

UM MODELO SEMI-EMPÍRICO PARA ESTIMAR A  
RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL

PAULO ROBERTO PELUFO FOSTER  
JESUS MARDEN DOS SANTOS  
INSTITUTO DE PESQUISAS ESPACIAIS  
YOMAR MORADA SOUZA  
INEMET

RESUMO - Desenvolve-se um modelo semi-empírico para a estimativa da radiação solar global diária e as componentes de radiação direta e difusa. No modelo são usadas parametrizações para o espalhamento de Rayleigh e Mie e para a absorção devida ao vapor d'água, dióxido de carbono, ozônio e oxigênio.

ABSTRACT - The present study aims at providing a semi-empirical model for the estimation of daily global solar radiation and the components of direct and diffuse radiation. In the model methods of parametrizations such as Rayleigh and Mie scattering, absorption due to water vapour, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> and oxygen were used.

## 1 - INTRODUÇÃO

Uma análise da densidade das redes de observações radiométricas indica que se tem uma distribuição aceitável de pontos observacionais apenas nos Estados Unidos, Europa Central e Rússia, e que outras regiões possuem uma distribuição inaceitável.

O estudo da situação no Brasil permite concluir que existem inúmeras falhas na distribuição da rede de estações actinométricas e que a sua operação e o equipamento utilizado é precário, levando à conclusão que as séries de observações necessitam ser re-estudadas com vistas à sua reabilitação.

## 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A radiação solar global numa superfície horizontal para céu sem nuvens é dada por:

$$E_{g\downarrow} = f(S_0, Z, \rho_s, \rho_c, \ell, y, \alpha, \beta) \quad (2.7)$$

ou seja, é função da constante solar ( $S_0$ ); do ângulo zenital ( $Z$ ); do albedo à superfície ( $\rho_c$ ); da espessura da camada de ozônio ( $\ell$ ); da água precipitável ( $y$ )

e dos parâmetros de turbidez ( $\alpha$  e  $\beta$ ).

Um modelo simples de radiação solar para dias sem nuvens foi desenvolvido por Suckling e Hay (1976)<sup>1</sup>. Neste modelo, a radiação solar recebida na superfície da terra é considerada um resíduo da radiação extraterrestre que sofreu algum processo de atenuação atmosférica, absorção e/ou espalhamento. Os coeficientes de transmissividade atmosférica usados no modelo são os calculados por Davies et alii (1975)<sup>2</sup>.

Atwater e Ball (1978)<sup>3</sup>, salientam a importância prática dos modelos parametrizados para estimativa da radiação solar global em contraposição aos modelos numéricos exatos de Braslau e Dave (1972)<sup>4</sup>. A comparação é feita com base nos requisitos de tempo e armazenamento computacional necessários, e também sobre a natureza dos dados de entrada utilizados no modelo desenvolvido por Braslau e Dave (1972)<sup>4</sup>.

Para Atwater e Brown (1974)<sup>5</sup> e Atwater e Ball (1978)<sup>3</sup>, os modelos parametrizados são aproximados, mas significativamente mais simples e eficientes. Com a vantagem de usar observações meteorológicas ou climatológicas.

Hoyt (1978)<sup>6</sup> foi um dos precursores na aplicação de modelos físicos parametrizados visando melhorar a qualidade dos dados obtidos com o uso dos piranômetros e reabilitar as séries de observações. O que mais chama a atenção, é que os valores de radiação solar global para dias com céu com nuvens e sem nuvens obtidos por seu modelo, diferiam não mais que 2,7% dos valores medidos.

Bird (1984)<sup>7</sup>, apresentou um modelo espectral, para dias de céu sem nuvens, utilizando expressões matemáticas simples e alguns valores tabulados para gerar a irradiância direta e difusa, com erros de mais ou menos 5% para a irradiância direta. Contudo, o modelo é limitado ao cálculo da componente difusa. É um modelo que começa a introduzir algumas modificações: a primeira delas é que o espalhamento Rayleigh é calculado com o código LOWTRAN 5 (Kneizzys et alii, 1980)<sup>8</sup> e a absorção e o espalhamento de aerossóis utilizando o código MIE (Kerker, 1969)<sup>9</sup>. Finalmente, para calcular a absorção do vapor d'água, faz uso de uma versão modificada da expressão de Leckner (1978)<sup>11</sup>.

