

ALFREDO DE ALMEIDA FERREIRA

ESTIMATIVA DO RESFRIAMENTO ATMOSFÉRICO NA REGIÃO DO
INFRAVERMELHO TERMAL, DE 20 a 2.600 cm^{-1}

Tese Apresentada à Universidade
Federal de Viçosa, como Parte das
Exigências do Curso de Meteorologia
Agrícola, para a Obtenção do Título
de "Magister Scientiae".

VIÇOSA

MINAS GERAIS - BRASIL

JULHO - 1991

BIBLIOTECA
DEPTO. ENG. AGRÍCOLA

Ficha catalográfica preparada pela Área de Catalogação e
Classificação da Biblioteca Central da UFV.

T

F383e
1991

Ferreira, Alfredo de Almeida.

Estimativa do resfriamento atmosférico na região do infravermelho termal, de 20 a 2.600 cm^{-1} .
Viçosa, UFV, 1991.
6lp. ilustr.

Tese (M.S.) - UFV

1. Radiação atmosférica. 2. Radiação infravermelho termal (Meteorologia). 3. Atmosfera - Taxas de resfriamento. 4. Atmosfera - Transferência de radiação. I. Universidade Federal de Viçosa. II. Título.

CDD 18 ed. 551.5273

CDD 19 ed. 551.5273

ALFREDO DE ALMEIDA FERREIRA

ESTIMATIVA DO RESFRIAMENTO ATMOSFÉRICO NA REGIÃO DO
INFRAVERMELHO TERMAL, DE 20 a 2.600 cm^{-1}

T
201.10
2002
1991
06-01

Tese Apresentada à Universidade
Federal de Viçosa, como Parte das
Exigências do Curso de Meteorologia
Agrícola, para a Obtenção do Título
de "Magister Scientiae".

APROVADA: 26 de outubro de 1990.

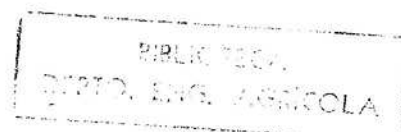

Prof. José Maria N. da Costa
(Conselheiro)


Prof. Rubens Leite Vianello
(Conselheiro)


Prof. Evandro Ferreira Passos


Prof. Gilberto D. Sediya


Prof. Adil Rainier Alves
(Orientador)



AGRADECIMENTOS

Expresso meus agradecimentos ao professor orientador desta pesquisa, Dr. Adil Rainier Alves, pelos valiosos conselhos, orientação e condução desta tese.

Aos técnicos da Central de Processamento de Dados - CPD, da Universidade Federal de Viçosa (UFV), em especial aos senhores Wathney Hermsdorff, Eduardo Jaime Queirós Batres, Luiz Carlos Euclides e Sérgio Augusto Simão, pelo apoio, no decorrer deste trabalho.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, CAPES, pelo apoio financeiro.

Aos professores do Departamento de Engenharia Agrícola, pela atenção.

BIOGRAFIA

Alfredo de Almeida Ferreira, filho de Francisco Ferreira Lage e Maria do Rosário de Almeida, nasceu na cidade do Rio de Janeiro, no dia 10 de junho de 1951.

Cursou o primário na Escola Paroquial Nossa Senhora do Loreto, ginásial e científico no Colégio Arte e Instrução na cidade do Rio de Janeiro.

Graduou-se em Meteorologia, no ano de 1979, na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), R.J.

Estagiário bolsista no período de julho de 1979 a fevereiro de 1980 da Empresa de Telecomunicações Aeronáuticas Sociedade Anônima (TASA), no Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro que fornece previsão do tempo para aviação.

Contratado como pesquisador, no período de 1980 a 1985, pelo Instituto de Atividades Espaciais (IAE), do Centro Técnico Aeroespacial (CTA), em São José dos Campos (SP).

Co-autor da publicação (Relatório Técnico ECA - 02/82) sob o título "Estudo de Variação da Velocidade Vertical e Divergência no Nordeste Brasileiro".

Em fevereiro de 1987, iniciou o curso de Pós-graduação em Meteorologia Agrícola, a nível de Mestrado, na Universidade Federal de Viçosa.

CONTEÚDO

	Página
LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE SÍMBOLOS	ix
EXTRATO	xi
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1. Radiação de um Corpo Negro	5
2.1.1. Lei de Planck	5
2.1.2. Pressão e Densidade	6
2.1.3. Ângulo Sólido	7
2.2. Terminologia Usada	8
2.2.1. Radiância Espectral ou Intensidade Monocromática	8
2.2.2. Irradiância Monocromática ou Densidade de Fluxo Monocromático (F)	10
2.3. Transmitância Atmosférica	11
2.3.1. Absorção Molecular	12
2.3.2. Espalhamento Molecular	13
2.3.3. Absorção Molecular Contínua	14

2.4. Comparação entre Modelos	15
2.5. Taxa de Aquecimento/Resfriamento Atmosférico ..	15
3. MATERIAL E MÉTODOS	17
3.1. Cálculo da Taxa de Resfriamento Radiativo	18
3.1.1. Cálculo da Temperatura Média Entre Dois Níveis Atmosféricos	18
3.1.2. Pressão Média de uma Camada Atmosférica ..	19
3.1.3. Densidade Média de uma Camada Atmosférica.	19
3.1.4. Radiância Espectral	19
3.1.5. Cálculo de Irradiância (ou Densidade de Fluxo de Radiação) e Saldo de Radiação ..	20
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	23
4.1. Validação do Modelo	23
4.2. Irradiância Atmosférica	26
4.3. Taxa de Resfriamento Radiativo da Atmosfera na Faixa Espectral de 20 a 350 cm ⁻¹	29
4.4. Taxa de Resfriamento Radiativo da Atmosfera na Faixa Espectral de 350 a 2.600 cm ⁻¹	29
4.5. Efeito da Absorção Contínua do Vapor D'água sobre o Resfriamento Radiativo da Atmosfera ..	31
5. RESUMO E CONCLUSÕES	33
BIBLIOGRAFIA	35
APÊNDICE	38

LISTA DE FIGURAS

	Página
1. Espectros de Absorção para H_2O , CO_2 , O_2 , O_3 , N_2O , CH_4 e para a Atmosfera (FLEAGLE e BUSINGER, 1980)...	3
2. Ângulo Sólido em Coordenadas Polares	9
3. Perfis Verticais de Taxas de Resfriamento Radiativo, sem a Absorção Contínua, Obtidos pelos Modelos: GFDL, LMD e o Desenvolvido Neste Trabalho, para a Atmosfera-Padrão (Verão, Latitudes Médias).	24
4. Irradiâncias para Cima com Absorção Contínua (Linha Contínua) e sem Absorção Contínua (Linha Tracejada) na Região Espectral de 20 a 2.600 cm^{-1} , para a Atmosfera-Padrão (Verão, Latitudes Médias).....	27
5. Irradiâncias para Baixo com Absorção Contínua (linha Contínua) e sem Absorção Contínua (Linha Tracejada) na Região Espectral de 20 a 2.600 cm^{-1} para a Atmosfera-Padrão (Verão, Latitudes Médias).	28
6. Taxas de Resfriamento Radiativo para a Faixa Espectral de 20 a 350 cm^{-1} (Linha Contínua), e para	

a Faixa Espectral de 350 a 2.600 cm^{-1} (Linha Tracejada) para a Atmosfera-Padrão (Verão, Latitudes Médias)	30
7. Taxas de Resfriamento Radiativo para a Faixa Espectral de 20 a 2.600 cm^{-1} , Considerando a Absorção Contínua (Linha Tracejada) e Desprezando a Absorção Contínua (Linha Contínua), para a Atmosfera-Padrão (Verão, Latitudes Médias).	32

LISTA DE SÍMBOLOS

B_v	- Função de Planck ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1} / \text{cm}^{-1}$);
c	- Velocidade da luz (m.s^{-1});
C_p	- Calor específico a pressão constante ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$);
$F^+(Z)$	- Irradiância dirigida para cima (W.m^{-2});
$F^-(Z)$	- Irradiância dirigida para baixo (W.m^{-2});
F_{net}	- Saldo de radiação (W.m^{-2});
$I_v^+(Z, \theta)$	- Radiância espectral dirigida para cima ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1} / \text{cm}^{-1}$);
$I_v^-(Z, \theta)$	- Radiância espectral dirigida para baixo ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1} / \text{cm}^{-1}$);
$I_v^+(0, \theta)$	- Radiância emitida pela superfície do solo, na direção θ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1} / \text{cm}^{-1}$);
$I_v^-(\infty, \theta)$	- Radiância incidente no topo da atmosfera na direção θ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1} / \text{cm}^{-1}$);
P	- Pressão atmosférica a uma altura Z (Pa);
T	- Temperatura (K);

$Tr_v(Z', Z, \theta)$	- Transmitância atmosférica monocromática do nível Z' ao nível Z , em uma direção definida pelo ângulo θ (adimensional);
dw_1	- Ângulo sólido (sr);
Z_j	- Altura acima da superfície da terra (m);
λ	- Comprimento de onda (m);
θ	- Ângulo zenital (rad);
ν	- Número de onda (cm^{-1});
ρ	- Densidade absoluta do gás ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$);
ϕ	- Ângulo azimutal (rad).
k	- Constante de Boltzmann ($\text{J} \cdot \text{K}^{-1}$);
h	- Constante de Planck ($\text{J} \cdot \text{s}$);
R	- Constante universal dos gases ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$);
τ	- Transmitância média associada à absorção molecular (adimensional);
C_v	- Coeficiente de absorção (m^2/kg);
w^*	- Concentração equivalente do agente absorvedor (kg/m^3);
DS	- Caminho ótico (m);
w	- Concentração do agente absorvedor (kg/m^3);

EXTRATO

FERREIRA, Alfredo de Almeida, M.S., Universidade Federal de Viçosa, julho de 1991. Estimativa do Resfriamento Atmosférico na Região do Infravermelho Termal, de 20 a 2.600 cm^{-1} . Professor Orientador: Adil Rainier Alves. Professores Conselheiros: José Maria Nogueira da Costa e Rubens Leite Vianelo.

Desenvolveu-se um modelo de estreitas faixas espectrais para calcular radiâncias, irradiâncias e taxas de resfriamento radiativo* para a atmosfera, sob condições de céu descoberto.

Utilizou-se as funções de transmissão do código computacional LOWTRAN 6 e aquelas apresentadas por CHOU e ARKING.

O modelo desenvolvido apresentou bom desempenho quando comparado com os mais sofisticados do tipo "linha a linha", em que as milhares de linhas de absorção dos diferentes constituintes atmosféricos são considerados individualmente.

* Neste trabalho o termo "radiativo" refere-se à radiação e não a radioatividade.

Notou-se que LOWTRAN 6, por si só, por não fornecer transmitâncias para números de ondas inferiores a 350 cm^{-1} (banda rotacional do vapor d'água), deixa a desejar no que se refere ao cálculo do resfriamento atmosférico.

Analizou-se, também, o efeito da absorção contínua, associada ao vapor d'água, sobre as taxas de resfriamento atmosférico. Conclui-se que a inclusão dessa absorção contínua na determinação dos fluxos de radiação proporcionou um aumento na taxa de resfriamento radiativo, especialmente na baixa troposfera, onde se encontra a maior concentração de vapor d'água.

1. INTRODUÇÃO

O estudo do clima e suas variações envolve a modelagem de diversos processos físicos, dentre os quais se destaca o processo de transferência de energia radiante. Como se sabe, a radiação solar é a fonte primária de energia para o globo terrestre e sua distribuição variável é a geradora dos principais processos dinâmicos que ocorrem na atmosfera.

