203-208, 1964.
- GRINDLEY, P.C., BATTY, W.J. and PROBERT S.D. Mathematical model for predicting the magnitudes of total, diffuse, and direct-beam insolation. *Applied Energy*, v.52, p.89-110, 1995.
- GRÜNHAGE, L., HAENEL, H.D., JÄGER, H.J. The exchange of ozone between vegetation and atmosphere: micrometeorological measurement techniques and models. *Environmental Pollution*. v.109, p.373-392, 2000.
- GUEYMARD, C. An atmospheric transmittance model for the calculation of the clear sky beam, diffuse and global photosynthetically active radiation. *Agriculture and Forest Meteorology*. v.45, p.215-229, 1989a.
- GUEYMARD, C. A two band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance, and photosynthetically active radiation at the earth's surface. *Solar Energy*, v.43, n.5, p.253-265, 1989b.
- GUEYMARD, C. Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data. *Solar Energy*, v.51, n.2, p.121-138, 1993a.
- GUEYMARD C. *SMARTS2, a simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine: algorithms and performance assessment*. FSEC-PF-270-95. Florida Solar Energy Center, Cocoa, FL., 78p.,1995.
- GUEYMARD, C. and VIGNOLA, F. Determination of atmospheric turbidity from the diffuse-beam broadband irradiance ratio. *Solar Energy*, v.63, n.3, p.135-146, 1998.

- GUZZI, R., LO VECCHIO, G., RIZZI, R. and SCALABRIN, G. Experimental validation of a spectral direct solar radiation model. *Solar Radiation*, v.31, n.4, p.359-363, 1983.
- HAHN, C.J., ROSSOW, W.B. and WARREN, S.G. ISCCP cloud properties associated with standard cloud types identified in individual surface observations. *Journal of Climate*, v.14, p.11-28, 2001.
- HANSEN, V. Spectral distribution of solar radiation on clear days: a comparison between measurements and model estimates. *Journal of Climate And Applied Meteorology*, v.23, p.772-780, 1984.
- HAO, X., HALEB, B.A., ORMRODC, D.P. and PAPADOPOULOS, A.P. Effects of pre-exposure to ultraviolet-B radiation on responses of tomato (*Lycopersicon esculentum* cv. New Yorker) to ozone in ambient and elevated carbon dioxide. *Environmental Pollution*. v. 110, p.217-224, 2000.
- HATFIELD, J.L., GIORGIS, R.B. and FLOCCHINI, R.G. A simple solar radiation model for computing direct and diffuse spectral fluxes. *Solar Energy*, v.27, p.323-329, 1981.
- HERMAN, J.R., KROTKOV, N., CELARIER, E., LARKO, D. and LABOW, G. Distribution of UV radiation at the earth's surface from TOMS-measured UV-backscattered radiance. *Journal of Geophysical Research*, v.104, n.D10, p.12059-12076, 1999.
- HERRMANN, H. HÄDER, D.P. and GHETTI, F. Inhibition of photosynthesis by solar radiation in *Dunaliella salina*: relative efficiencies of UV-B, UV-A and PAR. *Plant, Cell and Environment*, v.20, p.359-365, 1997.
- HU, Y.X. and STAMNES, K. An accurate parametrization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models. *Journal of Climate*, v.6, p.728-742, 1993.
- IACOBELLIS, S.F., FROUIN, R., SOMERVILLE, R.C.J. Direct climate forcing by biomass-burning aerosols: impact of correlations between controlling variables. *Journal of Geophysical Research*, v.104, n.D10, p.12031-12045, 1999.
- IQBAL, M. *An introduction to solar radiation*. London, Academic Press. 390p., 1983.

- IZIOMON, M.G., MAYER, H. On the variability and modelling of surface albedo and long-wave radiation components. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.111, p.141-152, 2002.
- JAENICKIE, R. Atmospheric aerosols and global climate. *Journal of Aerosol Science*, v.11, p.577-588, 1980.
- JIMÉNEZ A.E., ESTRADA, C.A., COTA, A.D. and ROMÁN, A. Photocatalytic degradation of DBSNa using solar energy. *Solar Energy Materials and Solar Cells*, v.60, p.85-95, 2000.
- JOSEFSSON, W. and LANDELIUS, T. Effect of clouds on UV irradiance: As estimated from cloud amount, cloud type, precipitation, global radiation and sunshine duration. *Journal of Geophysical Research*, v.105, n.D4, p.4927-4935, 2000.
- JUSTUS, C. G.; PARIS, M. V. A model for solar spectral irradiance and radiance at the bottom and top of a cloudless atmosphere. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Boston, v.23, n.3, p.193-205, 1985.
- KASTEN, F. A new table and approximation formula for the relative optical air mass. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B.*, v.14, p.206-223, 1965.
- KASTEN, F. and CZEPLAK (1980). Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of cloud. *Solar Energy*, v.24, p.177-189, 1980.
- KASTEN, F. and YOUNG, A.T. Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics*, v.28, n.22, p.4735-4738, 1989.
- KASTEN, F. The Link turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. *Solar Energy*, v.56, n.3, p.239-244, 1996.
- KELLY, C.T. and WHITE, J.R. Photo-degradation of polyethylene and polypropylene at slow strain-rate. *Polymer Degradation and Stability*. v.56, p.367-383, 1997.
- KING, R. and BUCKIUS, R. O. Direct solar transmittance for a clear sky. *Solar Radiation*, v. 22, p.297-301, 1979.
- KIPP & ZONEN B.V. *CUV3 broadband UV radiometer global radiation: Instruction manual*, guideline 86/336/EEC, p.36, 1995.

- KIRCHHOFF, V.W.J.H., and GUARNIERI, F. Missing ozone at high altitude: comparison of in situ and satellite data. *Journal of Geophysical Research*, v.107, n.D11, p. ACH 2-1 to 2-6, 2002.
- KIRCHHOFF, V.W.J.H., CASICCIA, C.A.R.S., and ZAMORANO, F.B. The Ozone Hole over Punta Arenas, Chile. *Journal of Geophysical Research*, v.102, p.8945-8953,1997.
- KHOGALI, A. and AL-BAR, O.F. A study of solar ultraviolet radiation at Makkah solar station. *Solar Energy*, v.48, p.79-87, 1992.
- KYLLING, A., DAHLBACK, A. and MAYER, B. The effect of clouds and surface albedo on UV irradiance at a high latitude site. *Geophysical Research Letter*, v.27, n.9, p.1411-1414, 2000a.
- KYLLING, A., PERSEN, T., MAYER, B. and SVENOE, T. Determination of an effective spectral surface albedo from ground-based global and direct UV irradiance. *Journal of Geophysical Research*, v.105, n.D4, p.4949-4959, 2000b.
- KYLLING, A., ALBOLD, A. and SECKMEYER, G. Transmittance of a cloud is wavelength-dependent in the UV-range: Physical interpretation. *Geophysical Research Letter*, v.24, n.4, p.397-400, 1997.
- LACIS, A.A., HANSEN, J.E. A parametrization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.31, p.118-133, 1974.
- LARASON, T.C. and CROMER, C.L. Source of error in UV radiation measurements. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Tecnology*, v.106, n.4, p.649-656, 2001.
- LAUE, E.G. and DRUMMOND, A.J. Solar constant: first direct measurements. *Science*, v.161, p.888-891, 1968.
- LECKNER, B. The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface - elements of a model. *Solar Energy*, v.20, p.143-150, 1978.
- LI D.H.W. and LAM J.C. An analysis of climatic parameters and sky condition classification. *Building and Environment*, v. 36, p. 435-445, 2001.
- LI, D.H.W. and LAM, J.C. A study of atmospheric turbidity for Hong Kong. *Renewable Energy*, v.25, p.1-13, 2002.

- LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: I algorithms. *Remote Sensing of Environment*, v.76, p213-238, 2000.
- LIU, K.N. *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press, Inc., 391p., 1980.
- LINGAKUMAR, K., AMUDHA, P. and KULANDAIVELU G. Exclusion of solar UV-B (280-315 nm) radiation on vegetative growth and photosynthetic activities in *Vigna unguiculata* L. *Plant Science*, v.148, p.97-103, 1999.
- LUBIN, D. and FREDERICK, J. The ultraviolet radiation environment of the antarctic peninsula: The roles of ozone and cloud cover. *Journal of Applied Meteorology*, v.30, p.478-493, 1991.
- MALIK, A.Q. A modified method of estimating Angström's turbidity coefficient for solar radiation models. *Renewable Energy*, v.21, p.537-552, 2000.
- MARTÍNEZ-LOZANO, J.A., CASANOVAS, A.J. and UTRILLAS, M.P. Comparison of global UV (290 -385 nm) and global irradiation measured during the warm season in Valencia, Spain. *International Journal of Climatology*, v.14, p.93-102, 1994.
- MARTÍNEZ-LOZANO, J.A., UTRILLAS, M.P., TENA, F. and CACHORRO, V.E. The parametrization of the atmospheric aerosol optical depth using the Ångström power law. *Solar Energy*, v. 63, n.5, p.303-311, 1998.
- MAYER, B. *Messung und Modellierung der spektralen UV-Bestrahlungsstärke in Garmisch-Partenkirchen* (Tese de Doutorado). Wissenschafts-Verlag Dr. Wigbert Maraun: Frankfurt. 135p., 1997.
- MAYER, B., FISCHER, C.A. and MADRONICH, S. Estimation of actinic flux from satellite (TOMS) ozone and cloud reflectivity measurements. *Geophysical Research Letters*, v.25, n.23, p.4321-4324, 1998a
- MAYER, B., KYLLING, A. MADRONICH, S. and SECKMEYER, G. Enhanced absorption of UV radiation due to multiple scattering in clouds: experimental evidence and theoretical explanation. *Journal of Geophysical Research*, v.103, n.D23, p.31241-31254, 1998b.