### 3 - MATERIAL

Os dados de radiação solar global, foram cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia na forma de Boletins de Radiação Solar Trimestral, pela Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiróz" (ESALQ), e pela Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" (UNESP), Campus de Jaboticabal. Os dados do Instituto Nacional de Meteorologia foram coletados com Piranômetros Eppley Preto e Branco, modelo 8-48, acoplados a Totalizadores Integradores Hobeco, e os dados da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiróz" e da Uni

versidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" foram obtidos com Piranô metros Eppley Preto e Branco, modelo 8-48, acoplados a um registrador Leeds & Northrup, modelo H, tipo Speedomax.

#### 4 - MÉTODOS

##### MODELOS PARAMETRIZADOS DE ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR

A forma geral de cálculo para radiação solar global é:

$$S = S_0 \cdot \cos(Z) \cdot \tau_s \quad (1)$$

onde  $S_0$  é a constante solar, corrigida para a distância Sol-Terra,  $Z$  é o ângulo solar zenital local, e  $\tau_s$  são as transmissividades ocorridas na atmosfera após a extinção devido aos processos de espalhamento (Rayleigh e Mie) e absorção, tal que:

$$\tau_s = 1 - S_i = 1 - \alpha_i \quad (2)$$

Para calcular a radiação total difusa, também para uma superfície horizontal, usamos a expressão:

$$Ed\downarrow = Edr\downarrow + Eda\downarrow + Edm\downarrow \quad (3)$$

onde:  $Edr\downarrow$  é a radiação difusa produzida pelo espalhamento molecular entre a superfície e a atmosfera devido ao espalhamento Rayleigh;  $Eda\downarrow$  é a radiação difusa produzida pelo espalhamento devido aos aerossóis que atingem a superfície após apenas uma passagem pela atmosfera; e  $Edm\downarrow$  é a radiação difusa produzida por reflexão múltipla entre a superfície e a atmosfera. A soma dos componentes  $Edr\downarrow$  e  $Eda\downarrow$  na equação (3), representam a radiação solar que chega a superfície terrestre após a primeira passagem através da atmosfera.

Os dados de radiação compreendem um arquivo de seis anos (1978-1983), para todas as estações solarimétricas da rede meteorológica do INEMET, o ano de 1983 para a estação radiométrica de Jaboticabal, e o período de setembro de 1966 a agosto de 1967 para Piracicaba (Ometto, 1968)<sup>11</sup>.

##### MODELO PARA CÉU CLARO

A formulação é baseada em valores da transmitância (ou absortância), para os diferentes componentes atmosféricos (água precipitável, oxigênio, ozônio, dióxido de carbono e aerossóis) (Sasamori et alii, 1972<sup>13</sup>; Hoyt, 1978<sup>7</sup> e 1979<sup>14</sup>).

Hoyt (1978)<sup>7</sup>, considera uma coluna de ar atmosférico de seção vertical unitária, paralela ao ângulo zenital solar, de tal modo que a depleção relativa da radiação solar, por espalhamento e/ou absorção, na coluna de ar

são conhecidas como refletividade e absortividade, respectivamente, tal que:

- Sa, Sd - taxas de espalhamento para o ar e aerossóis, respectivamente;
- $\alpha_1$  - taxa de absorção para o vapor d'água;
- $\alpha_2$  - taxa de absorção para o dióxido de carbono;
- $\alpha_3$  - taxa de absorção para o ozônio;
- $\alpha_4$  - taxa de absorção para o ozônio;
- $\alpha_5$  - taxa de absorção dos aerossóis;
- $\tau_{as}$  - transmitância devido ao espalhamento por aerossóis.