A energia fornecida pela radiação solar não só provoca modificações na composição química da atmosfera, como também afeta sua temperatura. A energia absorvida pelo ozônio afeta, de modo significativo, o balanço termal da atmosfera. O vapor d'água, composto químico mais importante da baixa troposfera do ponto de vista radiativo, bem como o dióxido de carbono, exercem papel fundamental na transferência de energia radiante na atmosfera. A presença desses gases é importante porque absorvem a radiação infravermelha emitida pela Terra, exercendo importante efeito na distribuição da temperatura da atmosfera. Outros

gases, entretanto, exercem influência não desprezível, como se observa na Figura 1.

Como se sabe, a atmosfera se aquece pela absorção de parte da radiação solar e por troca de calor sensível com o solo. Por outro lado, deve resfriar-se pela emissão de radiação infravermelha. A determinação da distribuição vertical da taxa de resfriamento radiativo corresponde a um dos mais importantes estudos sobre a transferência de energia radiante na atmosfera.

Um "Workshop", sobre a intercomparação de códigos de radiação de modelos climáticos (ICRMC), foi realizado em Frescati (Itália), em 1984, patrocinado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) e pelo Departamento de Energia dos Estados Unidos da América, sob a coordenação dos doutores Frederick Luther e Yves Fouguart.

Em tal "Workshop" dois modelos do tipo "linha a linha" (LAL) foram utilizados como padrão, para efeito de comparação com os demais de estreitas faixas espectrais (EFE) e de largas faixas espectrais (LFE). Note-se que os modelos do tipo LAL são tomados como referência em virtude de seu alto grau de sofisticação, pois consideram individualmente as milhares de linhas de absorção dos diferentes constituintes atmosféricos.

Tendo em vista as potencialidades do Código Computacional LOWTRAN 6, bem como a importância manifestada por um dos organizadores do mencionado "Workshop" em se obter informações* acerca do desempenho de modelos que usem

* ALVES, A.R. (Comunicação pessoal).

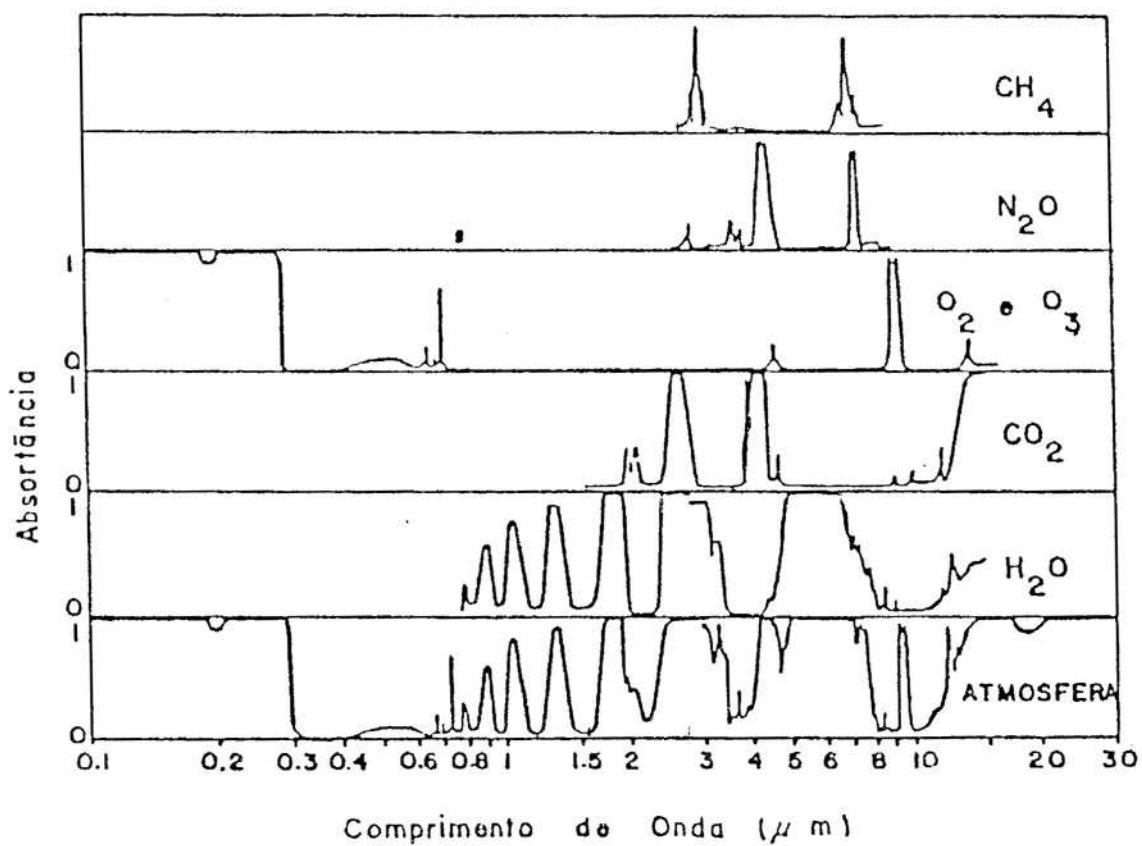


FIGURA 1 - Espectros de Absorção para H_2O , CO_2 , O_2 , O_3 , N_2O , CH_4 e para a Atmosfera (FLEAGLE e BUSINGER, 1980).

as funções de transmissão do código LOWTRAN 6, este trabalho teve como objetivos:

- a) Desenvolver um modelo computacional de transferência de radiação, usando as funções de transmitâncias do código LOWTRAN 6, para o cálculo de radiâncias, irradiâncias e taxas de resfriamento atmosférico na região do infravermelho termal.
- b) Validar o modelo a ser desenvolvido utilizando resultados de códigos do tipo "linha a linha" (LAL) como referência.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Radiação de Um Corpo Negro

Todo corpo, cuja temperatura seja superior a zero absoluto, emite energia eletromagnética, sendo a quantidade de energia emitida função da temperatura do mesmo.

O conceito de corpo negro é teórico e básico para explicar os processos relacionados com as radiações eletromagnéticas. Um corpo negro é aquele que absorve toda a energia que recebe, para qualquer comprimento de onda e, por outro lado, emite a máxima quantidade de energia em cada comprimento de onda, para uma dada temperatura.

2.1.1. Lei de Planck

A lei de Planck estabelece que a quantidade de energia emitida por um corpo negro é função da temperatura

absoluta do corpo e do comprimento de onda, podendo ser expressa como segue:

$$B = 2hc^2 / \{\lambda^5 [\exp (hc/\lambda kT) - 1]\} , \quad \text{eq. 1}$$

em que "B" é a emitância espectral do corpo negro, expressa em $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{m}^{-1}$; "h" é a constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34} \text{ J.s}$); "c" é a velocidade da luz ($2,998 \times 10^8 \text{ m/s}$); " λ " é o comprimento de onda da radiação, em metros; "k" é a constante de Boltzmann ($1,381 \times 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$) e "T" é a temperatura absoluta do corpo negro.

2.1.2. Pressão e Densidade

A maneira pela qual a densidade de um gás varia com as mudanças de pressão foi bem estabelecida em experiências realizadas em laboratório, sendo os resultados expressos através de uma lei simples, conhecida como Lei de Boyle, estabelecendo que a densidade absoluta de um gás é diretamente proporcional à pressão, num processo isotérmico.

Um outro conjunto de experiências sintetiza a Lei de Charles-Gay Lussac, isto é, se a pressão mantém-se constante, a densidade absoluta de um gás é inversamente proporcional à temperatura absoluta.

Esses dois enunciados sobre o comportamento dos gases podem ser combinados em uma só relação, denominada Lei dos Gases Ideais, isto é:

$$P = \rho RT , \quad \text{eq. 2}$$

em que "P" representa a pressão (Pa), " ρ " a densidade absoluta do gás (kg.m^{-3}), "T" a temperatura (K) e "R" a constante universal do gás ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

Segundo KNEIZYS et al. (1980), a atmosfera pode ser modelada como um conjunto de conchas simétricas esfericamente com limites nas altitudes Z_j , $j = 1, n$. Entre tais limites, o perfil da temperatura é admitido ser linear, enquanto a pressão e a densidade apresentam perfis exponenciais.

A densidade absoluta da atmosfera a uma altitude "Z" entre Z_j e Z_{j+1} é dada por:

$$\rho_Z = P_Z / (R \cdot T_Z) \quad \text{eq. 3}$$

em que:

$$P_Z = P_{Z_j} e^{-K'(Z - Z_j)} \quad \text{eq. 4}$$

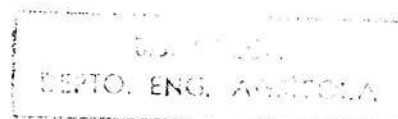
e

$$K' = - \ln (P_{Z_{j+1}} / P_{Z_j}) / (Z_{j+1} - Z_j) \quad \text{eq. 5}$$

sendo " T_Z " a temperatura média na camada atmosférica entre as altitudes Z_j e Z_{j+1} .

2.1.3. Ângulo Sólido

O ângulo sólido, dw_1 , é definido como a razão entre o elemento de área da_2 de uma superfície esférica e o quadrado do seu raio, r , como mostra a Figura 2, e sua unidade é o esteroradiano (sr). O ângulo sólido total de uma



esfera é, obviamente igual a $4\pi sr$. Pela definição anterior, tem-se:

$$dw_1 = da_2 / r^2 \quad \text{eq. 6}$$

Com base na Figura 2, o ângulo sólido diferencial, em coordenadas polares, pode ser obtido como:

$$dw_1 = da_2 / r^2 = (r \sin\theta \, d\phi) (r \, d\theta) / r^2$$

$$dw_1 = \sin\theta \, d\theta \, d\phi, \quad \text{eq. 7}$$

em que:

" θ " é o ângulo zenital e " ϕ " o ângulo azimutal.

2.2. Terminologia Usada

2.2.1. Radiância Espectral ou Intensidade Monocromática

A radiação hemisférica total emitida por um corpo pode ser visualizada pela colocação de uma superfície hemisférica sobre um elemento de área da_1 , como mostra a Figura 2. O hemisfério interceptará, então, todos os feixes de radiação emitidos pelo elemento de superfície. Apenas de um ponto, exatamente sobre este elemento, da_1 será visto sem distorção. Quando visto de um ponto do hemisfério, deslocado de um ângulo θ , o elemento da_1 aparecerá como uma área projetada $da_1 \cos\theta$.