- MCKENZIE, R.L., KOTKAMP, M. and IRELAND, W. Upwelling UV spectral irradiances and surface albedo measurements at Lauder, New Zeland. *Geophysical Research Letter*, v.23, n.14, p.1757-1760, 1996.
- MCCULLOUGH, E.C. Qualitative and quantitative features of the clear day terrestrial solar ultraviolet radiation environment. *Physics in Medicine and Biology*, Madison, v.15, n.4, p.723-734, 1973.
- MEEUS, J. *Astronomical algorithms*. Richmond, Willmann-Bell, 2 ed., 477p., 2000.
- MECHERIKUNNEL, A.T. GATLIN, J.A. and RICHMOND, J.C. Data on total and spectral solar irradiance. *Applied Optics*, v.22, n.9, p.1354-1359, 1983.
- MELO, J.M.D. *Desenvolvimento de um sistema para medir simultaneamente radiações global, difusa e direta*. Botucatu-SP, 130p., 1993. Tese (Doutorado em Agronomia/Energia na Agricultura) - Faculdade de Ciências Agrônômicas, Universidade Estadual Paulista.
- MELO, J.M.D. e ESCOBEDO, J.F. Medida da radiação solar difusa. In: CONGRESO IBÉRICO DE ENERGÍA SOLAR, 6, 1994, Vigo, España. Anais... Vigo: Asociación Española de Energía Solar y International Solar Energy Society, 1994, p.47-52.
- MICHALSKY, J.J. The Astronomical Almanac's algorithm for approximate solar position (1950-2050). *Solar Energy*, v.40, n.3, p.227-235, 1988.
- MOLINA, L.T. and MOLINA, M.J. Absolute absorption cross sections of ozone in the 185 to 350 nm wavelength range. *Journal of Geophysical Research*, v.91, n.D13, p.14501-14508, 1986.
- MOLINEAUX, B., INEICHEN, P. and DELAUNAY, J.J. Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity- improving model performance. *Solar Energy*, v.55, n.2, p.125-137, 1995.
- MOLINEAUX, B., INEICHEN, P. On the broadband transmittance of direct irradiance in a cloudless sky and its application to the parametrization of atmospheric turbidity. *Solar Energy*, v.56, n.6, p.553-563, 1996.
- NACK, M.L. and GREEN, A.E.S. Influence of clouds, haze, and smog on the middle ultraviolet reaching the ground. *Applied Optics*, v.13, p.2405-2415, 1974.

- NAGARAJA, C.R., TAKOSHIMA, T., BRADLEY, W.A. and LEE, T.Y. Near ultraviolet at the earth's surface: measurements and model comparison. *Tellus*, v.36B, p.286-293, 1984.
- NECKEL, H. and LABS, D. The solar radiation between 3300 and 12500 Å. *Solar Physics*, v.90, p.205-258, 1984.
- NUNEZ, M., FORGAN, B. and ROY, C. Estimating ultraviolet radiation at the earth's surface. *International Journal of Biometeorology*, v.38, p.5-17, 1994.
- OLIVEIRA, A.P., MACHADO, A.J. and ESCOBEDO, J.F. A new shadow-ring device for measuring diffuse solar radiation at the surface. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v.19, p.698-707, 2002.
- OLTMANS, S., KIRCHHOFF, V.W.J.H. *et al.* Ozone in the Pacific tropical troposphere from ozonesonde observations. *Journal of Geophysical Research*, v.106, p.32503-32525, 2001.
- PALTRIDGE, G.W. and PLATT, C.M.R. *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*. Amsterdam: Elsevier, 318p., 1976.
- PARISI, A.V., WONG, J.C.F. and RANDALL, C. Simultaneous assessment of photosynthetically active and ultraviolet solar radiation. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.92, p.97-103, 1998.
- PARISI, A.V., WONG, J.C.F. An estimation of biological hazards due to solar radiation. *Journal of Photochemistry and Photobiology, B: Biology*. v.54., p.126-130, 2000
- PENNDORF, R. Tables of refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient. *Journal of the Optical Society America*, v.47, n.2, p.176-182, 1957.
- PEDRÓS, G., LOPEZ-LUQUE, R., LOPEZ PINTO, A. Generación de series largas de radiación ultravioleta (290-385 nm) global sobre superficie horizontal. In: CONGRESSO IBÉRICO DE ENERGIA, 8, 1997, Porto, Pt. Anais... Porto: International Solar Energy Society/Sociedade Portuguesa de Energia Solar Região Norte, 1997. p.159-163.
- PEDRÓS, R., UTRILLAS, M.P., MARTÍNEZ-LOZANO, J.A. and TENA, F. Values of broad band turbidity coefficients in a mediterranean coastal site. *Solar Energy*, v.66, n.1, p.11-20, 1999.

- PEREZ, A., CARCER, A.I., TOCHO, J.O., CRINO, E., SANDOVAL, H.F.R., BERNI, M.E., SILVA, L., HENRIQUES, D., CUSSO, F. and JAQUE, F. The extent of the ozone hole over South America during the spring of 1993, 1994 and 1995. *Journal of Physics, D: Applied Physics*, v.31, p.812-819, 1998.
- PIAZENA, H. The effect of altitude upon the solar UV-B and UV-A irradiance in the tropical Chilean Andes. *Solar Energy*, v.57, p.553-563, 1996.
- PINAZO, J.M., CAÑADA, J. and BOSCA, V. A new method to determine Angström's turbidity coefficient: its application for Valencia. *Solar Energy*, v.54, n.4, p.219-226, 1995.
- PSILOGLOU, B.E., SANTAMOURIS, M. and VAROTSOS, C. A new parametrization of the integral ozone transmission. *Solar Energy*, v.56, n.6, p.573-581, 1996.
- POWER, H.C. Estimating atmospheric turbidity from climate data. *Atmospheric Environment*, v.32, p.125-134, 2001.
- ROBINSON, N. *Solar radiation*. New York, Elsevier, 347p., 1966.
- ROTTMAN, G. Solar ultraviolet irradiance and its temporal variation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v.61, p.37-44, 1999.
- ROY, C.R., GIES, H.P., LUGG D.J., TOOMEY, S. and TOMLINSON, D.W. The measurement of solar ultraviolet radiation. *Mutation Research*, v.422, p.7-14, 1998.
- SABBURG, J. and WONG, J. The effect of clouds enhancing UVB irradiance at the earth's surface: a one year study. *Geophysical Research Letter*, v.27, n.20, p.3337-3340, 2000.
- SADLER, G.W. Ultraviolet radiation at Edmonton, Alberta, Canada. *Solar Energy*, v.49, n.1, p.13-17, 1992.
- SAMIMI, J. Estimation of height-dependent solar irradiation and application to the solar climate of Iran. *Solar Energy*, v.52, p.401-409, 1994.
- SELLER, W.D. *Physical climatology*. Chicago, University Chicago Press, 272p., 1965.
- SHERRY, J.E. and JUSTUS, C.T. A simple hourly clear-sky solar radiation model based on meteorological parameters. *Solar Energy*, v.30, n.5, p.425-431, 1983.

- SHETTLE, E.P. and GREEN, A.E.S. Multiple scattering calculation of the middle ultraviolet reaching the ground. *Applied Optics*, v.13, p.1567-1581, 1974.
- SHETTLE, E.P. and FENN, R.W. *Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties*. Rep. AFGL-TR-79-0214, Air Force Geophysics Lab., Hanscom, MA, 1979.
- SKARTVEIT, A. and OLSETH, J.A. Some simple formulas for multiple Rayleigh scattered irradiance. *Solar Energy*, v.41, p.19-20, 1988.
- SKARTVEIT, A. and OLSETH, J.A. The probability density and autocorrelation of short-term global and beam irradiance. *Solar Energy*, v.49, n.6, p.477-487, 1992.
- SLUSSER, J., GIBSON, J., BIGELOW, D., KOLINSKI, D., MOU, W., KOENING, G. and BEAUBIEN, A. Comparison of column ozone retrievals by use of an UV multifilter rotating shadow-band radiometer with those from Brewer and Dobson spectrophotometers. *Applied Optics*, v.38, n.9, p.1543-1551, 1999.
- SOMMER, R., CABAJ, A. and HAIDER, T. Microbiological effect of reflected UV radiation in devices for water disinfection. *Water Science and Technology*. v.34, n.7-8, p.173-177, 1996.
- SONG, J. Diurnal asymmetry in surface albedo. *Agricultural and Forest Meteorology*., v.92, p.181-189, 1998.
- SOULEN, F.P. and FREDERICK, J.E. Estimating biologically active UV irradiance from satellite radiance measurements: A sensitivity study. *Journal of Geophysical Research*, v.104, n.D4, p.4117-4126, 1999.
- SPENCER, J.W. Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, v.2, n.5, p.172, 1971.
- SPINHIRNE, J.D. and GREEN, A.E.S. Calculation of the relative influence of cloud layers on received ultraviolet and integrated solar radiation. *Atmospheric Environmental*, v.12, p.2449-2457, 1978.
- STEPHENS, G.L. and TSAY, S.C. On the cloud absorption anomaly. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.116, p.671-704, 1990.

- STONE, R.J. Improved statistical procedure for the evaluation of solar radiation estimation models. *Solar Energy*, v.51, n.4, p.289-291, 1993.
- SUEHRCKE, H. and MCCORMICK, P.G. The frequency distribution of instantaneous insolation values. *Solar Energy*, v.40, n.5, p.413-422, 1988a.
- SUEHRCKE, H. and MCCORMICK, P.G. The diffuse fraction of instantaneous solar radiation. *Solar Energy*, v.40, n.5, p.423-430, 1988b.
- TEILLET, P. M. Rayleigh optical depth comparisons from various sources. *Applied Optics*, v.29, n.13, p.1897-1900, 1990.
- THEKAEKARA, M.P. Solar energy outside the earth's atmosphere. *Solar Energy*, v.14, n.2, p.109-127, 1973.
- THOMPSON, A.M., KIRCHHOFF, V.W.J.H. *et al.* Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998-2000 tropical ozone climatology 2. Tropospheric variability and the zonal wave-one. *Journal of Geophysical Research*, v.108, n.D2, 10.1029/2002JD002241, 2003.
- TONDERING, C. *Frequently asked questions about calendars*. www.tondering.dk/clus/calendar.html, Version 2.3, 53p., 2000.
- TOVAR, J., OLMO, F.J. and ALADOS-ARBOLEDAS, L. One-minute global irradiance probability density distributions conditioned to the optical air mass. *Solar Energy*, v. 62, n.6, p.387-393, 1998.
- UTRILLAS, M.P., MARTÍNEZ-LOZANO, J.A., CACHORRO, V.E., TENA, F. and HERNANDEZ, S. Comparison of aerosol optical thickness retrieval from spectroradiometer measurements and from two radiative transfer models. *Solar Energy*, v.68, n.2, p.197-205, 2000.
- VAN HEUKLON, T.K. Estimating atmospheric ozone for solar radiation models. *Solar Energy*, v.22, p.63-68, 1979.
- VANHOOSIER, M.E., BARTOE, J., BRUECKNER, G. and PRINZ, D. Absolute spectral irradiance 120 nm - 400 nm (results from the solar ultraviolet spectral irradiance monitor -

- SUSIM - experiment onboard Spacelab 2). *Astrophysics Letters and Communications*, v.27, p.163-168, 1988. <ftp://susim.nrl.navy.mil/cd/pub/uars>
- WENDISCH, M. and KEIL, A. Discrepancies between measured and modeled solar and UV radiation within polluted boundary layer clouds. *Journal of Geophysical Research*, v.104, n.D22, p.27373-27385, 1999.
- WENG, P., LI, Z., CIHLAR, J., WARDLE, D. I. and KERR, J. Validation of an UV inversion algorithm using satellite and surface measurements. *Journal of Geophysical Research*, v.105, n.D4, p.5037-5048, 2000.
- WILLMOTT, C.J. On the validation of models. *Physical Geography*, v.2, p.184-194, 1981.
- WISCOMBE, W.J. and GRAMS, G.W. The backscattered fraction in two-stream approximations. *Journal of Atmospheric Science*, v.33, p.2440-2451.
- WONG, L. T. and CHOW, W. K. Solar radiation model. *Applied Energy*. v. 69, p. 191-224, 2001.
- YOUNG, A.T. On the Rayleigh-scattering optical depth of the atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, v.20, p.328-330, 1982.
- YOSHINO, K., FREEMAN, D.E., ESMOND, J.R. and PARKINSON, H. Absolute absorption cross section measurements of ozone in the wavelength region 238-335 nm and the temperature dependence. *Planetary Space Science*, v.36, n.4, p.395-398, 1988.