A taxa de absorção para os componentes gasosos da atmosfera (vapor d'água e oxigênio) são aproximadas, fazendo uso das relações empíricas de Yamamoto (1962)<sup>15</sup>. Para o vapor d'água:

$$\alpha_1 = 0,110 (U1 + 0,000631)^{0,3} - 0,0121 \quad (4)$$

onde:

$$U1 = ym^* \text{ (cm)} \quad (5)$$

de modo que y é a água precipitável (expressa em centímetros) corrigida para pressão e temperatura e m\* é a massa de ar à pressão padrão de 1013,25 hPa e que pode ser calculada pelas equações sugeridas por Kasten (1966)<sup>16</sup>:

$$m^* = \frac{1}{\cos Z + 0,15 (93,88 + Z)^{-1,253}} \quad (6)$$

ou por Rodgers (1967)<sup>17</sup>:

$$m^* = \frac{35}{(1224 \cos^2 Z + 1)^{0,5}} \quad (7)$$

De acordo com Davies et alii (1975)<sup>3</sup>, estas expressões incorporam o efeito da refração atmosférica para ângulos zenitais grandes, efeito este negligenciado pela aproximação  $m^* = \sec Z$ .

Se não tivermos medidas de água precipitável, ela poderá ser calculada como função da temperatura do ponto de orvalho (Davies et alii, 1975<sup>3</sup>; Davies e McKay, 1982<sup>18</sup>, Carrol, 1985<sup>19</sup>) pela equação:

$$y = 0,1 \exp [2,2572 + 0,05454 Td] (p/p_o)^{0,75} (T_o/t)^{0,5} \quad (8)$$

para qualquer época do ano, ou pela equação apresentada por Smith (1966)<sup>20</sup> e simplificada por Atwater e Ball (1976)<sup>4</sup>:

$$y = \exp [0,07074 Td + C] (p/p_o)^{0,75} (T_o/T)^{0,5} \quad (9)$$

onde Td e T são respectivamente, a temperatura do ponto de orvalho expressa em graus Celsius e a temperatura do ar à superfície, expressa em graus Kelvin; p é a pressão atmosférica da estação, p<sub>o</sub> e T<sub>o</sub> são a pressão em milibares e a temperatura em graus Kelvin nas condições normais de temperatura e pressão (CNTP); e C uma constante de regressão que vale C = -0,02290 para os meses de abril a julho, e C = 0,02023 para os outros meses do ano.

A água precipitável poderá também ser calculada como função de umidade relativa e pressão de vapor parcial do ar saturado, com os dados coletados na estação meteorológica através da equação proposta por Leckner (1978)<sup>11</sup>:

$$y = 0,493 RH T^{-1} \exp (26,23 - 5416/T) \quad (10)$$

ou então pela equação proposta por Selby et alii (1976)<sup>21</sup>; Kneyzzis et alii (1980)<sup>9</sup> e Hansen (1984)<sup>22</sup>:

$$y = RH \left(\frac{T_o}{T}\right) \exp [18,9766 - 14,9595 \left(\frac{T_o}{T}\right)^2 - 2,4388 \left(\frac{T_o}{T}\right)^3] \times (p/p_o)^{0,75} (T_o/T)^{0,5} \quad (11)$$

onde RH representa a umidade relativa e y, T<sub>o</sub> e T são como definidos anteriormente.

Segundo Iqbal (1983)<sup>23</sup>, é interessante notar que há uma grande diferença entre os resultados obtidos pelas diferentes equações. Recomenda ainda que, preferencialmente, deve-se usar a equação (9) ou então a equação (10).

A expressão utilizada para se estimar a absorção devido, ao dióxido do carbono, é aquela desenvolvida por Burch et alii (1960)<sup>24</sup>.

$$\alpha_2 = 0,00235 (126ma + 0,0129)^{0,26} 0,00075 \quad (12), \text{ sendo:}$$

$$ma = m^* \left(\frac{p}{p_o}\right) \quad (\text{é a massa de ar à pressão atual-adimensional}). \quad (13)$$

A absorção devida ao ozônio obtida por Manabe e Strickler (1964)<sup>25</sup>, é dada por:

$$\alpha_3 = 0,045 (U3 + 0,000834)^{0,38} 0,0031 \quad (14), \text{ onde: } U3 = \ell m^* \quad (15)$$

tal que  $\ell$  é a espessura vertical da camada de ozônio em centímetros (CNTP).