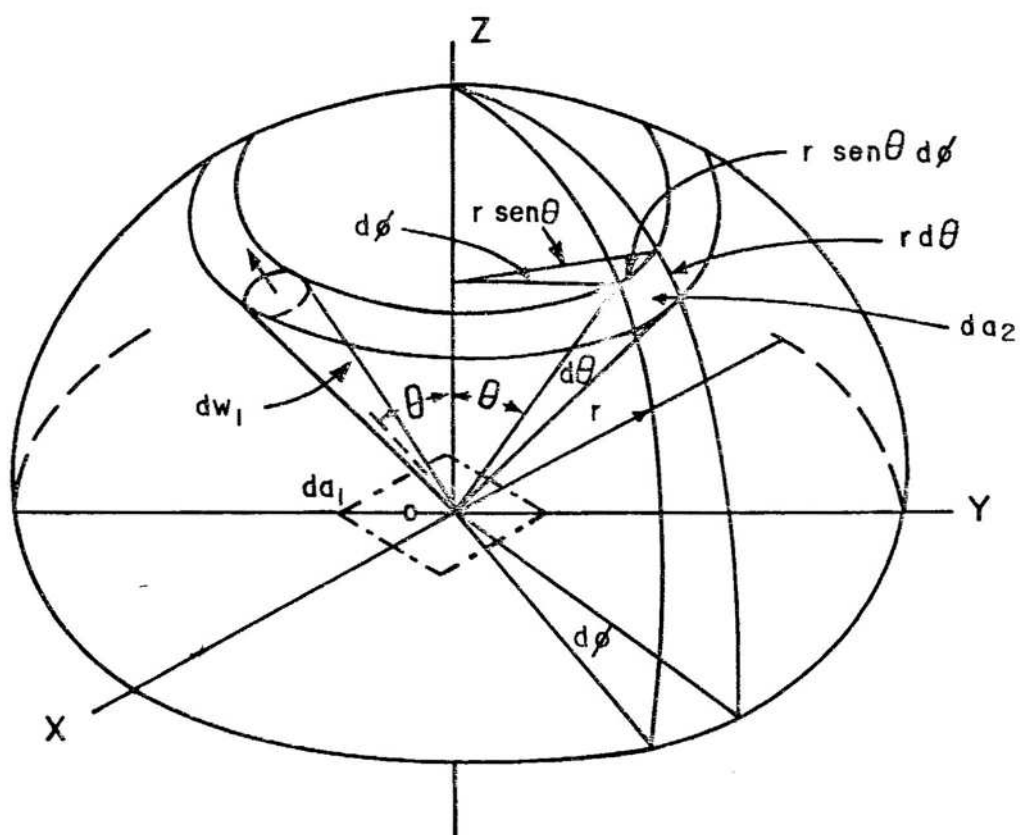


FIGURA 2 - Angulo Sólido em Coordenadas Polares.

Para determinar a energia radiante, em um intervalo de tempo dt e em um intervalo de comprimento de onda $d\lambda$, emitida por da_1 , que alcança uma área da_2 do hemisfério envolvente, de raio r , introduz-se o termo "radiância" ou "intensidade monocromática", I . Esta intensidade de radiação, I , é definida como a energia radiante propagada em uma direção particular, por unidade de tempo e de ângulo sólido, por unidade de área projetada sobre o plano perpendicular à direção de propagação e por unidade de comprimento de onda. Com relação à Figura 2, a intensidade é definida de tal forma que o fluxo de energia radiante, de da_1 para da_2 , no referido intervalo espectral é:

$$dq_{1-2} = I \cos\theta \, da_1 \, dt \, d\lambda \, da_2/r^2, \quad \text{eq. 8}$$

observando que da_2/r^2 é o ângulo sólido dw_1 , subentendido por da_2 em da_1 e que $da_1 \cos\theta$ é a área efetiva vista de da_2 , isto é, a projeção de da_1 , da_{1p} , na direção (θ, ϕ) . Assim, a radiância I pode ser expressa como:

$$I = dq_{1-2} / (da_{1p} \, dw_1 \, d\lambda \, dt) \quad \text{eq. 9}$$

2.2.2. Irradiância Monocromática ou Densidade de Fluxo Monocromática (F)

É definida pela integração hemisférica da radiância, isto é:

$$F = \int_0^{2\pi} I \cos\theta \, dw_1 \quad \text{eq. 10}$$

Substituindo a equação 7 na equação 10 segue:

$$F = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} I \sin\theta \cos\theta d\phi d\theta \quad \text{eq. 11}$$

tendo como unidade $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$.

2.3. Transmitância Atmosférica

Na atmosfera, pelo fato de haver uma rápida variação na transmitância (ou no coeficiente de absorção) com o comprimento de onda, é comum, por razões computacionais, usar transmitâncias que são médias sobre uma banda finita de comprimentos de ondas. A simples lei Exponencial de Beer-Bouguer-Lambert não mais se aplica a essas bandas, o que torna a teoria da transferência radiativa mais complexa.

ROBINSON (1966) evidencia que, enquanto o espalhamento é uma função contínua do comprimento de onda, a absorção é, em geral, seletiva, sendo o ozônio, o vapor d'água e o gás carbônico os principais agentes absorvedores. Dentre eles, o ozônio atua, principalmente, na região ultravioleta e os dois últimos na região infravermelha do espectro eletromagnético.

A função de transmissão não-exponencial, Tr_v , associada aos gases atmosféricos, é apresentada no código computacional LOWTRAN 6, com resolução espectral de 20 cm^{-1} , e por CHOU e ARKING (1980), com resolução de 40 cm^{-1} . Note-se que o código LOWTRAN 6 é um dos melhores atualmente disponíveis no tratamento das transmitâncias entre dois pontos quaisquer da atmosfera. A absorção contínua do tipo

"e" é considerada neste código, assim como o espalhamento molecular, a extinção associada a aerossóis, a refração atmosférica, os efeitos da curvatura da terra etc. O código em questão, LOWTRAN 6, oferece ainda como opção, seis perfis de atmosfera-padrão, considerando a distribuição de temperatura, pressão, umidade, ozônio, gases raros e aerossóis. O modelo ainda permite, ao usuário, a entrada de perfis observados.

No código computacional LOWTRAN 6, a transmitância atmosférica total para um intervalo de 20 cm^{-1} é dada pelo produto das transmitâncias médias associadas à absorção molecular, ao espalhamento molecular, à absorção molecular contínua e à atenuação devida aos aerossóis. (Nota: neste trabalho não se considerou a presença de aerossóis).

2.3.1. Absorção Molecular

A banda de absorção molecular compreende os principais elementos: vapor d'água, ozônio, ácido nítrico, e os gases uniformemente misturados (CO_2 , H_2O , CH_4 , O_2 e N_2).

A transmitância média associada à absorção molecular, τ , é representada na seguinte forma:

$$\tau = f(C_v, W^*, DS) \quad \text{eq. 12}$$

em que:

C_v é o coeficiente de absorção (m^2/kg);

W^* é a concentração equivalente do agente absorvedor (kg/m^3);

DS é o caminho ótico (m).

Na equação anterior, a função f é determinada usando dados de transmitâncias obtidos em laboratório.

No código computacional LOWTRAN 6, W^* é dado como:

$$W^* = W \left[\frac{P(Z)}{P_0} \sqrt{\frac{T_0}{T(Z)}} \right]^n \quad \text{eq. 13}$$

em que:

$$P_0 = 1013 \text{ mb;}$$

$$T_0 = 273 \text{ K.}$$

Na equação 13, " W " é a concentração do agente absorvedor, " $P(Z)$ " a pressão ao nível Z e " $T(Z)$ " a temperatura. O termo " n ", conforme KNEIZYS *et al.* (1980), foi estimado usando os mesmos dados para a determinação da função expressa na equação 12. Os valores obtidos foram: 0,9 para o vapor d'água, 0,75 para os gases uniformemente misturados e 0,4 para o ozônio.

2.3.2. Espalhamento Molecular

O código computacional LOWTRAN inclui o espalhamento molecular da radiação, utilizando os coeficientes obtidos por Penndorf, citado por KNEIZYS *et al.* (1980). Na faixa espectral de 0,2 a 20 μm os erros associados aos cálculos dos coeficientes de atenuação relativos ao espalhamento molecular são da ordem de apenas 0,5%.

2.3.3. Absorção Molecular Contínua

Segundo PALTRIDGE e PLATT (1976), na região espectral da janela atmosférica, de 8 a 13 μm , a absorção atmosférica associada ao vapor d'água se apresenta de uma forma "mais contínua" em comparação com a absorção nas bandas do vapor d'água.

Em virtude da absorção ser fraca nessa faixa espectral, torna-se difícil explicar teoricamente o fenômeno. Por meio de medições em laboratório, observa-se que a absorção contínua varia diretamente com a pressão de vapor d'água (e), daí ser também conhecida como absorção do tipo "e".

Atualmente existem duas teorias, na tentativa de explicar a absorção contínua do vapor d'água. A primeira refere-se à superposição das "asas" das linhas de absorção do vapor d'água, principalmente aquelas do infravermelho longínquo. A segunda teoria considera um mecanismo diferente para a explicação da absorção contínua, como sendo devida aos "dimers - $(\text{H}_2\text{O})_2$ ".

Embora ainda existam dúvidas quanto à natureza da absorção contínua do vapor d'água, o que se faz, no momento, é o emprego de formulações empíricas baseadas nos resultados disponíveis de laboratório. O código computacional LOWTRAN 6, por exemplo, utiliza a formulação desenvolvida por Clough et al., citado por KNEIZYS et al. (1983).

2.4. Comparação entre os Modelos

Segundo LUTHER e FOUQUART (1984), dentre os modelos utilizados para efeito de comparação no ICRMC, encontram-se os sofisticados modelos do tipo "linha a linha (LAL)", como mencionado anteriormente, os de estreitas faixas espectrais (EFE) e os de largas faixas espectrais (LFE).

Um modelo é classificado como EFE se os cálculos são efetuados em intervalos espectrais menores ou iguais a 100 cm^{-1} . Se os intervalos forem maiores que 100 cm^{-1} o método é do tipo LFE.

No referido "Workshop" sobre a intercomparação de modelos de radiação, vários modelos do tipo EFE, comparados entre si, mostraram discrepâncias relativamente grandes que, segundo LUTHER e FOUQUART (1984), poderiam estar associadas aos diferentes tratamentos da "absorção contínua" associada ao vapor d'água; ao cálculo impreciso do efeito de temperatura nas linhas espectrais de absorção, especialmente as do CO_2 ; às técnicas numéricas usadas para a integração em altitude; ao uso de diferentes fontes de dados para a caracterização das linhas espectrais de absorção etc.

Dentre os diversos modelos do tipo EFE testados para o cálculo de fluxos de radiação, nenhum utilizou as funções de transmissão fornecidas pelo código LOWTRAN 6.

2.5. Taxa de Aquecimento/Resfriamento Atmosférico

As técnicas para a determinação dos fluxos de radiação na atmosfera têm sido desenvolvidas por diversos

autores. Modelos utilizando diagramas foram elaborados por Mugge e Moller, Elssaser, Yamamoto e Onish e Houghton, citados por PALTRIDGE e PLATT (1976).

A primeira tentativa para se calcular a taxa de aquecimento, incluindo os gases atmosféricos mais importantes, foi realizada por Nurgatroyd e Goody (1958); em seguida, cálculos com a mesma finalidade foram realizados por Draysom (1967), Kuhn e London (1969) e Kuteopov e Sheved (1978), citados por WEHRELIN e LEDVY (1982).

Segundo PALTRIDGE e PLATT (1976), a taxa de aquecimento/resfriamento radiativo, em um dado nível da atmosfera, está relacionada diretamente com a divergência do saldo de radiação naquele nível.

3. MATERIAL E MÉTODOS

Neste trabalho, um modelo de transferência de radiação de ondas longas do tipo EFE foi desenvolvido para calcular radiâncias espectrais em diferentes níveis da atmosfera, utilizando as funções de transmissão do código LOWTRAN 6 e aquelas apresentadas por CHOU e ARKING (1980).

No desenvolvimento do referido modelo, considerou-se a atmosfera subdividida em camadas homogêneas, plano-estratificadas na ausência de nuvens. A atmosfera foi caracterizada pelas condições da atmosfera-padrão (verão, latitudes médias), conforme McCLATCHEY et al. (1971). A integração angular das radiâncias, para a obtenção das densidades de fluxos, foi feita usando quadraturas gaussianas. Para cada hemisfério, três direções foram consideradas, o que segundo ALVES (1987), mostrou ser suficiente para cálculo de irradiancias no infravermelho termal.