APÊNDICE A

A.1 Distribuição de frequência dos índices radiométricos (k_t e T_b)

A distribuição de frequência, do índice de claridade observado em curto prazo, exibe característica bimodal (**Figura A1A**) associada com a passagem de nuvens que às vezes obscurece o sol e reduz o nível de radiação na superfície da Terra (Suehrcke e McCormick, 1988a; Skartveit e Olseth, 1992; Tovar *et al.*, 1998, Assunção *et al.*, 2003).

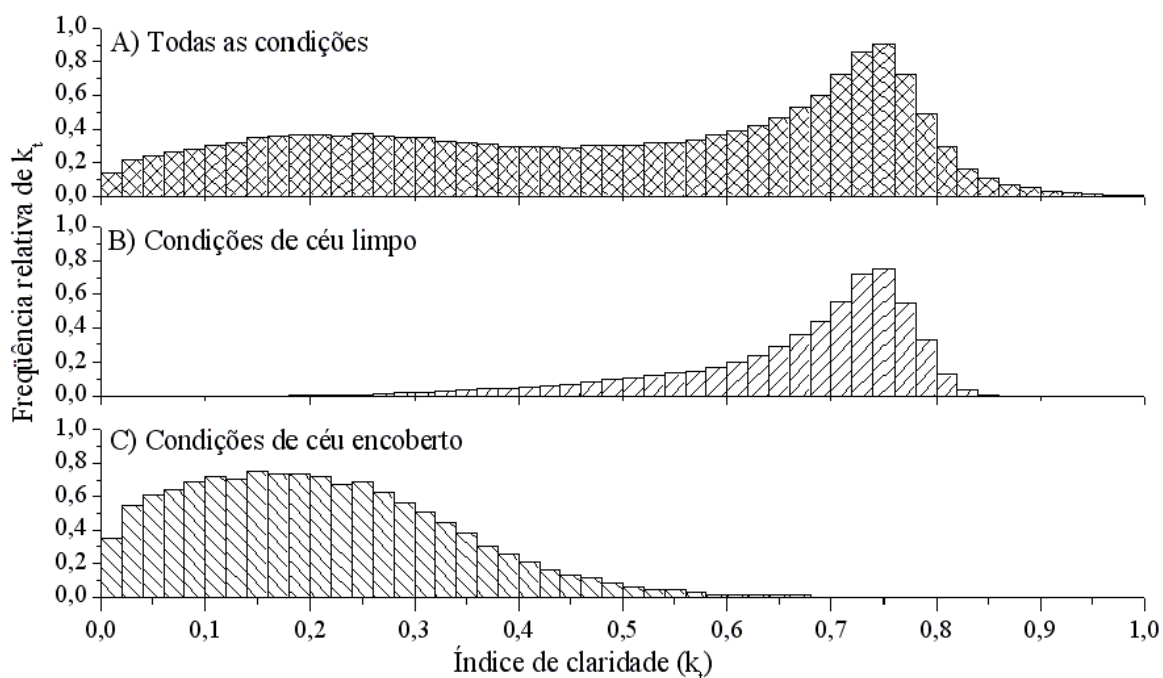


Figura A1. Distribuição de frequência dos índices de claridade, sob diferentes condições

A.1.1 Função de distribuição de k_t para a condição de sol exposto

O padrão da distribuição de frequência da **Figura A1B** se repete em todas as massas óticas. Para as condições de céu limpo, essa distribuição pode ser ajustada pela função logística de densidade de probabilidade:

$$f(x) = \frac{e^{-(x-\mu)/\delta}}{\delta [1 + e^{-(x-\mu)/\delta}]^2} \quad (\text{A.1.1a})$$

Esta função produz uma curva simétrica em torno do ponto médio μ , onde a frequência de x é máxima. E o parâmetro δ determina a escala da distribuição ou a taxa de variação da função.

O parâmetro μ pode ser aproximado pelo valor da média (\bar{x}) da distribuição experimental, da seguinte forma:

$$\mu = \bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n f_i x_i}{\sum_{i=1}^n f_i} \quad (\text{A.1.1b})$$

onde f_i é a frequência do i -ésimo intervalo de classe x .

O parâmetro δ também pode ser aproximado pela estimativa do desvio padrão (s) da distribuição experimental, assim:

$$\delta = \frac{s}{\pi} \sqrt{3} \quad (\text{A.1.1c})$$

na distribuição de frequência, s é estimado como:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n f_i x_i^2 - \bar{x}^2 \sum_{i=1}^n f_i}{\sum_{i=1}^n f_i - 1}} \quad (\text{A.1.1d})$$

A equação (A1) traz a vantagem de ser analiticamente integrável, ou seja, a função de distribuição de probabilidade é:

$$F(x) = \frac{1}{1 + e^{-(x-\mu)/\delta}} \quad (\text{A.1.1e})$$

e analiticamente invertida:

$$x = \mu - \delta \cdot \ln \left[\frac{1}{F(x)} - 1 \right] \quad (\text{A.1.1f})$$

A.1.2 Função de distribuição de T_b para a condição de sol exposto

A distribuição de frequência da transmitância direta de curto prazo, observada na condição de céu limpo, exhibe assimetria negativa, conforme a **Figura A2**. A forma desta distribuição se repete em todas as massas óticas.

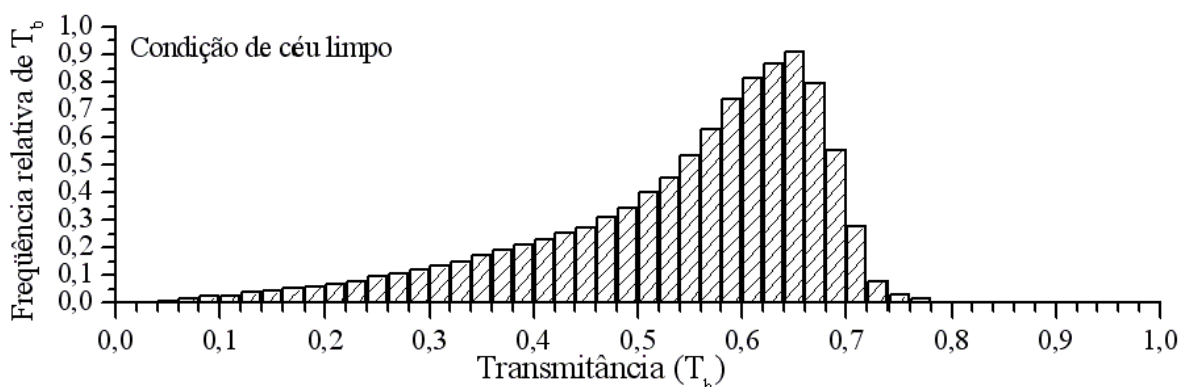


Figura A2. Distribuição de frequência da transmitância direta, na condição de céu limpo

Esta distribuição de frequência pode ser ajustada pela função densidade de probabilidade Fisher-Tippett:

$$f(x) = \beta e^{-\beta[(1-x)-\alpha]} - \beta[(1-x)-\alpha] \quad (\text{A.1.2a})$$

Esta função produz uma curva com assimetria negativa. Onde α e β são, respectivamente, parâmetros de forma e escala da distribuição, os quais podem ser aproximados com base nos valores da média (\bar{x}) e do desvio padrão (s) da distribuição experimental:

$$\alpha = \bar{x} - \beta\gamma \quad (\text{A.1.2b})$$

onde γ é a constante de Euler-Mascheroni, que equivale, aproximadamente, a 0,5772.

$$\beta = \frac{\pi}{s\sqrt{6}} \quad (\text{A.1.2c})$$

Os valores de \bar{x} e de s são calculados conforme as equações (A.1.1b) e (A.1.1d).

A equação (A.1.2a) também pode ser analiticamente integrável, ou seja, a função de distribuição de probabilidade:

$$F(x) = 1 - e^{-e^{-\beta(1-x)-\alpha}} \quad (\text{A.1.2d})$$

e analiticamente invertida:

$$x = 1 - \alpha + \ln \left\{ -\ln [1 - F(x)] \right\} \beta^{-1} \quad (\text{A.1.2e})$$

A.1.3 Função de distribuição de k_t para a condição de sol obscurecido

Para as condições de céu nublado, a distribuição de frequência da **Figura A1C**, cujo padrão se repete em todas as massas óticas, pode ser ajustada pela função Weibull de densidade de probabilidade:

$$f(x) = \alpha\beta^{-\alpha} x^{\alpha-1} e^{-(x/\beta)^\alpha} \quad x \in [0, \infty) \quad (\text{A.1.3a})$$

Esta função produz uma curva com assimetria positiva. Onde α e β são, respectivamente, parâmetros de forma e escala da distribuição, os quais podem ser aproximados por processos iterativos com base nos valores da média (\bar{x}) e do desvio padrão (s) da distribuição experimental:

$$\bar{x} = \beta \cdot \Gamma(1 + \alpha^{-1}) \quad (\text{A.1.3b})$$

e

$$s = \beta \cdot \sqrt{\Gamma(1 + 2\alpha^{-1}) - \Gamma^2(1 + \alpha^{-1})} \quad (\text{A.1.3c})$$

onde $\Gamma(\cdot)$ é a função gama, aproximada por:

$$\Gamma(\gamma) = \sqrt{\frac{2\pi}{\gamma}} e^{\gamma \left[\ln(\gamma) - \left(1 - \frac{1}{12\gamma^2} + \frac{1}{360\gamma^4} - \frac{1}{1260\gamma^6} \right) \right]} \quad (\text{A.1.3d})$$

Os valores de \bar{x} e de s são calculados conforme as equações (A.1.1b) e (A.1.1d).