A absorção devida ao oxigênio pode ser determinada pela expressão:

$$\alpha_4 = 0,0075 (ma)^{0,875} \quad (16)$$

A taxa de espalhamento para o ar (Sa), é calculada respectivamente por:  $Sa = 0,606 ma / (,43 + ma)$  (17) ou então por:  $Sa = 1 - [f(ma)]^{ma}$  (18)

onde f(ma) é uma função da massa de ar, como apresenta na Tabela 1, de modo que ma = 0,0 indica, simplesmente, as condições extraterrestres. As diferenças entre os valores tabelados pela equação 18 e os valores paramétricos da equação 17, são menores que 0,2%.

Tabela 1

VARIAÇÃO DA FUNÇÃO  $f(ma)$  NA EXPRESSÃO PARA CALCULAR A TAXA DE ESPALHAMENTO PARA O AR PURO COM A MASSA DE AR

ma	f(ma)	ma	f(ma)
0,0	1,000	2,5	0,929
0,5	0,909	3,0	0,932
1,0	0,917	3,5	0,935
1,5	0,921	4,0	0,937
2,0	0,925		

FONTE: Hoyt, 1978.

Tabela 2

VARIAÇÃO DA FUNÇÃO  $g(\beta)$  UTILIZADA NA EXPRESSÃO PARA CALCULAR A TAXA DE ESPALHAMENTO POR POEIRA

$\beta$	$g(\beta)$	$\beta$	$g(\beta)$
0,00	1,000	0,14	0,824
0,02	0,972	0,16	0,802
0,04	0,945	0,18	0,780
0,06	0,919	0,20	0,758
0,08	0,894	0,24	0,714
0,10	0,870	0,28	0,670
0,12	0,846	0,32	0,626

FONTE: Hoyt, 1978.

A taxa de espalhamento para aerossóis é dada por:  $S_d = 1 - [g(\beta)]^{ma}$  (19) onde  $\beta$  é o coeficiente de turbidez de Angstrom, e  $g(\beta)$  é uma função de  $\beta$ , tal como apresentado na Tabela 2, ou calculado por:

$$g(\beta) = -0,914 + 1,9090 \exp(-0,667 \beta); 0 < \beta < 0,5 \quad (20)$$

É conveniente salientar que as funções  $f(ma)$  e  $g(\beta)$ , são transmitâncias integradas espectralmente (Labs e Nekeel, 1968)<sup>26</sup> e que este modelo assume  $\alpha = 1$  e  $\beta$  é determinado em  $\lambda 0 1$  ( $\lambda$  é o comprimento de onda, em microns). Embora  $\alpha$  seja igual a 1, o erro ocasionado é muito pequeno.

Finalmente, para calcular a absorvância de aerossóis, usa-se a expressão:  $\alpha_5 = (1 - \rho_0) (1 - [g(\beta)]^{ma})$  (21) onde  $\rho_0$  é o albedo devido aos espalhamentos individuais ou a taxa de energia espalhada pelos aerossóis como um resultado de espalhamentos primários. Hoyt (1977)<sup>7</sup>, recomenda  $\rho_0 = 0,95$ .

modelo para estimar a radiação solar direta é:

$$S = S_0 \cdot \cos(Z) \cdot (1 - \sum \alpha_i) \cdot (1 - S_a) \cdot (1 - S_d) \quad (22)$$

onde  $S_0$  é a constante solar (1367 W/m<sup>2</sup>; Iqbal, 1983) e a radiação solar difusa total é calculada com auxílio da equação:  $Ed\downarrow = Edr\downarrow + Eda\downarrow + Edm\downarrow$

A radiação difusa produzida pelo espalhamento molecular entre a superfície e a atmosfera devido ao espalhamento Rayleigh ( $E_{dr\downarrow}$ ) é a radiação difusa que atinge a superfície da Terra após passar pela atmosfera apenas uma vez, e que foi produzida pelo espalhamento devido aos aerossóis ( $E_{da\downarrow}$ ), podem ser calculadas respectivamente por:

$$E_{dr\downarrow} = S_0 \cos(Z) (1 - \sum \alpha_i) (0,5 S_a) \quad (23)$$

$$E_{da\downarrow} = S_0 \cos(Z) (1 - \sum \alpha_i) (0,75 S_d) \quad (24)$$

Introduzindo  $E_{r\uparrow}$  (quantidade de radiação solar refletida pela superfície da Terra), definida como:  $E_{r\uparrow} = \rho_s (S + E_{dr\downarrow} + E_{da\downarrow})$  (25)