Para o cálculo de fluxos de radiação as funções de transmissão foram extraídas do código LOWTRAN 6 (KNEIZYS et al., 1983) para os números de ondas maiores que 350 cm^{-1} e complementadas com as funções de CHOU e ARKING (1980) para números de ondas inferiores a 350 cm^{-1} . Para efeito de cálculos, considerou-se a integração espectral no intervalo de 20 a 2.600 cm^{-1} , sendo os resultados referentes ao intervalo de 20 a 350 cm^{-1} fornecidos por ALVES, A.R.*.

3.1. Cálculo da Taxa de Resfriamento Radiativo

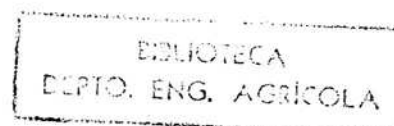
Para calcular a taxa de resfriamento radiativo em condições de céu descoberto, elaborou-se um programa de computador, em linguagem FORTRAN 77, utilizando-se para este fim um computador IBM 4361 da Central de Processamento de Dados (CPD) da Universidade Federal de Viçosa (UFV).

A atmosfera foi dividida em trinta e três camadas a contar da superfície do solo ($Z = 0 \text{ km}$), até a altura de 100 km.

3.1.1. Cálculo da Temperatura Média entre Dois Níveis Atmosféricos

Para obter-se a temperatura média de cada camada tomou-se a média aritmética entre as temperaturas dos níveis inferior e superior da camada.

* Comunicação pessoal.



3.1.2. Pressão Média de uma Camada Atmosférica

A pressão média de cada camada foi calculada por meio da equação 4. Entre 70 km e 100 km, a interpolação foi linear.

3.1.3. Densidade Média de uma Camada Atmosférica

Obtidos os valores da pressão média e temperatura média da camada, calculou-se a densidade média através da equação 3.

3.1.4. Radiância Espectral

A radiância espectral foi calculada para os diferentes níveis atmosféricos, para cima e para baixo, no intervalo de números de ondas estabelecido. Assumindo simetria azimutal do campo de radiação, as radiâncias espectrais, para cima, $I_v^+(Z, \theta)$, e para baixo, $I_v^-(Z, \theta)$, em um dado nível Z , numa direção definida pelo ângulo zenital θ , foram calculadas como segue:

$$I_v^+(Z, \theta) = I_{0v}^+(0, \theta) Tr_v(0, Z, \theta) + \int_0^Z B_v[T(Z')] \left[\frac{\partial Tr_v(Z', Z, \theta)}{\partial Z'} \right] dz' , \quad \text{eq. 14}$$

$$I_v^-(Z, \theta) = I_{0v}^-(\infty, \theta) Tr_v(\infty, Z, \theta) + \int_{\infty}^Z B_v[T(Z')] \left[\frac{\partial Tr_v(Z', Z, \theta)}{\partial Z'} \right] dZ' , \quad \text{eq. 15}$$

em que:

$I_{0v}^+(0, \theta)$ é a radiância monocromática emitida pela superfície do solo ($Z = 0$), na direção θ ; $I_{0v}^-(\omega, \theta)$ é a radiância monocromática incidente no topo da atmosfera na direção θ ; $Tr_v(Z', Z, \theta)$ é a transmitância atmosférica monocromática do nível Z' ao nível Z , em uma direção definida pelo ângulo θ , calculado pelo código LOWTRAN 6 para números de ondas entre 350 a 2.600 cm^{-1} , e pela metodologia de Chou e Arking para números de ondas de 20 a 350 cm^{-1} .

Para o cálculo da radiância em um nível Z , qualquer, são usadas as seguintes condições de contorno:

- a) A superfície da terra, à temperatura T_s , emite como um corpo negro no infravermelho termal.
- b) No topo da atmosfera, assumido como o nível de 100 km, a radiação incidente no infravermelho termal é nula.

3.1.5. Cálculo de Irradiância (ou Densidade de Fluxo de Radiação) e Saldo de Radiação

Tendo assumido simetria azimutal para o campo de radiação, as irradiâncias num dado nível (Z), para cima, $F^+(Z)$, e para baixo, $F^-(Z)$, são obtidas como se segue:

$$F^+(Z) = -2\pi \int_0^{\infty} \int_{\pi/2}^{\pi} I_v^+(Z, \theta) \sin\theta \cos\theta \, d\theta \, dv \quad \text{eq. 16}$$

e

$$F^-(Z) = 2\pi \int_0^{\infty} \int_0^{\pi/2} I_v^-(Z, \theta) \sin\theta \cos\theta \, d\theta \, dv \quad \text{eq. 17}$$

Tendo-se as irradiâncias para cima e para baixo, a um nível Z , o saldo de radiação, $F_{\text{net}}(Z)$, é então calculado como:

$$F_{\text{net}}(Z) = F^+(Z) - F^-(Z) . \quad \text{eq. 18}$$

A integração angular das equações 16 e 17 foi feita pelo método das quadraturas gaussianas. Três quadraturas foram usadas, uma vez que, conforme ALVES (1987) mencionou anteriormente, este número fornece resultados satisfatórios para os cálculos das irradiâncias no infravermelho termal. Finalmente, tendo-se o saldo de radiação para cada nível da atmosfera, a taxa de resfriamento radiativo foi determinada conforme a seguinte equação:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{rad}} = - \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F_{\text{net}}}{\partial Z} , \quad \text{eq. 19}$$

em que:

T = temperatura (K);

t = tempo (s);

F_{net} = saldo de radiação ao nível Z (W.m^{-2});

ρ = densidade absoluta do ar (kg/m^3);

C_p = calor específico do ar a pressão constante ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$);

Z = altura acima da superfície da Terra (m).

De posse dos valores das taxas de resfriamento radiativo calculados neste trabalho, foram feitas comparações com os resultados obtidos por dois modelos do tipo LAL, a saber, o GFDL e o LMD, com a finalidade de validação do modelo ora desenvolvido. Tais resultados são apresentados no próximo item.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Validação do Modelo

Como mencionado na metodologia, o modelo computacional desenvolvido neste trabalho foi testado por meio de comparações com resultados obtidos por dois modelos do tipo LAL (GFDL e LMD), tidos como padrão pelo grau de detalhamento que apresentam no tratamento das linhas de absorção.

Como se verifica na Figura 3, o modelo ora desenvolvido apresentou resultados coerentes com relação aos dois modelos-padrão. Na troposfera, por exemplo, enquanto os modelos-padrão mostram entre si discrepâncias entre 2 e 18%, o modelo desenvolvido neste trabalho, quando comparado com o padrão mais próximo, apresentou discrepâncias da mesma ordem, isto é, de 0 a 24%.

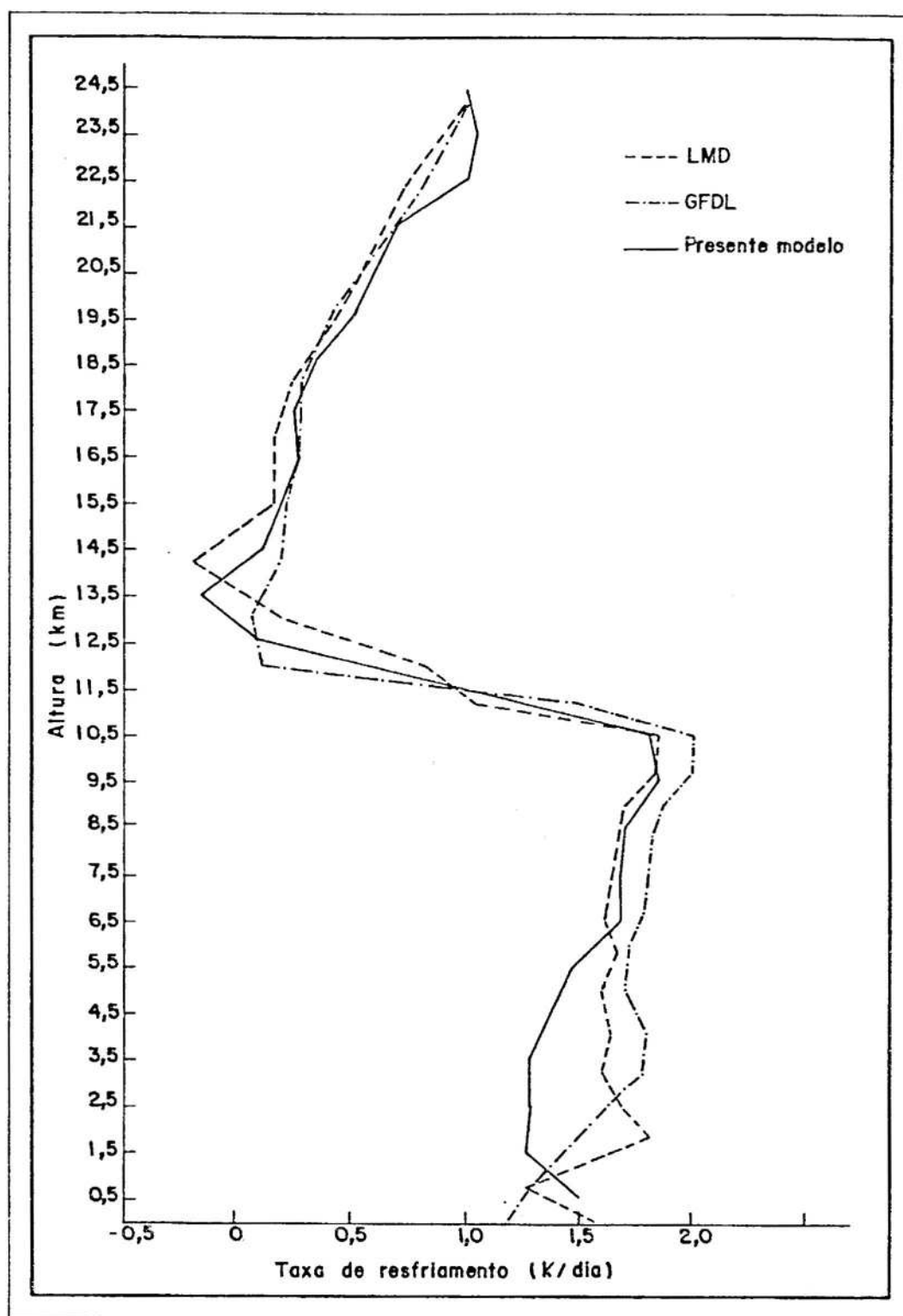


FIGURA 3 - Perfis Verticais de Taxas de Resfriamento Radiativo, sem a Absorção Contínua, Obtidos pelos Modelos: GFDL, LMD e o Desenvolvido neste Trabalho, para a Atmosfera-Padrão (Verão, Latitudes Médias).

De acordo com os perfis verticais de temperatura e de umidade absoluta do ar, apresentados por McCLATCHEY et al. (1971), observa-se, na troposfera, um decréscimo aproximadamente linear da temperatura com a altura, e um decréscimo aproximadamente exponencial na umidade absoluta do ar. Por exemplo, ao nível do solo a umidade absoluta é de 14 g/m^3 , caindo para $5,9 \text{ g/m}^3$ a 2 km, para 1 g/m^3 a 5 km e para praticamente zero ao nível de 11 km de altura. Levando-se em consideração que ambos, o solo e o vapor d'água, contribuem significativamente na emissão de radiação para cima, e que o vapor d'água, na troposfera, é o mais importante agente de emissão de radiação para baixo, mas sabendo-se que sua concentração decresce exponencialmente com a altura, é de fácil entendimento que, na troposfera, as irradiâncias para baixo decrescem mais rapidamente com a altura do que as irradiâncias para cima (em virtude da emissão terrestre), causando, assim, o resfriamento mostrado na Figura 3.