A equação (A.1.3a) também pode ser analiticamente integrável, ou seja, a função de distribuição de probabilidade:

$$F(x) = 1 - e^{-(x/\beta)^\alpha} \quad (\text{A.1.3e})$$

cuja primitiva pode ser analiticamente invertida:

$$x = \sqrt[\alpha]{\ln\left(\frac{1}{1-F(x)}\right)}\beta \quad (\text{A.1.3f})$$

APÊNDICE B

B1. Espectro extraterrestre da irradiância ultravioleta e coeficientes de extinção

λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{a0\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{a0\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{a0\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}
0,2900	573,2788	37,0452	1,3940	0,2929	541,8115	26,4390	1,3354	0,2958	580,9814	17,9074	1,2800
0,2901	586,0985	36,7345	1,3919	0,2930	544,6872	26,0633	1,3335	0,2959	581,0406	17,7096	1,2781
0,2902	597,9876	36,2851	1,3898	0,2931	548,4390	25,6523	1,3315	0,2960	579,9943	17,4513	1,2763
0,2903	607,9443	35,8437	1,3878	0,2932	551,8867	25,2778	1,3296	0,2961	572,6117	17,0735	1,2744
0,2904	615,8792	35,5862	1,3857	0,2933	553,8650	24,9279	1,3276	0,2962	563,6273	16,7769	1,2726
0,2905	622,6289	35,3448	1,3837	0,2934	554,4194	24,4751	1,3257	0,2963	552,0645	16,4951	1,2707
0,2906	624,7158	34,9996	1,3816	0,2935	554,5683	24,0574	1,3237	0,2964	538,2724	16,3223	1,2689
0,2907	625,5209	34,6540	1,3796	0,2936	551,7731	23,6687	1,3218	0,2965	524,0415	16,2392	1,2670
0,2908	624,5139	34,2607	1,3775	0,2937	548,1330	23,2673	1,3198	0,2966	510,7632	16,1798	1,2652
0,2909	622,1108	33,7874	1,3755	0,2938	544,2351	22,9985	1,3179	0,2967	499,1860	16,0766	1,2634
0,2910	619,4590	33,3580	1,3734	0,2939	540,5584	22,7399	1,3160	0,2968	493,0263	15,9459	1,2616
0,2911	616,5455	32,8553	1,3714	0,2940	537,1664	22,5998	1,3141	0,2969	491,9471	15,7308	1,2597
0,2912	613,6198	32,3999	1,3694	0,2941	533,1845	22,4119	1,3121	0,2970	492,2129	15,4553	1,2579
0,2913	610,5278	31,9433	1,3673	0,2942	529,5576	22,2455	1,3102	0,2971	496,8680	15,0808	1,2561
0,2914	606,8417	31,4994	1,3653	0,2943	527,5258	21,9851	1,3083	0,2972	502,2770	14,8741	1,2543
0,2915	602,2838	30,9622	1,3633	0,2944	527,0372	21,7145	1,3064	0,2973	508,8256	14,6465	1,2525
0,2916	595,8250	30,3095	1,3613	0,2945	526,8928	21,5369	1,3045	0,2974	516,3678	14,4225	1,2507
0,2917	589,0818	29,8342	1,3593	0,2946	527,2588	21,3297	1,3026	0,2975	524,0581	14,2158	1,2488
0,2918	582,0691	29,5215	1,3573	0,2947	527,7325	21,0238	1,3007	0,2976	531,4456	13,9673	1,2470
0,2919	574,9697	29,1513	1,3553	0,2948	528,9854	20,7538	1,2988	0,2977	538,1426	13,7445	1,2452
0,2920	568,2072	28,7925	1,3533	0,2949	531,6488	20,4747	1,2969	0,2978	539,2604	13,5844	1,2434
0,2921	561,2399	28,5071	1,3513	0,2950	535,5816	20,1775	1,2950	0,2979	534,2688	13,3493	1,2417
0,2922	554,5576	28,1493	1,3493	0,2951	542,9675	19,8756	1,2931	0,2980	527,5380	13,1734	1,2399
0,2923	548,5127	27,8849	1,3473	0,2952	550,6599	19,5193	1,2912	0,2981	517,2629	13,0365	1,2381
0,2924	543,2917	27,7070	1,3453	0,2953	557,7482	19,1561	1,2893	0,2982	506,6034	12,9110	1,2363
0,2925	538,7492	27,5732	1,3433	0,2954	563,9250	18,8362	1,2875	0,2983	497,1660	12,7627	1,2345
0,2926	538,2083	27,4394	1,3413	0,2955	569,5607	18,5266	1,2856	0,2984	489,2522	12,6154	1,2327
0,2927	538,3681	27,1924	1,3394	0,2956	574,6186	18,3030	1,2837	0,2985	482,1275	12,4622	1,2310
0,2928	539,5601	26,9486	1,3374	0,2957	578,8339	18,1478	1,2819	0,2986	479,0932	12,3695	1,2292

λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}
0,2987	477,8064	12,2318	1,2274	0,3039	628,2622	6,0116	1,1399	0,3091	568,0063	3,0636	1,0601
0,2988	480,9321	12,1420	1,2257	0,3040	623,0755	6,0117	1,1383	0,3092	552,2821	2,9933	1,0586
0,2989	487,9595	11,9930	1,2239	0,3041	620,1284	5,9113	1,1367	0,3093	538,7336	2,9267	1,0572
0,2990	495,4370	11,8195	1,2222	0,3042	618,3292	5,8225	1,1351	0,3094	528,0131	2,8061	1,0557
0,2991	501,6542	11,6174	1,2204	0,3043	619,4583	5,7314	1,1335	0,3095	518,9429	2,7063	1,0543
0,2992	506,7756	11,4587	1,2187	0,3044	623,2293	5,6459	1,1319	0,3096	514,8173	2,6477	1,0528
0,2993	507,7986	11,2237	1,2169	0,3045	627,3162	5,5670	1,1303	0,3097	512,1367	2,6009	1,0514
0,2994	505,0592	11,0043	1,2152	0,3046	631,4669	5,4513	1,1287	0,3098	513,9424	2,5698	1,0499
0,2995	502,0195	10,7524	1,2134	0,3047	635,0289	5,3292	1,1271	0,3099	520,5340	2,5574	1,0485
0,2996	498,1905	10,5953	1,2117	0,3048	637,5948	5,2146	1,1255	0,3100	529,3726	2,5458	1,0470
0,2997	493,7481	10,4545	1,2100	0,3049	639,4856	5,1070	1,1240	0,3101	547,4151	2,5408	1,0456
0,2998	485,6382	10,3235	1,2082	0,3050	641,2705	5,0023	1,1224	0,3102	567,9460	2,5557	1,0441
0,2999	473,5849	10,2705	1,2065	0,3051	640,4991	4,9110	1,1208	0,3103	593,2463	2,5362	1,0427
0,3000	460,5683	10,1595	1,2048	0,3052	639,0768	4,8169	1,1192	0,3104	622,5246	2,4832	1,0413
0,3001	449,3280	10,0705	1,2030	0,3053	634,5440	4,7334	1,1177	0,3105	652,1046	2,4246	1,0398
0,3002	439,2107	9,9452	1,2013	0,3054	626,6971	4,6705	1,1161	0,3106	679,3098	2,3858	1,0384
0,3003	434,3677	9,7970	1,1996	0,3055	617,6517	4,6426	1,1145	0,3107	705,3270	2,3720	1,0370
0,3004	435,0505	9,7232	1,1979	0,3056	607,2059	4,6261	1,1130	0,3108	727,3044	2,3536	1,0356
0,3005	437,5480	9,6028	1,1962	0,3057	596,3806	4,6055	1,1114	0,3109	744,8829	2,3261	1,0342
0,3006	442,2017	9,5000	1,1945	0,3058	586,7178	4,5668	1,1099	0,3110	760,3461	2,3017	1,0327
0,3007	446,9102	9,3575	1,1928	0,3059	579,0432	4,5231	1,1083	0,3111	767,2876	2,2848	1,0313
0,3008	452,0760	9,2122	1,1911	0,3060	573,0704	4,4627	1,1068	0,3112	772,1678	2,2933	1,0299
0,3009	457,8956	9,0479	1,1894	0,3061	572,3675	4,4592	1,1052	0,3113	771,6816	2,3044	1,0285
0,3010	463,8848	8,8671	1,1877	0,3062	572,5508	4,4482	1,1037	0,3114	765,7954	2,2980	1,0271
0,3011	468,8616	8,6712	1,1860	0,3063	573,8499	4,4230	1,1021	0,3115	757,9435	2,2504	1,0257
0,3012	473,5764	8,5022	1,1843	0,3064	576,1257	4,3557	1,1006	0,3116	746,9775	2,1870	1,0243
0,3013	475,8483	8,3672	1,1826	0,3065	578,8169	4,2773	1,0991	0,3117	735,0625	2,1255	1,0229
0,3014	475,4128	8,2677	1,1810	0,3066	583,5499	4,2018	1,0975	0,3118	722,5346	2,0730	1,0215
0,3015	473,9332	8,1305	1,1793	0,3067	589,1661	4,1445	1,0960	0,3119	709,9841	2,0138	1,0201
0,3016	469,0902	8,0730	1,1776	0,3068	597,1052	4,0735	1,0945	0,3120	698,2422	1,9708	1,0187
0,3017	463,7191	7,9758	1,1759	0,3069	607,2186	4,0012	1,0930	0,3121	691,5071	1,9313	1,0173
0,3018	459,2394	7,9617	1,1743	0,3070	617,6299	3,8948	1,0914	0,3122	686,0116	1,9069	1,0159
0,3019	456,2622	7,8958	1,1726	0,3071	624,9152	3,7910	1,0899	0,3123	683,1569	1,8730	1,0145
0,3020	454,4781	7,8024	1,1709	0,3072	631,0482	3,6980	1,0884	0,3124	682,6194	1,8354	1,0131
0,3021	458,7664	7,6983	1,1693	0,3073	635,1586	3,6390	1,0869	0,3125	682,5968	1,7979	1,0118
0,3022	464,9892	7,6239	1,1676	0,3074	637,7581	3,5690	1,0854	0,3126	683,8014	1,7682	1,0104
0,3023	475,8975	7,5271	1,1660	0,3075	640,2992	3,5171	1,0839	0,3127	685,8251	1,7431	1,0090
0,3024	491,1456	7,4139	1,1643	0,3076	644,0024	3,4631	1,0824	0,3128	689,5761	1,7224	1,0076
0,3025	507,5556	7,2737	1,1627	0,3077	647,9525	3,4268	1,0809	0,3129	694,9690	1,7103	1,0062
0,3026	528,7162	7,1304	1,1610	0,3078	651,1623	3,4363	1,0794	0,3130	700,9459	1,6950	1,0049
0,3027	550,3273	7,0064	1,1594	0,3079	653,2432	3,4274	1,0779	0,3131	707,7464	1,6743	1,0035
0,3028	571,0439	6,8686	1,1577	0,3080	654,4471	3,4111	1,0764	0,3132	714,2134	1,6724	1,0021
0,3029	590,3593	6,7537	1,1561	0,3081	652,5309	3,4006	1,0749	0,3133	719,6002	1,7136	1,0008
0,3030	608,7393	6,6168	1,1545	0,3082	649,5281	3,3728	1,0734	0,3134	723,7302	1,7481	0,9994
0,3031	622,1035	6,4843	1,1528	0,3083	645,6738	3,3096	1,0719	0,3135	727,0475	1,7604	0,9981
0,3032	634,1063	6,3977	1,1512	0,3084	641,4594	3,2447	1,0704	0,3136	728,3358	1,7393	0,9967
0,3033	641,7708	6,3186	1,1496	0,3085	637,1858	3,2046	1,0689	0,3137	729,3585	1,7099	0,9954
0,3034	644,9737	6,2408	1,1479	0,3086	629,6408	3,2255	1,0675	0,3138	728,8672	1,6538	0,9940
0,3035	646,5892	6,1815	1,1463	0,3087	621,1720	3,2119	1,0660	0,3139	726,6021	1,6190	0,9927
0,3036	643,5398	6,1111	1,1447	0,3088	610,4599	3,1997	1,0645	0,3140	723,5523	1,5699	0,9913
0,3037	639,1842	6,0634	1,1431	0,3089	597,5679	3,1402	1,0630	0,3141	717,3541	1,5190	0,9900
0,3038	633,8778	6,0241	1,1415	0,3090	583,7738	3,1189	1,0616	0,3142	710,4496	1,4681	0,9886

λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}
0,3143	703,0949	1,4136	0,9873	0,3195	741,6897	0,7959	0,9207	0,3247	804,6715	0,3963	0,8597
0,3144	696,0021	1,3600	0,9859	0,3196	753,6070	0,7737	0,9195	0,3248	811,9990	0,4604	0,8586
0,3145	689,9602	1,3097	0,9846	0,3197	766,1556	0,7407	0,9182	0,3249	820,3697	0,4589	0,8574
0,3146	689,0741	1,2819	0,9833	0,3198	779,2936	0,7236	0,9170	0,3250	829,5322	0,4324	0,8563
0,3147	688,9038	1,2806	0,9819	0,3199	792,4593	0,7734	0,9158	0,3251	843,1727	0,3995	0,8552
0,3148	689,0329	1,2782	0,9806	0,3200	804,8050	0,8237	0,9146	0,3252	857,7860	0,3647	0,8541
0,3149	688,8623	1,2746	0,9793	0,3201	815,5101	0,7919	0,9134	0,3253	874,6918	0,3469	0,8530
0,3150	687,8609	1,2494	0,9780	0,3202	825,2151	0,7423	0,9122	0,3254	893,7040	0,3647	0,8519
0,3151	683,8027	1,2304	0,9766	0,3203	831,8128	0,6862	0,9110	0,3255	913,1170	0,3752	0,8508
0,3152	679,1771	1,2293	0,9753	0,3204	834,9910	0,6380	0,9097	0,3256	931,2140	0,3583	0,8496
0,3153	673,1914	1,2584	0,9740	0,3205	836,3345	0,6127	0,9085	0,3257	949,0872	0,3308	0,8485
0,3154	665,9460	1,3221	0,9727	0,3206	829,1326	0,5948	0,9073	0,3258	965,7480	0,2985	0,8474
0,3155	658,3650	1,3728	0,9714	0,3207	819,9549	0,5637	0,9061	0,3259	980,9432	0,2789	0,8463
0,3156	647,2089	1,3615	0,9701	0,3208	806,8698	0,5234	0,9049	0,3260	995,0699	0,2576	0,8452
0,3157	635,5819	1,3144	0,9688	0,3209	790,5044	0,4887	0,9037	0,3261	1004,1485	0,2397	0,8441
0,3158	624,4884	1,2602	0,9675	0,3210	773,9256	0,4645	0,9025	0,3262	1011,7076	0,2200	0,8430
0,3159	614,7468	1,2030	0,9662	0,3211	759,5338	0,4499	0,9013	0,3263	1015,9164	0,2092	0,8419
0,3160	606,7277	1,1487	0,9649	0,3212	746,1639	0,4463	0,9002	0,3264	1017,0584	0,1993	0,8409
0,3161	609,0564	1,1118	0,9636	0,3213	736,7982	0,4496	0,8990	0,3265	1017,4014	0,1903	0,8398
0,3162	614,0840	1,0982	0,9623	0,3214	731,5684	0,4529	0,8978	0,3266	1016,9579	0,1776	0,8387
0,3163	624,4242	1,0715	0,9610	0,3215	727,7227	0,4449	0,8966	0,3267	1016,0796	0,1713	0,8376
0,3164	639,6280	1,0537	0,9597	0,3216	728,3908	0,4324	0,8954	0,3268	1014,1449	0,1677	0,8365
0,3165	656,4730	1,0143	0,9584	0,3217	729,7776	0,4314	0,8942	0,3269	1011,0732	0,1721	0,8354
0,3166	678,5603	0,9794	0,9571	0,3218	732,0056	0,4516	0,8930	0,3270	1007,4587	0,1969	0,8343
0,3167	701,6031	0,9544	0,9558	0,3219	734,7290	0,5313	0,8919	0,3271	1003,4295	0,2244	0,8333
0,3168	725,5053	0,9433	0,9545	0,3220	737,1606	0,6141	0,8907	0,3272	999,4546	0,2306	0,8322
0,3169	749,5704	0,9704	0,9532	0,3221	736,3402	0,6225	0,8895	0,3273	996,0817	0,2261	0,8311
0,3170	772,5692	1,0095	0,9520	0,3222	734,7823	0,5952	0,8884	0,3274	993,2485	0,2182	0,8300
0,3171	788,2850	1,0184	0,9507	0,3223	730,6261	0,5552	0,8872	0,3275	990,3456	0,2075	0,8290
0,3172	801,5777	0,9961	0,9494	0,3224	723,8000	0,5231	0,8860	0,3276	985,5273	0,2092	0,8279
0,3173	807,8339	0,9665	0,9481	0,3225	716,0718	0,5337	0,8848	0,3277	980,0412	0,2454	0,8268
0,3174	807,0567	0,9566	0,9469	0,3226	705,9887	0,6018	0,8837	0,3278	973,4888	0,3016	0,8257
0,3175	803,8444	1,0058	0,9456	0,3227	695,5440	0,5994	0,8825	0,3279	966,3525	0,3328	0,8247
0,3176	792,6103	1,0583	0,9443	0,3228	685,9219	0,5648	0,8814	0,3280	959,7205	0,3287	0,8236
0,3177	779,8445	1,0400	0,9431	0,3229	677,7436	0,5177	0,8802	0,3281	955,5205	0,3075	0,8225
0,3178	765,0996	0,9903	0,9418	0,3230	670,8840	0,4741	0,8790	0,3282	952,3291	0,2808	0,8215
0,3179	748,9089	0,9369	0,9406	0,3231	670,6384	0,4349	0,8779	0,3283	951,3147	0,2568	0,8204
0,3180	732,7209	0,9088	0,9393	0,3232	671,7619	0,3983	0,8767	0,3284	952,3690	0,2364	0,8194
0,3181	720,3866	0,9025	0,9380	0,3233	675,2904	0,3705	0,8756	0,3285	954,2505	0,2168	0,8183
0,3182	708,9273	0,8645	0,9368	0,3234	681,0837	0,3436	0,8744	0,3286	960,3286	0,1953	0,8173
0,3183	700,6794	0,8119	0,9355	0,3235	687,8898	0,3175	0,8733	0,3287	967,6961	0,1811	0,8162
0,3184	695,8358	0,7654	0,9343	0,3236	698,4422	0,2969	0,8721	0,3288	979,4323	0,1604	0,8152
0,3185	692,3828	0,7358	0,9330	0,3237	709,9048	0,2816	0,8710	0,3289	995,7174	0,1487	0,8141
0,3186	693,1585	0,7195	0,9318	0,3238	722,4010	0,2699	0,8699	0,3290	1013,4968	0,1380	0,8131
0,3187	695,0736	0,7042	0,9306	0,3239	735,5151	0,2626	0,8687	0,3291	1032,8039	0,1290	0,8120
0,3188	699,1474	0,6854	0,9293	0,3240	748,4033	0,2731	0,8676	0,3292	1052,1019	0,1226	0,8110
0,3189	705,0916	0,6612	0,9281	0,3241	759,1109	0,2979	0,8665	0,3293	1070,2349	0,1127	0,8099
0,3190	711,3436	0,6380	0,9268	0,3242	769,0363	0,3113	0,8653	0,3294	1086,7473	0,1081	0,8089
0,3191	715,6034	0,6271	0,9256	0,3243	777,3948	0,3077	0,8642	0,3295	1101,8607	0,1089	0,8078
0,3192	719,9924	0,6409	0,9244	0,3244	784,5104	0,3023	0,8631	0,3296	1111,8062	0,1106	0,8068
0,3193	725,7216	0,6983	0,9231	0,3245	791,5818	0,3014	0,8619	0,3297	1120,0595	0,1070	0,8058
0,3194	733,1867	0,7740	0,9219	0,3246	798,0990	0,3147	0,8608	0,3298	1123,7968	0,1033	0,8047

λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}
0,3299	1123,0925	0,1006	0,8037	0,3351	1010,3183	0,0473	0,7523	0,3403	1054,8836	0,0496	0,7049
0,3300	1120,7179	0,1041	0,8027	0,3352	1005,4202	0,0436	0,7513	0,3404	1049,9868	0,0442	0,7041
0,3301	1110,9550	0,1193	0,8016	0,3353	998,2102	0,0409	0,7504	0,3405	1043,5611	0,0416	0,7032
0,3302	1099,4318	0,1548	0,8006	0,3354	988,6956	0,0409	0,7494	0,3406	1031,0396	0,0362	0,7023
0,3303	1085,7004	0,1789	0,7996	0,3355	978,4901	0,0373	0,7485	0,3407	1017,5848	0,0326	0,7014
0,3304	1070,2617	0,1817	0,7986	0,3356	964,7475	0,0373	0,7475	0,3408	1004,3512	0,0299	0,7006
0,3305	1054,5629	0,1748	0,7975	0,3357	949,7900	0,0383	0,7466	0,3409	991,9783	0,0272	0,6997
0,3306	1041,0328	0,1640	0,7965	0,3358	932,5853	0,0383	0,7457	0,3410	980,3612	0,0245	0,6988
0,3307	1028,5777	0,1533	0,7955	0,3359	913,5024	0,0336	0,7447	0,3411	973,5910	0,0218	0,6980
0,3308	1019,6691	0,1496	0,7945	0,3360	894,3750	0,0383	0,7438	0,3412	967,5090	0,0209	0,6971
0,3309	1014,3175	0,1729	0,7935	0,3361	879,1767	0,0419	0,7429	0,3413	963,2904	0,0191	0,6963
0,3310	1010,0735	0,2103	0,7925	0,3362	865,5237	0,0473	0,7419	0,3414	961,2294	0,0182	0,6954
0,3311	1008,2371	0,2113	0,7915	0,3363	855,2212	0,0534	0,7410	0,3415	960,5853	0,0164	0,6945
0,3312	1006,4791	0,1998	0,7904	0,3364	847,8700	0,0605	0,7401	0,3416	965,3071	0,0155	0,6937
0,3313	1004,9154	0,1800	0,7894	0,3365	841,2279	0,0605	0,7391	0,3417	971,5441	0,0155	0,6928
0,3314	1003,8289	0,1621	0,7884	0,3366	836,7298	0,0615	0,7382	0,3418	979,5233	0,0155	0,6920
0,3315	1003,4241	0,1479	0,7874	0,3367	832,8455	0,0588	0,7373	0,3419	988,8388	0,0155	0,6911
0,3316	1004,7978	0,1364	0,7864	0,3368	831,4789	0,0561	0,7364	0,3420	998,3709	0,0164	0,6903
0,3317	1006,6460	0,1229	0,7854	0,3369	832,8847	0,0588	0,7354	0,3421	1006,3968	0,0164	0,6894
0,3318	1007,5618	0,1159	0,7844	0,3370	835,5967	0,0678	0,7345	0,3422	1013,7067	0,0164	0,6886
0,3319	1006,9433	0,1015	0,7834	0,3371	841,7279	0,0872	0,7336	0,3423	1020,2081	0,0118	0,6877
0,3320	1005,3374	0,0924	0,7824	0,3372	848,9445	0,0980	0,7327	0,3424	1026,3951	0,0138	0,6869
0,3321	1001,4391	0,0834	0,7814	0,3373	857,2488	0,0944	0,7318	0,3425	1032,7896	0,0138	0,6860
0,3322	997,2503	0,0762	0,7804	0,3374	866,3450	0,0872	0,7308	0,3426	1038,3734	0,0138	0,6852
0,3323	994,4866	0,0708	0,7794	0,3375	875,7294	0,0801	0,7299	0,3427	1043,6824	0,0147	0,6843
0,3324	993,4292	0,0691	0,7784	0,3376	886,2361	0,0721	0,7290	0,3428	1047,9112	0,0174	0,6835
0,3325	992,7578	0,0645	0,7774	0,3377	896,6072	0,0640	0,7281	0,3429	1050,6530	0,0174	0,6827
0,3326	990,8094	0,0618	0,7765	0,3378	905,8826	0,0605	0,7272	0,3430	1051,8103	0,0164	0,6818
0,3327	988,2283	0,0626	0,7755	0,3379	914,1080	0,0552	0,7263	0,3431	1045,5043	0,0201	0,6810
0,3328	984,1375	0,0679	0,7745	0,3380	922,2748	0,0498	0,7254	0,3432	1036,9087	0,0218	0,6802
0,3329	978,8684	0,0724	0,7735	0,3381	930,8188	0,0444	0,7245	0,3433	1024,0071	0,0172	0,6793
0,3330	973,7073	0,0760	0,7725	0,3382	939,4231	0,0408	0,7236	0,3434	1007,4634	0,0191	0,6785
0,3331	969,8450	0,0806	0,7715	0,3383	946,9244	0,0344	0,7227	0,3435	990,0129	0,0172	0,6777
0,3332	966,4022	0,0806	0,7706	0,3384	952,9496	0,0318	0,7218	0,3436	967,5999	0,0172	0,6768
0,3333	962,9117	0,0806	0,7696	0,3385	958,0400	0,0291	0,7209	0,3437	944,2349	0,0199	0,6760
0,3334	959,2166	0,0860	0,7686	0,3386	959,7989	0,0291	0,7200	0,3438	919,2841	0,0270	0,6752
0,3335	955,6643	0,1036	0,7676	0,3387	960,8390	0,0310	0,7191	0,3439	893,2413	0,0341	0,6743
0,3336	954,5509	0,1365	0,7667	0,3388	962,2963	0,0273	0,7182	0,3440	867,7063	0,0378	0,6735
0,3337	954,1871	0,1409	0,7657	0,3389	964,7904	0,0264	0,7173	0,3441	849,5470	0,0332	0,6727
0,3338	956,2440	0,1430	0,7647	0,3390	967,9981	0,0264	0,7164	0,3442	833,5326	0,0314	0,6719
0,3339	960,5893	0,1361	0,7638	0,3391	971,7061	0,0283	0,7155	0,3443	825,5720	0,0307	0,6710
0,3340	965,4239	0,1253	0,7628	0,3392	975,7748	0,0264	0,7146	0,3444	826,1589	0,0270	0,6702
0,3341	970,5395	0,1147	0,7618	0,3393	981,4253	0,0300	0,7137	0,3445	830,0886	0,0253	0,6694
0,3342	975,8494	0,1031	0,7609	0,3394	988,8463	0,0346	0,7128	0,3446	844,7124	0,0226	0,6686
0,3343	981,7483	0,0904	0,7599	0,3395	996,9549	0,0356	0,7120	0,3447	861,3316	0,0199	0,6678
0,3344	988,3024	0,0823	0,7589	0,3396	1008,0222	0,0310	0,7111	0,3448	880,8675	0,0163	0,6670
0,3345	995,1332	0,0770	0,7580	0,3397	1019,4593	0,0310	0,7102	0,3449	902,6232	0,0172	0,6661
0,3346	1001,9948	0,0733	0,7570	0,3398	1030,0656	0,0346	0,7093	0,3450	924,2571	0,0136	0,6653
0,3347	1008,4533	0,0679	0,7561	0,3399	1039,5061	0,0354	0,7084	0,3451	939,0145	0,0136	0,6645
0,3348	1012,7334	0,0626	0,7551	0,3400	1048,2259	0,0469	0,7076	0,3452	952,5676	0,0136	0,6637
0,3349	1014,3543	0,0563	0,7542	0,3401	1052,6881	0,0504	0,7067	0,3453	962,7563	0,0136	0,6629
0,3350	1014,4136	0,0526	0,7532	0,3402	1055,7647	0,0523	0,7058	0,3454	969,5366	0,0135	0,6621

λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}
0,3455	974,7488	0,0135	0,6613	0,3507	1083,2251	0,0017	0,6210	0,3559	1045,4322	0,0000	0,5838
0,3456	973,1991	0,0132	0,6605	0,3508	1078,0880	0,0016	0,6203	0,3560	1033,2420	0,0000	0,5831
0,3457	969,9156	0,0128	0,6597	0,3509	1070,6268	0,0014	0,6195	0,3561	1018,3783	0,0000	0,5824
0,3458	964,2861	0,0125	0,6589	0,3510	1062,2709	0,0013	0,6188	0,3562	1002,8410	0,0000	0,5817
0,3459	957,0698	0,0121	0,6581	0,3511	1052,8939	0,0011	0,6180	0,3563	984,3525	0,0000	0,5810
0,3460	950,1006	0,0121	0,6573	0,3512	1042,9986	0,0009	0,6173	0,3564	962,8666	0,0000	0,5804
0,3461	949,0861	0,0113	0,6565	0,3513	1033,9940	0,0008	0,6166	0,3565	940,9427	0,0000	0,5797
0,3462	949,3524	0,0105	0,6557	0,3514	1026,1782	0,0006	0,6158	0,3566	920,4998	0,0000	0,5790
0,3463	952,3458	0,0097	0,6549	0,3515	1018,7464	0,0005	0,6151	0,3567	900,8708	0,0000	0,5783
0,3464	957,5025	0,0089	0,6541	0,3516	1013,3753	0,0003	0,6144	0,3568	884,2815	0,0000	0,5776
0,3465	962,5192	0,0089	0,6533	0,3517	1008,4110	0,0002	0,6136	0,3569	870,6167	0,0000	0,5769
0,3466	965,7308	0,0090	0,6525	0,3518	1002,2835	0,0000	0,6129	0,3570	857,6949	0,0000	0,5763
0,3467	968,4669	0,0092	0,6517	0,3519	994,5804	0,0000	0,6122	0,3571	849,5836	0,0000	0,5756
0,3468	970,1690	0,0094	0,6509	0,3520	986,3442	0,0000	0,6114	0,3572	842,1639	0,0000	0,5749
0,3469	970,9705	0,0095	0,6501	0,3521	976,4002	0,0000	0,6107	0,3573	836,4056	0,0000	0,5742
0,3470	971,5608	0,0095	0,6493	0,3522	966,3993	0,0000	0,6100	0,3574	832,0595	0,0000	0,5736
0,3471	968,0770	0,0102	0,6485	0,3523	957,6534	0,0000	0,6092	0,3575	827,7853	0,0000	0,5729
0,3472	963,4960	0,0109	0,6478	0,3524	950,6434	0,0000	0,6085	0,3576	819,8311	0,0000	0,5722
0,3473	956,3418	0,0116	0,6470	0,3525	944,9249	0,0000	0,6078	0,3577	811,1510	0,0000	0,5716
0,3474	946,8222	0,0122	0,6462	0,3526	945,6320	0,0000	0,6071	0,3578	798,8356	0,0000	0,5709
0,3475	936,9067	0,0122	0,6454	0,3527	948,2126	0,0000	0,6063	0,3579	782,9365	0,0000	0,5702
0,3476	930,3245	0,0111	0,6446	0,3528	956,0259	0,0000	0,6056	0,3580	766,6103	0,0000	0,5695
0,3477	925,2070	0,0099	0,6439	0,3529	968,8918	0,0000	0,6049	0,3581	751,4681	0,0000	0,5689
0,3478	923,9532	0,0087	0,6431	0,3530	983,0529	0,0000	0,6042	0,3582	737,7260	0,0000	0,5682
0,3479	926,0122	0,0076	0,6423	0,3531	1000,0882	0,0000	0,6035	0,3583	729,0624	0,0000	0,5676
0,3480	928,3528	0,0076	0,6415	0,3532	1017,6610	0,0000	0,6027	0,3584	725,5783	0,0000	0,5669
0,3481	930,4003	0,0073	0,6407	0,3533	1035,9911	0,0000	0,6020	0,3585	724,2411	0,0000	0,5662
0,3482	932,0157	0,0070	0,6400	0,3534	1055,0250	0,0000	0,6013	0,3586	735,9774	0,0000	0,5656
0,3483	932,9373	0,0068	0,6392	0,3535	1074,1809	0,0000	0,6006	0,3587	750,6990	0,0000	0,5649
0,3484	933,4756	0,0065	0,6384	0,3536	1089,9155	0,0000	0,5999	0,3588	774,4346	0,0000	0,5642
0,3485	934,1987	0,0065	0,6377	0,3537	1104,8720	0,0000	0,5992	0,3589	807,1770	0,0000	0,5636
0,3486	933,6193	0,0061	0,6369	0,3538	1116,9946	0,0000	0,5985	0,3590	842,7438	0,0000	0,5629
0,3487	932,7194	0,0058	0,6361	0,3539	1126,1261	0,0000	0,5978	0,3591	885,0633	0,0000	0,5623
0,3488	929,1018	0,0055	0,6354	0,3540	1133,9767	0,0000	0,5970	0,3592	928,0641	0,0000	0,5616
0,3489	922,6406	0,0051	0,6346	0,3541	1139,5208	0,0000	0,5963	0,3593	967,3592	0,0000	0,5610
0,3490	915,7893	0,0051	0,6338	0,3542	1144,2652	0,0000	0,5956	0,3594	1002,0203	0,0000	0,5603
0,3491	911,3934	0,0058	0,6331	0,3543	1147,6761	0,0000	0,5949	0,3595	1034,6795	0,0000	0,5596
0,3492	908,4114	0,0065	0,6323	0,3544	1149,8123	0,0000	0,5942	0,3596	1058,0871	0,0000	0,5590
0,3493	910,7236	0,0072	0,6315	0,3545	1151,3000	0,0000	0,5935	0,3597	1078,9293	0,0000	0,5583
0,3494	918,3187	0,0079	0,6308	0,3546	1149,5690	0,0000	0,5928	0,3598	1092,3224	0,0000	0,5577
0,3495	927,4429	0,0079	0,6300	0,3547	1147,0336	0,0000	0,5921	0,3599	1097,8799	0,0000	0,5570
0,3496	941,5740	0,0074	0,6293	0,3548	1142,7011	0,0000	0,5914	0,3600	1099,8338	0,0000	0,5564
0,3497	956,8414	0,0070	0,6285	0,3549	1136,7230	0,0000	0,5907	0,3601	1087,0214	0,0000	0,5558
0,3498	975,8098	0,0065	0,6278	0,3550	1130,2711	0,0000	0,5900	0,3602	1071,3604	0,0000	0,5551
0,3499	998,2868	0,0060	0,6270	0,3551	1121,4342	0,0000	0,5893	0,3603	1051,4927	0,0000	0,5545
0,3500	1021,2744	0,0060	0,6262	0,3552	1112,4414	0,0000	0,5886	0,3604	1028,4143	0,0000	0,5538
0,3501	1041,7201	0,0055	0,6255	0,3553	1103,5477	0,0000	0,5879	0,3605	1005,2588	0,0000	0,5532
0,3502	1061,1329	0,0052	0,6247	0,3554	1094,6929	0,0000	0,5872	0,3606	986,0066	0,0000	0,5525
0,3503	1074,8652	0,0024	0,6240	0,3555	1085,6383	0,0000	0,5865	0,3607	967,2866	0,0000	0,5519
0,3504	1082,4309	0,0022	0,6232	0,3556	1076,6753	0,0000	0,5859	0,3608	950,6382	0,0000	0,5512
0,3505	1087,6463	0,0020	0,6225	0,3557	1067,3536	0,0000	0,5852	0,3609	936,1898	0,0000	0,5506
0,3506	1086,0350	0,0019	0,6218	0,3558	1056,9755	0,0000	0,5845	0,3610	922,7804	0,0000	0,5500

λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}
0,3611	916,2116	0,0000	0,5493	0,3663	1291,8799	0,0000	0,5174	0,3715	1223,7887	0,0000	0,4878
0,3612	911,4469	0,0000	0,5487	0,3664	1287,2218	0,0000	0,5168	0,3716	1216,7065	0,0000	0,4872
0,3613	910,0432	0,0000	0,5481	0,3665	1282,0602	0,0000	0,5162	0,3717	1207,6211	0,0000	0,4867
0,3614	911,7820	0,0000	0,5474	0,3666	1277,4421	0,0000	0,5156	0,3718	1192,3755	0,0000	0,4861
0,3615	914,7823	0,0000	0,5468	0,3667	1272,6150	0,0000	0,5150	0,3719	1171,3912	0,0000	0,4856
0,3616	918,7497	0,0000	0,5462	0,3668	1267,3367	0,0000	0,5145	0,3720	1149,6470	0,0000	0,4851
0,3617	923,5179	0,0000	0,5455	0,3669	1261,5632	0,0000	0,5139	0,3721	1134,5317	0,0000	0,4845
0,3618	931,3078	0,0000	0,5449	0,3670	1255,6595	0,0000	0,5133	0,3722	1120,5652	0,0000	0,4840
0,3619	942,3524	0,0000	0,5443	0,3671	1250,8668	0,0000	0,5127	0,3723	1111,4274	0,0000	0,4834
0,3620	954,5597	0,0000	0,5436	0,3672	1246,3359	0,0000	0,5121	0,3724	1106,6275	0,0000	0,4829
0,3621	973,0293	0,0000	0,5430	0,3673	1241,3396	0,0000	0,5115	0,3725	1101,7993	0,0000	0,4823
0,3622	991,8230	0,0000	0,5424	0,3674	1235,6065	0,0000	0,5110	0,3726	1092,9854	0,0000	0,4818
0,3623	1008,9549	0,0000	0,5417	0,3675	1229,3742	0,0000	0,5104	0,3727	1083,2131	0,0000	0,4813
0,3624	1024,0012	0,0000	0,5411	0,3676	1218,7996	0,0000	0,5098	0,3728	1071,8597	0,0000	0,4807
0,3625	1038,2085	0,0000	0,5405	0,3677	1207,2174	0,0000	0,5092	0,3729	1059,5712	0,0000	0,4802
0,3626	1047,5512	0,0000	0,5399	0,3678	1194,3905	0,0000	0,5086	0,3730	1047,7682	0,0000	0,4796
0,3627	1055,8101	0,0000	0,5392	0,3679	1180,8798	0,0000	0,5081	0,3731	1031,8618	0,0000	0,4791
0,3628	1059,2241	0,0000	0,5386	0,3680	1167,9385	0,0000	0,5075	0,3732	1015,7304	0,0000	0,4786
0,3629	1057,7221	0,0000	0,5380	0,3681	1159,6915	0,0000	0,5069	0,3733	998,6811	0,0000	0,4780
0,3630	1054,9680	0,0000	0,5374	0,3682	1152,7500	0,0000	0,5063	0,3734	980,6403	0,0000	0,4775
0,3631	1048,5457	0,0000	0,5368	0,3683	1148,8161	0,0000	0,5058	0,3735	962,2831	0,0000	0,4770
0,3632	1041,8330	0,0000	0,5361	0,3684	1147,6168	0,0000	0,5052	0,3736	952,5365	0,0000	0,4764
0,3633	1037,7897	0,0000	0,5355	0,3685	1147,0929	0,0000	0,5046	0,3737	944,4089	0,0000	0,4759
0,3634	1036,7553	0,0000	0,5349	0,3686	1150,5327	0,0000	0,5040	0,3738	941,2108	0,0000	0,4754
0,3635	1036,4482	0,0000	0,5343	0,3687	1155,2574	0,0000	0,5035	0,3739	942,6610	0,0000	0,4748
0,3636	1039,9628	0,0000	0,5337	0,3688	1164,6689	0,0000	0,5029	0,3740	945,1099	0,0000	0,4743
0,3637	1043,7195	0,0000	0,5331	0,3689	1179,0609	0,0000	0,5023	0,3741	944,8179	0,0000	0,4738
0,3638	1047,9213	0,0000	0,5325	0,3690	1195,4127	0,0000	0,5018	0,3742	944,3261	0,0000	0,4733
0,3639	1052,5071	0,0000	0,5318	0,3691	1215,2155	0,0000	0,5012	0,3743	943,0717	0,0000	0,4727
0,3640	1057,0368	0,0000	0,5312	0,3692	1235,2276	0,0000	0,5006	0,3744	941,6932	0,0000	0,4722
0,3641	1058,0730	0,0000	0,5306	0,3693	1252,8957	0,0000	0,5000	0,3745	941,5532	0,0000	0,4717
0,3642	1059,1152	0,0000	0,5300	0,3694	1267,6048	0,0000	0,4995	0,3746	947,2339	0,0000	0,4711
0,3643	1058,3702	0,0000	0,5294	0,3695	1280,6553	0,0000	0,4989	0,3747	954,1834	0,0000	0,4706
0,3644	1055,7392	0,0000	0,5288	0,3696	1287,6879	0,0000	0,4984	0,3748	963,2034	0,0000	0,4701
0,3645	1053,0071	0,0000	0,5282	0,3697	1293,2537	0,0000	0,4978	0,3749	974,1054	0,0000	0,4696
0,3646	1051,8513	0,0000	0,5276	0,3698	1293,4620	0,0000	0,4972	0,3750	985,9152	0,0000	0,4690
0,3647	1051,3277	0,0000	0,5270	0,3699	1288,0618	0,0000	0,4967	0,3751	1008,4639	0,0000	0,4685
0,3648	1055,5673	0,0000	0,5264	0,3700	1280,6236	0,0000	0,4961	0,3752	1032,4830	0,0000	0,4680
0,3649	1065,1074	0,0000	0,5258	0,3701	1264,4902	0,0000	0,4955	0,3753	1057,3072	0,0000	0,4675
0,3650	1076,6703	0,0000	0,5252	0,3702	1246,6639	0,0000	0,4950	0,3754	1082,2706	0,0000	0,4670
0,3651	1098,1170	0,0000	0,5246	0,3703	1227,8892	0,0000	0,4944	0,3755	1106,6706	0,0000	0,4664
0,3652	1121,2683	0,0000	0,5240	0,3704	1209,1980	0,0000	0,4939	0,3756	1119,3919	0,0000	0,4659
0,3653	1146,5557	0,0000	0,5234	0,3705	1191,6737	0,0000	0,4933	0,3757	1129,7316	0,0000	0,4654
0,3654	1173,3664	0,0000	0,5228	0,3706	1183,6523	0,0000	0,4928	0,3758	1135,8301	0,0000	0,4649
0,3655	1200,1695	0,0000	0,5222	0,3707	1177,8587	0,0000	0,4922	0,3759	1138,3406	0,0000	0,4644
0,3656	1224,0594	0,0000	0,5216	0,3708	1178,4781	0,0000	0,4916	0,3760	1139,9592	0,0000	0,4639
0,3657	1247,1304	0,0000	0,5210	0,3709	1184,9501	0,0000	0,4911	0,3761	1137,9670	0,0000	0,4633
0,3658	1265,9587	0,0000	0,5204	0,3710	1192,2819	0,0000	0,4905	0,3762	1135,5736	0,0000	0,4628
0,3659	1280,1357	0,0000	0,5198	0,3711	1202,2050	0,0000	0,4900	0,3763	1133,7976	0,0000	0,4623
0,3660	1292,3814	0,0000	0,5192	0,3712	1212,0430	0,0000	0,4894	0,3764	1132,9620	0,0000	0,4618
0,3661	1294,3771	0,0000	0,5186	0,3713	1218,6539	0,0000	0,4889	0,3765	1132,5807	0,0000	0,4613
0,3662	1294,4507	0,0000	0,5180	0,3714	1221,7520	0,0000	0,4883	0,3766	1139,5299	0,0000	0,4608

λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}	λ (μm)	$I_{0\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)	$k_{\sigma O\lambda}$ cm^{-1}	$k_{\sigma R\lambda}$ cm^{-1}
0,3767	1148,1212	0,0000	0,4603	0,3819	982,0079	0,0000	0,4347	0,3871	1050,3338	0,0000	0,4109
0,3768	1161,5086	0,0000	0,4598	0,3820	948,1492	0,0000	0,4342	0,3872	1045,9974	0,0000	0,4104
0,3769	1179,8729	0,0000	0,4593	0,3821	919,9337	0,0000	0,4337	0,3873	1042,8222	0,0000	0,4100
0,3770	1200,4017	0,0000	0,4588	0,3822	892,4439	0,0000	0,4333	0,3874	1040,9523	0,0000	0,4096
0,3771	1226,0024	0,0000	0,4582	0,3823	866,7638	0,0000	0,4328	0,3875	1039,1813	0,0000	0,4091
0,3772	1252,7715	0,0000	0,4577	0,3824	842,8873	0,0000	0,4323	0,3876	1038,3601	0,0000	0,4087
0,3773	1280,0169	0,0000	0,4572	0,3825	819,8230	0,0000	0,4319	0,3877	1036,9681	0,0000	0,4082
0,3774	1307,2459	0,0000	0,4567	0,3826	799,1126	0,0000	0,4314	0,3878	1033,3309	0,0000	0,4078
0,3775	1334,1039	0,0000	0,4562	0,3827	779,4391	0,0000	0,4309	0,3879	1027,8267	0,0000	0,4074
0,3776	1358,4891	0,0000	0,4557	0,3828	762,6389	0,0000	0,4305	0,3880	1022,6527	0,0000	0,4069
0,3777	1381,3790	0,0000	0,4552	0,3829	748,6268	0,0000	0,4300	0,3881	1019,6054	0,0000	0,4065
0,3778	1399,6984	0,0000	0,4547	0,3830	735,5324	0,0000	0,4295	0,3882	1017,5932	0,0000	0,4061
0,3779	1413,2404	0,0000	0,4542	0,3831	724,6998	0,0000	0,4290	0,3883	1017,2305	0,0000	0,4056
0,3780	1424,5960	0,0000	0,4537	0,3832	715,1375	0,0000	0,4286	0,3884	1018,2146	0,0000	0,4052
0,3781	1424,7874	0,0000	0,4532	0,3833	710,3854	0,0000	0,4281	0,3885	1019,6529	0,0000	0,4048
0,3782	1422,4309	0,0000	0,4527	0,3834	710,8687	0,0000	0,4277	0,3886	1025,9986	0,0000	0,4043
0,3783	1413,1374	0,0000	0,4522	0,3835	713,7435	0,0000	0,4272	0,3887	1033,2704	0,0000	0,4039
0,3784	1396,7142	0,0000	0,4517	0,3836	726,9671	0,0000	0,4267	0,3888	1045,7182	0,0000	0,4035
0,3785	1377,3292	0,0000	0,4512	0,3837	742,5944	0,0000	0,4263	0,3889	1063,7803	0,0000	0,4030
0,3786	1348,8057	0,0000	0,4507	0,3838	762,8311	0,0000	0,4258	0,3890	1083,8606	0,0000	0,4026
0,3787	1318,3394	0,0000	0,4502	0,3839	787,3385	0,0000	0,4253	0,3891	1110,6285	0,0000	0,4022
0,3788	1286,3498	0,0000	0,4497	0,3840	813,4126	0,0000	0,4249	0,3892	1138,2002	0,0000	0,4017
0,3789	1253,6488	0,0000	0,4492	0,3841	846,8381	0,0000	0,4244	0,3893	1164,9752	0,0000	0,4013
0,3790	1221,3192	0,0000	0,4487	0,3842	881,7283	0,0000	0,4240	0,3894	1190,1683	0,0000	0,4009
0,3791	1193,4807	0,0000	0,4482	0,3843	918,4334	0,0000	0,4235	0,3895	1214,0747	0,0000	0,4004
0,3792	1166,9549	0,0000	0,4477	0,3844	956,0914	0,0000	0,4230	0,3896	1231,1838	0,0000	0,4000
0,3793	1144,6859	0,0000	0,4473	0,3845	992,9471	0,0000	0,4226	0,3897	1247,2377	0,0000	0,3996
0,3794	1126,9777	0,0000	0,4468	0,3846	1022,4215	0,0000	0,4221	0,3898	1259,3411	0,0000	0,3992
0,3795	1111,4701	0,0000	0,4463	0,3847	1049,6326	0,0000	0,4217	0,3899	1267,5664	0,0000	0,3987
0,3796	1106,6583	0,0000	0,4458	0,3848	1068,9401	0,0000	0,4212	0,3900	1275,0630	0,0000	0,3983
0,3797	1104,4433	0,0000	0,4453	0,3849	1080,0986	0,0000	0,4208	0,3901	1277,9021	0,0000	0,3979
0,3798	1109,1947	0,0000	0,4448	0,3850	1088,4632	0,0000	0,4203	0,3902	1280,0576	0,0000	0,3975
0,3799	1121,0458	0,0000	0,4443	0,3851	1085,0573	0,0000	0,4198	0,3903	1282,1941	0,0000	0,3970
0,3800	1135,6977	0,0000	0,4438	0,3852	1079,7229	0,0000	0,4194	0,3904	1284,8168	0,0000	0,3966
0,3801	1158,0665	0,0000	0,4433	0,3853	1071,1098	0,0000	0,4189	0,3905	1287,9752	0,0000	0,3962
0,3802	1181,8668	0,0000	0,4429	0,3854	1059,5567	0,0000	0,4185	0,3906	1298,2792	0,0000	0,3958
0,3803	1205,3345	0,0000	0,4424	0,3855	1047,2288	0,0000	0,4180	0,3907	1309,8160	0,0000	0,3954
0,3804	1227,2914	0,0000	0,4419	0,3856	1035,8940	0,0000	0,4176	0,3908	1324,1241	0,0000	0,3949
0,3805	1247,4586	0,0000	0,4414	0,3857	1024,8872	0,0000	0,4171	0,3909	1340,5752	0,0000	0,3945
0,3806	1256,5772	0,0000	0,4409	0,3858	1017,0724	0,0000	0,4167	0,3910	1356,7416	0,0000	0,3941
0,3807	1263,5869	0,0000	0,4404	0,3859	1012,7262	0,0000	0,4162	0,3911	1369,2781	0,0000	0,3937
0,3808	1265,6706	0,0000	0,4400	0,3860	1009,6877	0,0000	0,4158	0,3912	1380,5309	0,0000	0,3933
0,3809	1262,7425	0,0000	0,4395	0,3861	1014,1509	0,0000	0,4153	0,3913	1386,5386	0,0000	0,3928
0,3810	1257,3584	0,0000	0,4390	0,3862	1019,9678	0,0000	0,4149	0,3914	1387,2242	0,0000	0,3924
0,3811	1238,5858	0,0000	0,4385	0,3863	1027,2459	0,0000	0,4144	0,3915	1386,1837	0,0000	0,3920
0,3812	1216,5800	0,0000	0,4380	0,3864	1035,4828	0,0000	0,4140	0,3916	1374,2479	0,0000	0,3916
0,3813	1187,8929	0,0000	0,4376	0,3865	1043,7202	0,0000	0,4135	0,3917	1360,0876	0,0000	0,3912
0,3814	1153,2091	0,0000	0,4371	0,3866	1048,5391	0,0000	0,4131	0,3918	1338,7573	0,0000	0,3908
0,3815	1117,0694	0,0000	0,4366	0,3867	1052,7929	0,0000	0,4127	0,3919	1310,0438	0,0000	0,3903
0,3816	1083,2938	0,0000	0,4361	0,3868	1055,0026	0,0000	0,4122	0,3920	1278,6582	0,0000	0,3899
0,3817	1049,7792	0,0000	0,4356	0,3869	1055,1234	0,0000	0,4118	0,3921	1239,7100	0,0000	0,3895
0,3818	1016,0640	0,0000	0,4352	0,3870	1054,4809	0,0000	0,4113	0,3922	1198,7774	0,0000	0,3891