onde  $\rho_s$ ,  $S$ ,  $E_{dr\downarrow}$  e  $E_{da\downarrow}$  são como definidos acima, a quantidade de radiação difusa produzida por reflexão múltipla entre a superfície e a atmosfera que é refletida de volta para a superfície,  $E_{dm\downarrow}$ , será dada por:

$$E_{dm\downarrow} = E_{r\uparrow} (1 - \sum \alpha'_i) (0,5 S_{a'} + 0,25 S_{d'}) \quad (26)$$

onde  $S_{a'}$  e  $S_{d'}$  são avaliados por:

$$S_{a'} = S_a (\text{massa de ar} = 1,66 p/p_0) \quad (27)$$

$$S_{d'} = S_d (\text{massa de ar} = 1,66 p/p_0) \quad (28)$$

e as absortâncias ( $\alpha'_i$ ), são calculados com o uso de:  $m_a = m_a + 1,66 p/p_0$  (29)

ao invés de apenas  $m_a$ , tal que:  $\alpha'_i = \alpha_i (m_a + 1,66 p/p_0)$  (30)

onde  $p$ ,  $p_0$  e  $m_a$ , são como definidos anteriormente.

Estes valores de massa de ar são quantidades assumidas para a depleção da radiação pelo processo de absorção inicialmente passando através da atmosfera e o processo da refletividade de Lambert para a superfície.

Deste modo a radiação solar global para céu claro, num instante qualquer, é dada por:  $E_{g\downarrow} = S + E_{dr\downarrow} + E_{da\downarrow} + E_{dm\downarrow}$  (31)

ou então em forma simplificada como:  $E_{g\downarrow} = S + E_{d\downarrow}$  (32)

Definindo  $T^0(\cos Z, \rho_s, y, \ell, \beta, p)$  como a função de transmissão atmosférica para céu claro como:

$$T^0(\cos Z, \rho_s, y, \ell, \beta, p) = [1 - \sum \alpha_i] (1 - S_a) (1 - S_d) + 0,5 S_a + 0,75 S_d \quad (33)$$

A radiação solar global poderá ser assim calculada:

$$E_g = S_0 \cos(Z) T^0(\cos Z, \rho_s, y, \ell, \beta, p) + E_{dm\downarrow} \quad (34)$$

#### CONSIDERAÇÕES SOBRE OS DADOS DE ENTRADA DO MODELO

A radiação solar global diária para céu com ou sem nuvens, foi calculada como sendo o produto do fluxo médio entre a radiação solar global calculada com os dados observados às 12 e 18 TMG, e a duração total do dia. Entretanto algumas considerações são necessárias, como o cálculo do conteúdo da água precipitável e do ozônio, e a utilização da nebulosidade.

O conteúdo total de água precipitável para cada dia, foi realizado com o auxílio da equação 10, sugerida por Leckner (1978)<sup>11</sup> e que melhor cor

relação teve com os valores calculados através dos dados obtidos por radiossondas. Os valores de temperatura e umidade relativa necessários para a utilização desta equação, foram obtidos nas observações meteorológicas realizadas às 12 TMG, como sugerido por Hay (1970)<sup>27</sup>, Davies e McKay (1982)<sup>18</sup> e Serry e Justus (1984)<sup>28</sup>.

Como não existem medidas diárias da quantidade de ozônio na atmosfera sobre cada uma das estações estudadas, fez-se o uso de fórmulas de interpolação para calcular a espessura ótica do ozônio, através dos dados da Tabela 3. Os dados de pressão (hPa) temperatura (°K) e umidade relativa (%) utilizados foram obtidos nas estações meteorológicas convencionais em cada uma das localidades estudadas.

Os dados de visibilidade horizontal (em Km) obtidos por medidas subjetivas pelos observadores meteorológicos, nas observações das 12 e das 15 TMG, foram utilizados para calcular o coeficiente de turbidez de Angstrom.