Por outro lado, como a concentração do vapor d'água é praticamente nula a 11 km de altura, os gases atmosféricos responsáveis pela irradiância para baixo passam a ser, essencialmente, o ozônio e o gás carbônico. Em virtude da isoterminia verificada na troposfera, associada ao aumento de temperatura com a altura na estratosfera, a divergência do saldo de radiação cai para praticamente zero na troposfera (abrupta variação na tendência das curvas da Figura 3), voltando a crescer lentamente na estratosfera, uma vez que as irradiâncias para cima são praticamente constantes, enquanto as irradiâncias para baixo (devidas exclusivamente

à emissão atmosférica) decrescem numa forma aproximadamente linear, como se verifica nas Figuras 4 e 5.

4.2. Irradiância Atmosférica

Conforme a metodologia apresentada anteriormente, o cálculo das irradiâncias foi feito conforme as equações 16 e 17, correspondendo, respectivamente, às irradiâncias para cima e para baixo.

A Figura 4 mostra as irradiâncias dirigidas para cima, nos diferentes níveis da atmosfera-padrão considerada. A linha contínua é referente aos cálculos que levam em consideração a absorção contínua do vapor d'água, e a tracejada despreza tal tipo de absorção.

É óbvio que quando se aproxima da superfície do solo, este torna-se o principal agente de emissão de radiação para cima, independentemente da presença do vapor d'água, o que explica a convergência das linhas contínua e tracejada da referida figura, próximo ao nível do solo.

Observa-se, também, em tal figura, que a diferença entre as irradiâncias para cima, com e sem absorção contínua, é praticamente constante acima do nível de 11 km, onde a concentração de vapor d'água é essencialmente nula.

As irradiâncias para baixo são apresentadas na Figura 5 (linha contínua - inclusão da absorção contínua; linha tracejada - sem absorção contínua). Mais uma vez observa-se o efeito do vapor d'água sobre a irradiância na baixa troposfera.

Como se pode verificar em tais figuras, a inclusão da absorção contínua associada ao vapor d'água implica num

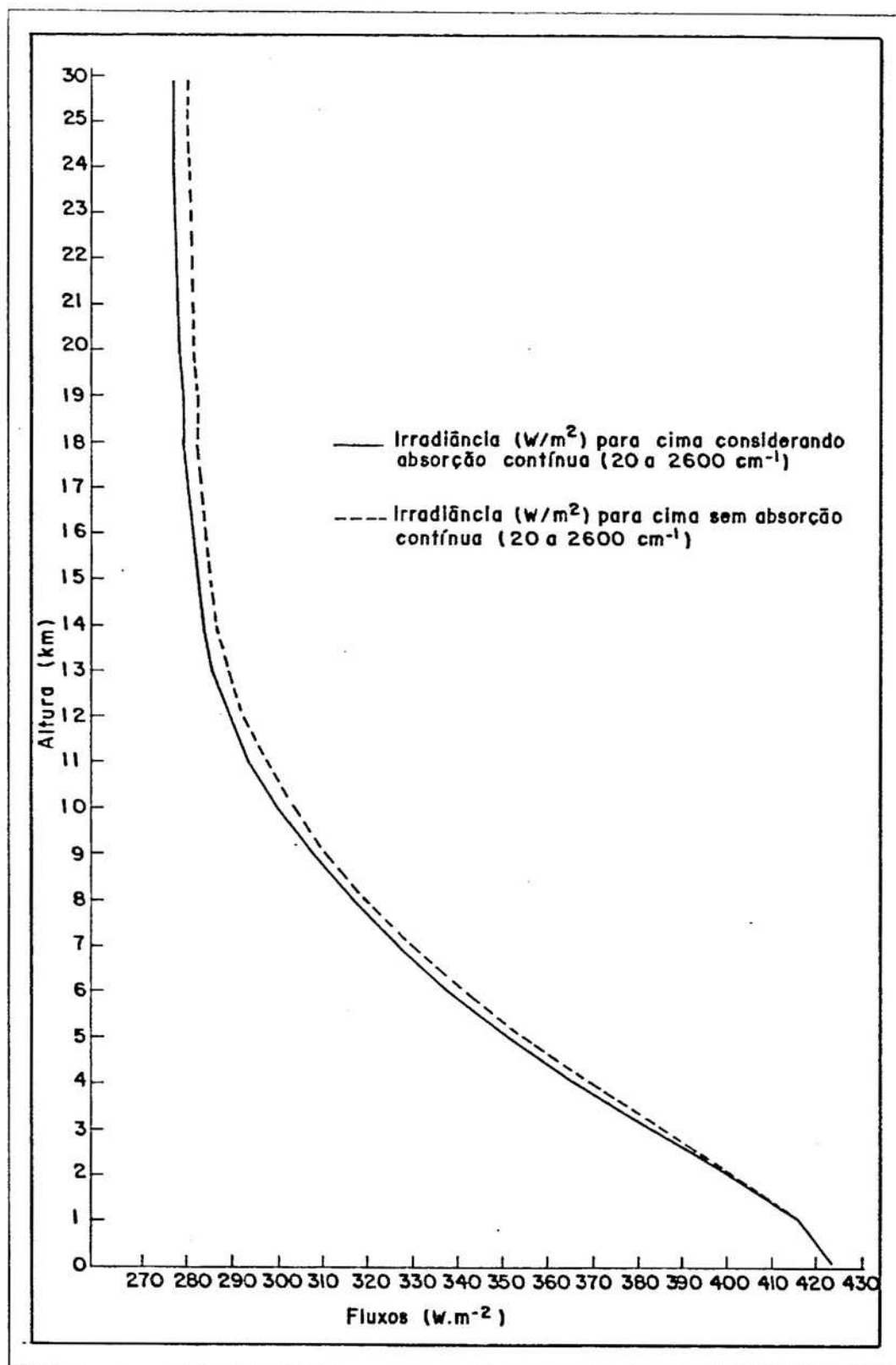


FIGURA 4 - Irradiâncias para Cima com Absorção Contínua (Linha Contínua) e sem Absorção Contínua (Linha Tracejada) na Região Espectral de 20 a 2.600 cm^{-1} , para a Atmosfera-Padrão (Verão, Latitudes Médias).

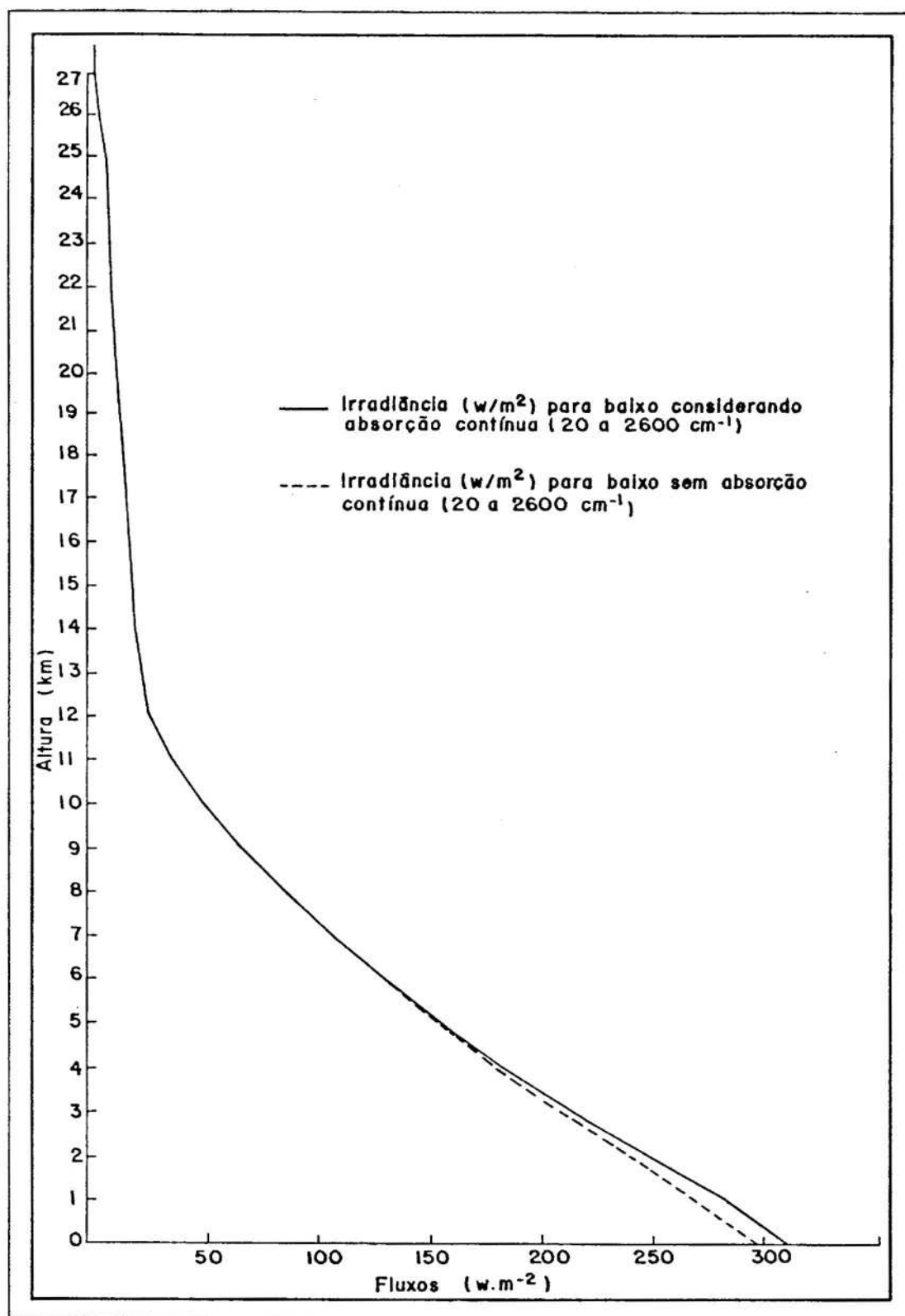


FIGURA 5 - Irradiâncias para Baixo com Absorção Contínua (Linha Contínua) e sem Absorção Contínua (Linha Tracejada) na Região Espectral de $20 \text{ a } 2.600 \text{ cm}^{-1}$ para a Atmosfera-Padrão (Verão, Latitudes Médias).

decréscimo nos valores de irradiâncias para cima e num acréscimo na irradiância para baixo. O efeito resultante, portanto, é uma redução no saldo de radiação, especialmente na troposfera, pois é nesta região da atmosfera onde praticamente todo o vapor d'água se encontra.

4.3. Taxa de Resfriamento Radiativo da Atmosfera na Faixa Espectral de 20 a 350 cm⁻¹

Esta região do espectro eletromagnético, correspondente à banda rotacional do vapor d'água, é de fundamental importância para o resfriamento radiativo da média e alta troposfera, como se verifica na Figura 6.