#### ANÁLISE DOS RESULTADOS

Analisando os resultados apresentados na Tabela 4 nota-se que embora o erro padrão de estimativa seja em média de 19 W/m<sup>2</sup>, os erros relativos médios diários dos modelos (com e sem nuvens) variam de 3,0 a 4,2%, embora sejam menores que o erro instrumental dos piranômetros.

Entretanto ao considerar a tendência do desvio médio dos valores estimados em relação aos observados, percebe-se que para céu sem nuvem (Campo Grande, Caravelas, Cuiabá, Curitiba, Jaboticabal e Manaus) o desvio médio tende para zero, indicando que o emprego do modelo para estas cidades não apresenta nenhuma tendência em sobrestimar ou subestimar os valores medidos, enquanto que para céu com nuvem (Piracicaba), o desvio mostra que o modelo tende a sobrestimar o valor médio observado em cerca de 3,4 W/m<sup>2</sup>, embora o coeficiente de correlação entre os valores estimados e observados seja o melhor entre todas as estações estudadas. Notou-se que a variação sazonal de poeira e aerossóis é muito pequena para períodos grandes, mas as flutuações diárias são importantes.

O modelo mostrou-se ideal para cálculos de radiação solar global para períodos de 15 dias, tendo em vista a alta correlação alcançada quando valores acumulados da radiação solar global estimada foi comparada com a observada.

Para céu sem nuvens, o emprego do modelo para Campo Grande, Caravelas, Curitiba, Jaboticabal e Piracicaba não apresenta nenhuma tendência em sobrestimar ou subestimar os valores medidos.



Tabela 3 - VARIACÃO SAZONAL DO OZÔNIO ATMOSFÉRICO (em cm)

MÊS	0°S	10°S	20°S	30°S	MÊS	0°S	10°S	20°S	30°S
JAN	0,22	0,23	0,24	0,27	JUL	0,24	0,24	0,25	0,29
FEV	0,22	0,24	0,25	0,28	AGO	0,23	0,24	0,26	0,31
MAR	0,23	0,24	0,24	0,26	SET	0,23	0,24	0,26	0,32
ABR	0,23	0,24	0,25	0,27	OUT	0,22	0,24	0,26	0,32
MAI	0,24	0,24	0,25	0,28	NOV	0,22	0,24	0,26	0,29
JUN	0,24	0,24	0,25	0,28	DEZ	0,22	0,23	0,25	0,29

FONTE: Iqbal, 1983.

Tabela 4 - RESUMO ESTATÍSTICO DA RADIAÇÃO SOLAR DIÁRIA

ESTAÇÃO	OBSERV. (dias)	EPE W/m <sup>2</sup>	DM W/m <sup>2</sup>	ERRO MÉD. ABSOL. (%)	r
Campo Grande	131	20,07	0	3,79	0,9830
Caravelas	70	19,69	0	3,25	0,9799
Cuiabá	31	18,79	0	3,08	0,9786
Curitiba	157	18,66	0	3,82	0,9886
Jaboticabal	140	14,86	0	3,06	0,9884
Manaus	71	22,27	0	3,82	0,8228
Piracicaba	364	15,43	3,4	4,17	0,9945

Tabela 5 - EQUAÇÕES DE REGRESSÃO

ESTAÇÃO	EQUAÇÃO	COEF. CORRELAÇÃO
Campo Grande	$Y = -4,8000 + 0,9993 X$	0,9830
Caravelas	$Y = 1,2918 + 1,0037 X$	0,9914
Cuiabá	$Y = 23,8927 + 0,9448 X$	0,9786
Curitiba	$Y = -1,4078 + 1,0034 X$	0,9876
Jaboticabal	$Y = -1,9107 + 1,0137 X$	0,9739
Manaus	$Y = 84,9888 + 0,8496 X$	0,8228
Piracicaba	$Y = 12,8704 + 1,0340 X$	0,9945

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- SUCKLING, P.W.; HAY, J.E. Modeling direct, diffuse and total solar radiation for cloudless days. Atmosphere, 14(4):298-308, 1976.
- DAVIES, J.A.; McKAY, D.C. Estimating solar irradiance and components. Solar Energy, 29(1):55-64, 1982.
- ATWATER, M.A.; BALL, J.T. A numerical solar radiation model based on standart meteorological observations. Solar Energy, 21(2):163-170, 1978.
- BRASLAU, N.; DAVE, J.V. Effect of aerosol on the transfer of solar enrgy through realistic model atmosphere - I Non-absorbing aerosols. Paco Alto, CA, IBM, 1972. (RC 4114 IBM, Research).