A taxa máxima de resfriamento ocorre, aproximadamente, à altitude de 10 km ($\approx$ 260 mb), o que confirma os resultados de ALVES (1987), ou seja, que a essa altitude ($\approx$ 10 km) a banda rotacional do vapor d'água é a maior contribuinte para o resfriamento atmosférico. Próximo à superfície, por outro lado, verifica-se que a banda rotacional não contribui significativamente para o resfriamento radiativo da atmosfera.

4.4. Taxa de Resfriamento Radiativo da Atmosfera na Faixa Espectral de 350 a 2.600 cm⁻¹

Os cálculos relativos a essa faixa espectral (350 a 2.600 cm⁻¹) foram realizados usando as funções de transmissão do código LOWTRAN 6, como mencionado anteriormente, observando que esse código computacional não fornece transmitâncias para números de ondas inferiores a 350 cm⁻¹.

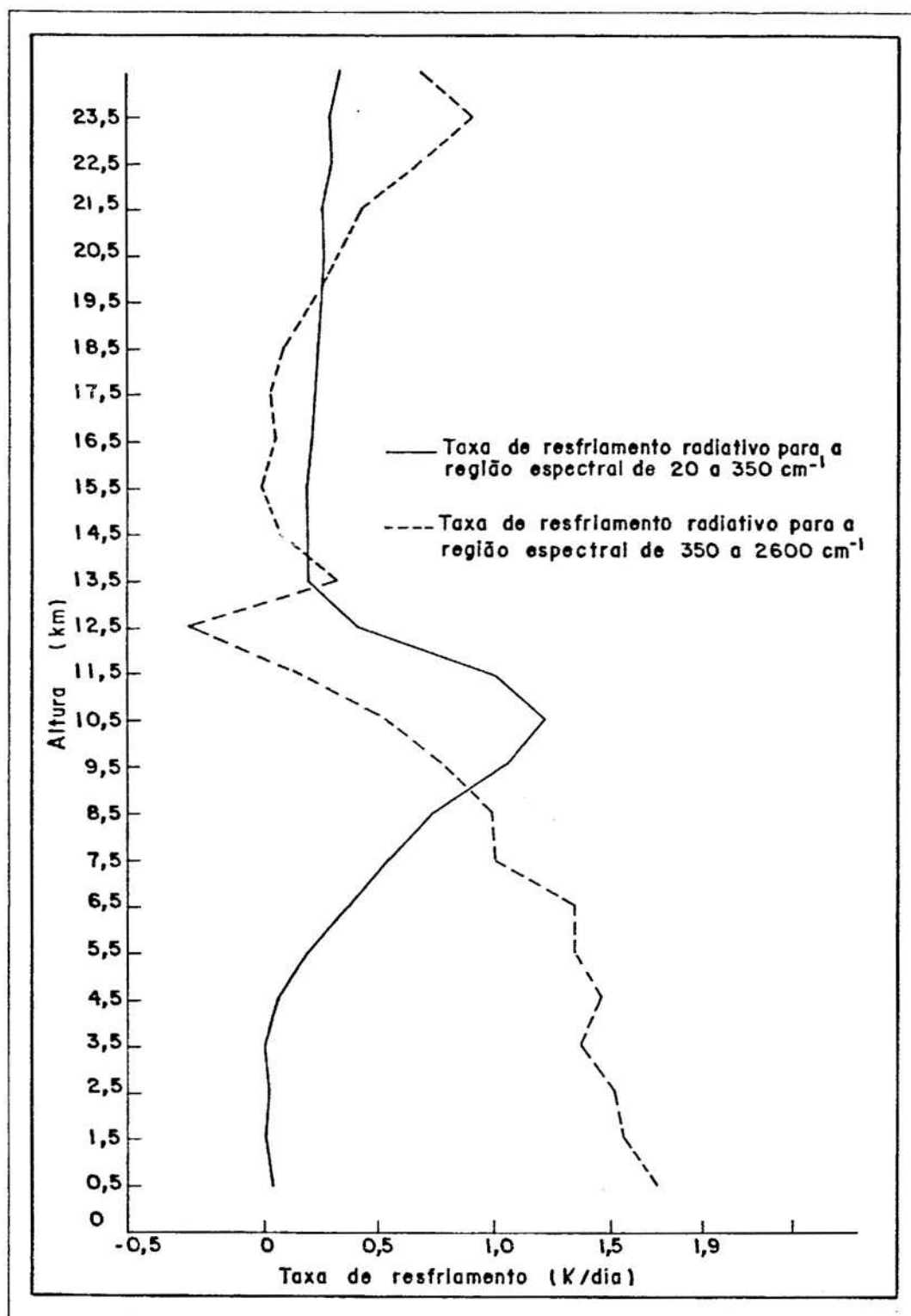


FIGURA 6 - Taxas de Resfriamento Radiativo para a Faixa Espectral de 20 a 350 (Linha Contínua) e para a Faixa Espectral de 350 a 2.600 cm⁻¹ (Linha Tracejada) para a Atmosfera-Padrão (Verão, Latitudes Médias).

Como se verifica, ainda na Figura 6, o uso de apenas LOWTRAN 6 nos cálculos, pode subestimar muito as taxas de resfriamento radiativo da média e da alta troposfera. Como foi discutido no item anterior, a inclusão da faixa espectral que compreende números de ondas inferiores a 350 cm^{-1} é fundamental para que se tenha mais fielmente a distribuição vertical do resfriamento radiativo da atmosfera na região do infravermelho termal.

4.5. Efeito da Absorção Contínua do Vapor D'água sobre o Resfriamento Radiativo da Atmosfera

Discutiu-se, anteriormente, que a inclusão da absorção contínua nos cálculos de irradiâncias, leva a uma redução sistemática nos valores dos saldos de radiação nos diferentes níveis da atmosfera. Entretanto, quando se determina as divergências dos saldos de radiação e, por conseguinte as taxas de resfriamento radiativo, verifica-se que a inclusão da absorção contínua nos cálculos implica um aumento nos valores da taxa de resfriamento radiativo, especialmente na região mais próxima do solo (onde o vapor d'água apresenta maiores concentrações), estendendo-se até, praticamente, o limite superior da troposfera, o que pode ser verificado na Figura 7.

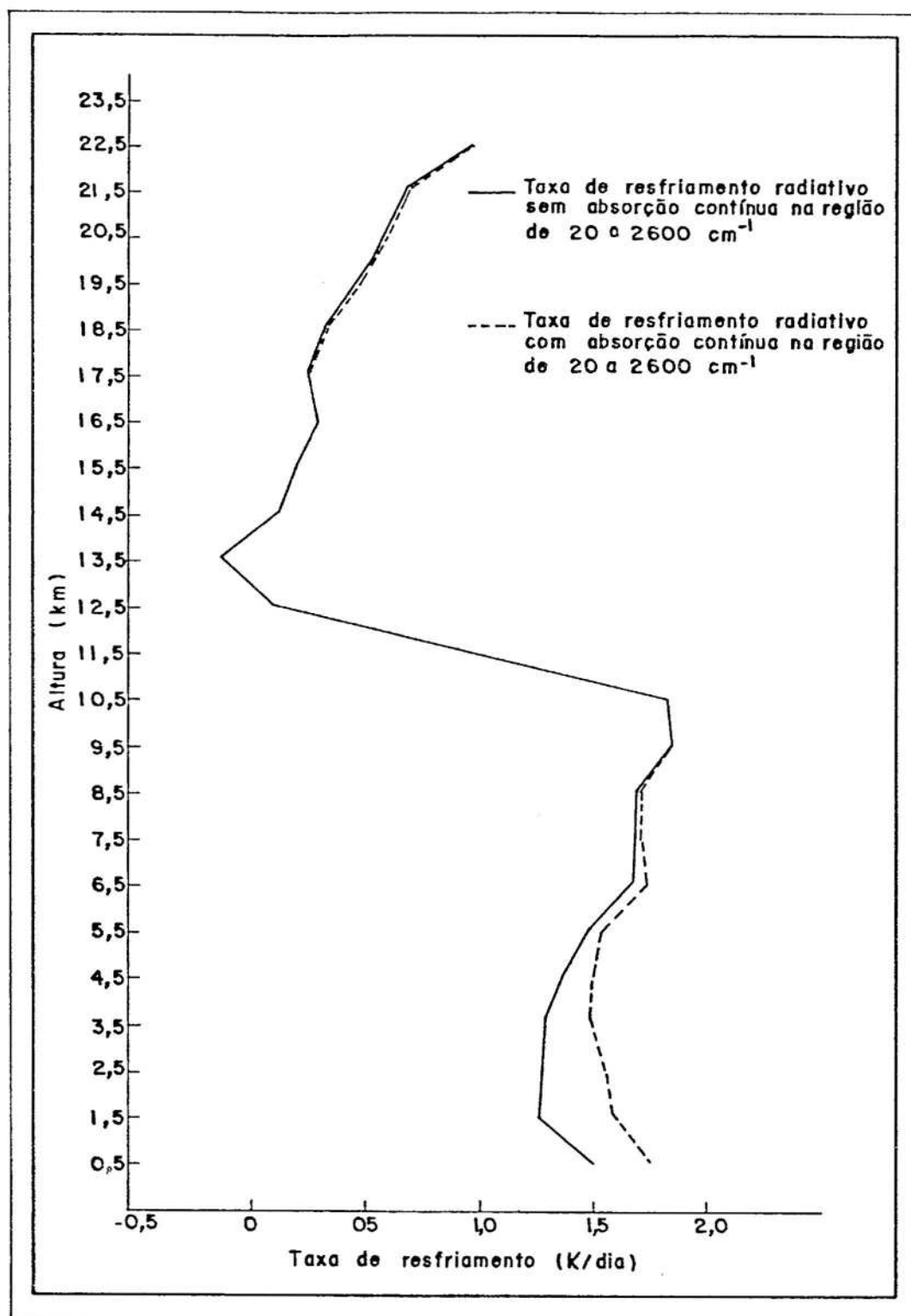


FIGURA 7 - Taxas de Resfriamento Radiativo para a Faixa Espectral de 20 a 2.600 cm^{-1} , Considerando a Absorção Contínua (Linha Tracejada) e Desprezando a Absorção Contínua (Linha Contínua), para a Atmosfera-Padrão (Verão, Latitudes Médias).

5. RESUMO E CONCLUSÕES

Desenvolveu-se um modelo para calcular radiâncias, irradiâncias e taxas de resfriamento atmosférico em condições de céu descoberto, na região do infravermelho termal no intervalo espectral de 20 a 2.600 cm^{-1} . As funções de transmissão foram extraídas do código computacional LOWTRAN 6, com resolução espectral de 20 cm^{-1} , e complementadas com as funções de transmissão de CHOU e ARKING, para números de ondas inferiores a 350 cm^{-1} .

O modelo desenvolvido apresentou bom desempenho quando comparado com os resultados dos modelos-padrão LMD e GFDL.

Ficou evidenciado que o código LOWTRAN 6, não fornecendo transmitâncias para números de ondas inferiores a 350 cm^{-1} , deixa a desejar no que se refere aos cálculos do resfriamento radiativo da atmosfera.

A inclusão da banda rotacional do vapor d'água (compreendendo a região espectral de 20 a 350 cm^{-1}) é de

importância capital para os cálculos do resfriamento atmosférico, principalmente na média e alta troposfera.

A inclusão da absorção contínua associada ao vapor d'água é importante para os cálculos das divergências dos saldos de radiação levando a um aumento nas taxas de resfriamento atmosférico, mais notadamente na baixa troposfera, onde o vapor d'água se encontra em maior concentração.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- ALVES, A.R. On the interactions of longwave radiation, microphysics, and turbulence in boundary layer clouds. Purdue, Purdue University, 1987. 187 p. (Tese Ph.D).
- CHOU, M.D., & ARKING, A. Computations of infrared cooling rates in the water vapor bands. Journal of the Atmospheric Sciences, 37: 855-867, 1980.
- FLEAGLE, R.G. & BUSINGER, J.A. An Introduction to Atmospheric Physics. 2 ed. New York, Academic Press, 1980. 432 p.
- KNEIZYS, F.X.; SHETTLE, E.P.; GALLERY, W.O. et al. Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN 5. Hanscom AFB, MA, Air Force Geophysics Laboratory, 1983. 233 p. (AFGL-TR-83-0187).
- KNEIZYS, F.X.; SHETTLE, E.P.; GALLERY, W.O. et al. Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN 6. Hanscom AFB, MA, Air Force Geophysics Laboratory, 1980.
- LUTHER, F.M. & FOURQUART, Y. The intercomparison of radiation codes in climates models (ICRCCM). Frescati, s.ed., 1984. 37 p. (WCP-93 WMO).
- McCLATCHY, R.A., FENN, R.W., SELBY, J.E.A. et al. Optical properties of the atmosphere. Bedford, MA, Air Force Cambridge Research Laboratories, 1971. 85 p. (AFCRL-71-0279).
- PALTRIDGE, G.W. & PLATT, G.M.R. Radiative processes in meteorology and climatology. Amsterdam, Elsevier, 1976. 318 p.

- ROBINSON, N. Solar Energy. Amsterdam, Elsevier, 1966. 347 p.
- RAMANATHAN, V. Radiative transfer within the Earth's troposphere and stratosphere: A simplified radiative-convective model. Journal of the Atmospheric Sciences, 39: 1532-1533, 1982.
- WEHRBEIN, W.M. & LEVY, C.B., An Accurate Radiative Heating and Cooling Algorithm for use in a Dynamical Model of the Middle Atmosphere. Journal of the Atmospheric Sciences, 39(7): 1532-1544, july, 1982.

APENDICE

APÊNDICE A

Listagem do Programa Principal e da Subrotina LOW61 (parte
do programa computacional LOWTRAN 6-Modificado
por ALVES, A.R.*)

* Comunicação pessoal.

PROGRAMA PRINCIPAL

PROGRAMA QUE CALCULA RADIÂNCIAS E IRRADIÂNCIAS DIRIGIDO PARA CIMA E PARA BAIXO E TAXAS DE RESFRIAMENTO RADIATIVO PARA AS CAMADAS EM ESTUDO. ESTE PROGRAMA CALCULA A TAXA DE RESFRIAMENTO ATMOSFÉRICO CONSIDERANDO A ABSORÇÃO CONTÍNUA E SEM CONTÍNUA ASSOCIADO AO VAPOR D'ÁGUA NA REGIÃO 350 A 2600 CM⁻¹. QUANDO SE CONSIDERA A ABSORÇÃO CONTÍNUA USA-SE A SUBROTINA LOW61 NORMALMENTE. QUANDO NÃO SE CONSIDERA ABSORÇÃO CONTÍNUA USA-SE A SUBROTINA LOW61 COM OS DADOS ZERADOS NAS DECLARAÇÕES:

BLOCK DATA SF260

BLOCK DATA BFH20

BLOCK DATA SF296

O CÁLCULO DA TRANSMITÂNCIA ATMOSFÉRICA FOI FORNECIDO PELA SUBROTINA LOW61(PARTE DO PROGRAMA PRINCIPAL LOWTRAN 6).

ESTE PROGRAMA CALCULA:

- 1) TEMPERATURA MÉDIA PARA CADA CAMADA ATMOSFÉRICA;
- 2) PRESSÃO MÉDIA PARA CADA CAMADA ATMOSFÉRICA;
- 3) DENSIDADE MÉDIA PARA CADA CAMADA ATMOSFÉRICA;
- 4) FUNÇÃO DE PLANCK PARA CADA CAMADA ATMOSFÉRICA.

UNIDADES:

RADIÂNCIA => W.m⁻².sr⁻¹/cm⁻¹

IRRADIÂNCIA => W/M**2

TAXA DE RESFRIAMENTO ATMOSFÉRICO => K/DIA

FUNÇÃO DE PLANCK => W.m⁻².sr⁻¹/cm

COMMON /CARD1/ MODEL, ITYPE, IEMSCT, M1, M2, M3, IM, NOPRNT,
1TBOUND, SLAB

COMMON /CARD2/ IHAZE, ISEASN, IVULCN, ICSTL, ICIR, IVSA,
1VIS, WSS, WHH, RAINRT

COMMON /CARD3/ H1, H2, ANGLE, RANGE, BETA, RE, LEN

COMMON /CARD4/ V1, V2, DV

DIMENSION TM(33), P(33), Z(33), ZZ(33), T(33), ZW(33)
DIMENSION B(33, 113), W(3), DF(33), PM(32)

REAL H1,H2
 REAL IU(33),ID(33),TXR(33),MI(3),V

PRESSAO (MB)

DATA P(1),P(2),P(3),P(4),P(5),P(6),P(7),P(8),P(9),P(10),
 *P(11),P(12),P(13),P(14),P(15),P(16),P(17),P(18),P(19),
 *P(20),P(21),P(22),P(23),P(24),P(25),P(26),P(27),P(28),
 *P(29),P(30),P(31),P(32),P(33)/1013.0,902.0,802.0,710.0,
 *628.0,554.0,487.0,425.0,372.0,324.0,281.0,243.0,209.0,
 *179.0,153.0,130.0,111.0,95.0,81.0,69.50,59.50,51.0,43.7,
 *37.600,32.200,27.700,13.20,6.52,3.33,1.76,0.951,0.067,
 *0.000/

TEMPERATURA (K)

DATA T(1),T(2),T(3),T(4),T(5),T(6),T(7),T(8),T(9),T(10),
 *T(11),T(12),T(13),T(14),T(15),T(16),T(17),T(18),T(19),
 *T(20),T(21),T(22),T(23),T(24),T(25),T(26),T(27),T(28),
 *T(29),T(30),T(31),T(32),T(33)/294.0,290.0,285.0,279.0,27
 *3.0,267.0,261.0,255.0,248.0,242.0,235.0,229.0,222.0,216.0
 *,216.0,216.0,216.0,216.0,216.0,217.0,218.0,219.0,220.0,22
 *2.0,223.0,224.0,234.0,245.0,258.0,270.0,276.0,218.0,
 *210.00/

ALTITUDE (KM)

DATA Z(1),Z(2),Z(3),Z(4),Z(5),Z(6),Z(7),Z(8),Z(9),Z(10),
 *Z(11),Z(12),Z(13),Z(14),Z(15),Z(16),Z(17),Z(18),Z(19),
 *Z(20),Z(21),Z(22),Z(23),Z(24),Z(25),Z(26),Z(27),Z(28),
 *Z(29),Z(30),Z(31),Z(32),Z(33)/0.0,1.0,2.0,3.0,4.0,5.0,
 *6.0,7.0,8.0,9.0,10.0,11.0,12.0,13.0,14.0,15.0,16.0,17.0,
 *18.0,19.0,20.0,21.0,22.0,23.0,24.0,25.0,30.0,35.0,40.0,
 *45.0,50.0,70.0,100.0/

ALTITUDE MEDIA ENTRE DUAS CAMADAS (KM)

BIBLIOTECA
 DEPTO. ENG. AGRICOLA

```

C
C
C *****
DATA ZZ(1),ZZ(2),ZZ(3),ZZ(4),ZZ(5),ZZ(6),ZZ(7),ZZ(8),ZZ(9)
*,ZZ(10),ZZ(11),ZZ(12),ZZ(13),ZZ(14),ZZ(15),ZZ(16),ZZ(17),
*ZZ(18),ZZ(19),ZZ(20),ZZ(21),ZZ(22),ZZ(23),ZZ(24),ZZ(25),
*ZZ(26),ZZ(27),ZZ(28),ZZ(29),ZZ(30),ZZ(31),ZZ(32)/
*0.5,1.5,2.5,3.5,4.5,5.5,6.5,7.5,8.5,9.5,10.5,11.5,12.5,
*13.5,14.5,15.5,16.5,17.5,18.5,19.5,20.5,21.5,22.5,23.5,
*24.5,27.5,32.5,37.5,42.5,47.5,60.0,85.0/

C
C *****
DATA MI(1),MI(2),MI(3)/0.1127016654,0.5000,0.8872983346/
DATA W(1),W(2),W(3)/0.27777777778,0.44444444,0.2777777778/
C *****
C
C CP= CALOR ESPECIFICO A PRESSAO CONSTANTE J/KG*K
C R=J/KG*K
C R=287.05
C CP=1005.
C PI=3.141617118
C TM(1)=294.0
C WRITE(5,6767) TM(1)
6767 FORMAT(30X,'TM( 1)=' ,F5.1,/)
C L=0
C NI=1
C NS=2
330 DP=P(NS)/P(NI)
C DZ=Z(NS)-Z(NI)
C AK=-(LOG(DP))/DZ
C X=-AK*(ZZ(NI)-Z(NI))
C PMM=P(NI)*EXP(X)
C PM(NI)=PMM
C TM(NS)=(T(NI)+T(NS))/2.
C WRITE(5,331) NS,NS, TM(NS)
331 FORMAT(20X,'NS=' ,I2,5X,'TM(' ,I2,')=' ,F5.1)
C DM=(100.*PMM)/R*TM(NS)
C WRITE(5,924) DM
924 FORMAT(10X,'DM=' ,E12.6)
C Y=1./DM*CP
C ZW(NI)=-Y/DZ

C
C *****
C
C CALCULO DA TEMPERATURA MEDIA ENTRE DUAS CAMADAS ENTRE OS
C NIVEIS DE 70 KM A 100 KM.
C
C *****
C

```

```

NI=NI+1
NS=NS+1
IF(NI.EQ.32) GO TO 335
GO TO 330
335 TM(NS)=(T(NI)+T(NS))/2.
WRITE(5,331) NS,NS, TM(NS)
DZ=Z(NS)-Z(NI)
DP=(P(NS)-P(NI))/(Z(NS)-Z(NI))
PMM=P(NS)-DP*(Z(NI)-Z(NI))
PM(NI)=PMM
DM=(100.*PMM)/R*TM(NS)
WRITE(5,924) DM
Y=1./DM*CP

C
ZW(NI)=-Y/DZ

C
C *****
C
C CALCULO DA RADIANCIA PARA CIMA NO NIVEL DO SOLO
C
C *****

C
V=NUMERO DE ONDA EM CM-1
C
TM=TEMPERATURA MEDIA NA CAMADAEM GRAUS K
C
N =NUMERO DE NIVEIS
C
M =NIVEL DA EMITANCIA ESPECTRAL
C
U =RADIANCIA PARA CIMA (W/M**2*SR)
C
SU=SOMATORIO DE U
C
IU(N)=IRRADIANCIA PARA CIMA (W/M**2)
C
TR1=TRANSMITANCIA (ADIMENSIONAL)
C
TR2=TRANSMITANCIA (ADIMENSIONAL)
C
B(M,IVE)=FUNCAO DE PLANCK
C
IVE=INDECE QUE CORESPONDE A V=360. ==> IVE=1
C
C V=380. ==> IVE=2
C
C " "
C
C " "
C
C V=2600. ==> IVE=112
C

H1=0.
H2=0.
IVE=0
SU=0.
U=0.
M=1
N=1
V=360.
TMM=TM(M)
35 CALL PPP(TMM,V,BA)
IVE=((V-360.)/20.)+1.
B(M,IVE)=BA

```

```

      U=B(M,IVE)
      SU=SU+U
      IF(V.EQ.2600.) GO TO 30
      V=V+20.
      GO TO 35
C
C
C *****
C
C CALCULO DA IRRADIANCIA PARA CIMA NO NIVEL DA SUPERFICIE
C
C *****
C
30  IU(N)=PI*SU*20.
    WRITE(5,141)
141  FORMAT(/,/,10X,'IRRADIANCIA NA DIRECAO PARA CIMA',/,/)
    LL=Z(N)
    WRITE(5,132)N,IU(N)
132  FORMAT(10X,'IU(',I3,')=' ,E12.6,2X)
      M=2
3001  V=360.
      TMM=TM(M)
3500  CALL PPP(TMM,V,BA)
      IVE=((V-360.)/20.)+1.
      B(M,IVE)=BA
      IF(V.EQ.2600.) GO TO 3000
      V=V+20.
      GO TO 3500
3000  M=M+1
      IF(M.EQ.34) GO TO 185
      GO TO 3001
C
C
C *****
C
C CALCULO DAS RADIANCIAS E IRRADIANCIAS DIRIGIDO PARA CIMA
C NA REGIAO DE 350 A 2600 CM-1.
C
C *****
C
185  N=N+1
      SU=0.
      LL=Z(N)
      V=360.
      ANGLE=83.528925
      M=0
      ASU=0
90   USA=0.
      S2=0.
      S6=0.