- ATWATER, M.A.; BROWN, P.S. Numerical computations of the latitudinal variation of solar radiation for an atmosphere of varying opacity. Journal of Applied Meteorology, 13(2):289-297, 1974.
- HOYT, D.V. A model for the calculation of solar global insolation. Solar Energy, 21(1):27-35, 1978.
- BIRD, R.E. A simple, solar espectral for direct normal and diffuse horizontal irradiance. Solar Energy, 32(4):461-471, 1984.
- KNEIZZIS, F.X.; SHETLE, E.P.; GALLERY, W.O.; CHETWYND, J.H.; ABREU, L.C.; SELBY J.E.A.; FENN, R.W.; MacCLATHEY, R.A. Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN 5. Bedford, MA, U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Bedford, 1980. (Technical Report AFGL-TR-80-0067)
- KERNER, M. The scattering of light and other eletromagnetic radiation. New York, Academic, 1969.
- LECKNER, B. The spectral distribution at the Earth's surface-elements of a model. Solar Energy, 20(2):143-150, 1978.
- SASAMORI, T.; LONDON, J.; HOYT, D.V. Radiation budget of the Southern Hemisphere: American Meteorological Society \_\_\_\_\_, 13(3):9-19, 1972
- HOYT, D.V. The radiation and energy budgets of the Earth using both ground-based and satellite-derived values of total cloud cover. NOAA, 1979. (NOAA Technical Repport, ERL 362-ARL 4).
- YAMAMOTO, G. Direct absorting of solar radiation by atmosphere water vapor, carbon dioxid and molecular oxigen. Journal Atmospheric Science, 19(2):182-188, 1962.
- KASTEN, F. A new table and approximation formula for the relative optical air mass. Archive Meteorology Geophysics Bioclimatic, B(14):206-223, 1966
- RODGERS, C.D. The relative budget of the troposphere and lower stratosphere. Cambridge, MA, Planetary Circulations Project, Departament of Meteorology, Massachusets Institute of Tecnology, 1976. (Report A2).
- DAVIES, J.A.; SCHETZER, W.; NUNES, M. Estimating global solar radiation. Boundary-Layer Meteorology, 9(1):33-52, 1975.
- CARROL, J.J. Global transmissivity and diffuse fraction of solar radiation for clear and cloudy skies as measured and as predicted by bulk transmissivity models. Solar Energy, 35(2):105-108, 1985.
- SMITH, W.L. Note on the relation between total precipitable water and surface dew point. Journal of applied Meteorology, 5(5):726-727, 1966.
- SELBY, J.E.A., SHETTLE, E.P.; McCLATCHEY, R.A. Atmospheric Transmittance from 0.25 to 28.5 Hm: suplement LOWTRAN 3B. Bredford, MA, U.S. Air Force Geophysics Laboratory, 1976. (AFGL-587).
- HANSEN, V. Spectral distribution of solar radiation on clear days: a comparision

- between measurements and model estimates. Journal of Climate and Applied Meteorology, 23(5):772-780, 1984.
- IQBAL, M. An introduction to solar radiation. Toronto, Academic, 1983.
- BURCK, D.E.; CRYVNAK, D.; WILLIAMS, D. The infrared absorption by carbon dioxide. Ohio, Ohio State University Research Foundation, 1960. (Report on Project 778).
- MANABE, S.; STRICKLER, R.F. Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. Journal of the Atmosphere Science, 21(4):361-385, 1964.
- LABS, D.; NEKEL, H. The radiation of the solar photosphere from 2000 A to 100 um. Z.Astrophysical, 69:1-73, 1968
- HAY, J.E. A revised method for determining the direct and diffuse components of the total short-wave radiation. Atmosphere, 14(4):278-287, 1976.
- SHERRY, J.E.; JUSTUS, C.G. A simple hourly all-sky solar radiation model based on meteorological parameters. Solar Energy, 32(2):195-204, 1984.