```


[illegible]


```

1200 V=V+20.
      GO TO 120
1146 V=V+20.
      H1=H1+1.
      GO TO 120
140  IF(ANGLE.EQ.83.528925) GO TO 145
      IF(ANGLE.EQ.60.00) GO TO 150
      S2=SU*MI(3)*W(3)*20.
      SU=0
C
      USA=S8+S6+S2
      ASU=USA+ASU
C
      WRITE(5,*)H1,H2
      H1=H1+1.
      IF(H1.GT.25.) GO TO 153
      GO TO 90
153  H1=H1+4.
      IF(H1.LE.50.) GO TO 90
      H1=H1+15.
      GO TO 90
145  S8=SU*MI(1)*W(1)*20.
      SU=0
      ANGLE=60.00
1110 IF(M.LE.26) GO TO 1100
      V=360.
      H1=H1+5.
      IF(H1.LE.50.) GO TO 120
      H1=H1+15.
      GO TO 120
1100 V=360.
      H1=H1+1.
      GO TO 120
150  S6=SU*MI(2)*W(2)*20.
      SU=0
      ANGLE=27.464309
      GO TO 1110
50   ANGLE=83.528925
      V=360.
165  V1=V-5.
      V2=V
      DV=5.
      IV=DV
      MODEL=2
C
      SELECT THE MODEL
C
      ITYPE=2
      IHAZE=0
      SUMVV=0
      SUMV=0
      TR=0

```

[illegible]

```

SU=0
ANGLE=60.00
V=360.
GO TO 165
175 S6=SU*MI(2)*W(2)*20.
SU=0
    ANGLE=27.464209
    V=360.
    GO TO 165
180 ASU=0
C
C *****
C
C PROGRAMA QUE CALCULA RADIANCIAIS E IRRADIANCIAIS PARA BAIXO
C NA REGIAO ENTRE 350 - 2600 CM-1
C *****
C
C WRITE(5,441)
441 FORMAT(/,/,10X,'IRRADIANCIA NA DIRECAO PARA BAIXO',/,/)
C
C
C
C N=33
Y=1.
ASD=0.
DSA=0.
S8=0.
S6=0.
S2=0.
J=2
H1=0.
2500 I=J
    H2=Y
    V=360.
    ANGLE=83.528925
C
C
205 V1=V-5.
    V2=V
    DV=5.
    IV=DV
    MODEL=2
C SELECT THE MODEL
C
C ITYPE=2
IHAZE=0
SUMVV=0
SUMV=0
TR=0

```



```

SD=0.
ANGLE=27.464309
V=360.
GO TO 205
220 ID(N)=2.*PI*ASD
WRITE(5,340)N,ID(N)
IF(N.EQ.1) GO TO 377
340 FORMAT(10X,'ID(',I2,')=' ,E12.6)
GO TO 230
225 I=I+1
IF(H2.GE.25.) GO TO 342
H2=H2+1.
GO TO 235
342 H2=H2+5.
IF(H2.GT.50.) GO TO 345
GO TO 235
345 H2=H2+15.
IF(H2.GT.70.) GO TO 347
GO TO 235
347 H2=H2+10.
235 ANGLE=83.528925
V=360.

C
C
236 V1=V-5.
V2=V
DV=5.
IV=DV
MODEL=2
C SELECT THE MODEL
C
ITYPE=2
IHAZE=0
SUMVV=0
SUMV=0
TR=0

C
RANGE=0.
BETA=0.
RO=0
LEN=0
NOPRNT=0
IM=0
M1=0
M2=0
M3=0
IEMSCT=1
TBOUND=0
ISEASN=0

```



```

      V=360.
      GO TO 236
255   DSA=S8+S6+S2
      ASD=DSA+ASD
      GO TO 400
C
C
230   J=J+1
      N=N-1
      ASD=0.
      DSA=0.
      IF(N.EQ.1) GO TO 367
      IF(Y.GE.25.) GO TO 363
      GO TO 505
363   Y=Y+5.
      IF(Y.GT.50.) GO TO 365
      GO TO 367
365   Y=Y+15.
      IF(Y.GT.70.) GO TO 369
      GO TO 367
369   Y=Y+10.
      GO TO 367
505   Y=Y+1.
367   IF(H1.GE.25.) GO TO 399
      GO TO 705
399   H1=H1+5.
      IF(H1.GT.50.) GO TO 371
      GO TO 2500
371   H1=H1+15.
      IF(H1.GT.70.) GO TO 375
      GO TO 2500
375   H1=H1+10.
      IF(N.EQ.1) GO TO 220
      GO TO 2500
705   H1=H1+1.
      GO TO 2500
C
C
      *****
C
C   CALCULO DA TAXA DE RESFRIAMENTO NA FAIXA DE 350- 2600 CM-1
C
C
      *****
C
377   K=1
      L=33
325   DF(K)=IU(K)-ID(L)
      K=K+1
      L=L-1
      IF(L.EQ.0) GO TO 320
      GO TO 325

```

```
320  K=1
      L=2
324  VDF=DF(L)-DF(K)
      TXR(K)=(ZW(K)*VDF)*86400.
      WRITE(5,4)K,ZZ(K), K,PM(K),K, TXR(K)
  4   FORMAT(/,5X,'ZZ(',I2,')=',F5.2,'KM',5X,
*      'PM(',I2,')=',F7.2,'MB',5X,
*      'TXR(',I2,')=',E12.6,2X,'K/DIA')
      IF(L.EQ.33) GO TO 322
      L=L+1
      K=K+1
      GO TO 324
322  STOP
      END
```

```

SUBROUTINE LOW61(SUMVV,SUMV,TR)
C
C
C SUMVV= RADIANCE (W/CM**2*SR*MICRON) - FROM SUB. TRANS
C SUMV = RADIANCE (W/CM**2*SR*CM-1) - "
C TX(9) = TOTAL TRANSMITTANCE (TX(9)-FROM SUBROUTINE TRANSJ)
C
COMMON RELHUM(34),HSTOR(34),ICH(4),VH(16),TX(16),W(16)
COMMON WPATH(68,16),TBBY(68)
COMMON ABSC(4,40),EXTC(4,40),VX2(40)
COMMON /IFIL/ IRD,IPR,IPU,NPR
COMMON /CARD1/ MODEL,ITYPE,IEM SCT,M1,M2,M3,IM,NOPRNT,
1TBOUND,SALB
COMMON /CARD2/ IHAZE,ISEASN,IVULCN,ICSTL,ICIR,IVSA,
1VIS,WSS,WHH,RAINRT
COMMON /CARD3/ H1,H2,ANGLE,RANGE,BETA,RE,LEN
COMMON /CARD4/ V1,V2,DV
COMMON /CNSTNS/ PI,CA,DEG,GCAIR,BIGNUM,BIGEXP
COMMON /CNTRL/ KMAX,M,IKMAX,NL,ML,IKLO,ISSGEO
COMMON /MODEL/ ZM(34),PM(34),TM(34),RFNDX(34),DENSTY(16,34)
COMMON /SOLS/ AH1(68),ARH(68),WPATHS(68,16),PA(68),PR(68),
1ATHETA(35),ADBETA(35),LJ(69),JTURN,ANGSUN
COMMON /MART/ RHH
COMMON /USRDTA/ NANGLS,ANGF(50),F(4,50)
COMMON /MDLZ/ HMDLZ(8)
COMMON /ZVSALY/ ZVSA(10),RHVSA(10),AHVSA(10),IHVSA(10)
COMMON /TITL/ HHAZE(5,15),HSEASN(5,2),HVULCN(5,5),BLANK,
XVSB(9),HMET(5,2),HMODEL(5,8),HTRRAD(6,4)
C DATA IRPT / 0 /
IRPT=0
IRD = 5
IPR = 6
IPU = 7
PI=2.0*ASIN(1.0)
CA=PI/180.
DEG= 1.0/CA
GCAIR = 2.87053E+3
BIGNUM = 1.0E38
BIGEXP = 87.0
NL=33
KMAX=16
C*****START CALCULATION
100 CONTINUE
M=MODEL
NPR = NOPRNT
C*****CARD 2 AEROSOL MODEL
C
IF(VIS.LE.0.0.AND.IHAZE.GT.0) VIS=VSB(IHAZE)
RHH= 0.
IF(MODEL.EQ.0.OR.MODEL.EQ.7) GO TO 205

```

```

      IF((MODEL.EQ.3.OR.MODEL.EQ.5).AND.ISEASN.EQ.0) ISEASN=2
C
      IF(IHAZE.EQ.3) CALL MARINE(VIS,
      *MODEL,WSS,WHH,ICSTL,EXTC,ABSC,1)
      ICH(1)=IHAZE
      ICH(2)=6
      ICH(3)=9+IVULCN
205    IF(RAINRT.EQ.0) GO TO 210
      210    ICH(4)=15
      IF(ICH(1).LE.0) ICH(1)=1
      IF(ICH(3).LE.9) ICH(3)=10
      IFLGA=0
      IFLGT=0
      CTHIK=-99.
      CALT=-99.
      ISEED=-99
230    CONTINUE
C*****CARD 2B VERTICAL STRUCTURE ALGORITHM
      ZCVSA=-99.
      ZTVSA=-99.
      ZINVSA=-99.
240    IF (MODEL.NE.7) ML=NL
      DO 250 I=1,5
      IF(M.NE.0) HMODEL(I,7)=HMODEL(I,M)
250    IF(M.EQ.0) HMODEL(I,7)=HMODEL(I,8)
260    CONTINUE
300    CONTINUE
C*****CARD 3 GEOMETRY PARAMETERS
      310 CONTINUE
      312 CONTINUE
      IF (MODEL.EQ.0) GO TO 320
C*****CARD 3
      GO TO 320
C*****CARD 3 FOR DIRECTLY TRANSMITTED SOLAR RADIANCE (IEMSCT = 3)
      315 CONTINUE
C*****RO IS THE RADIUS OF THE EARTH
320    RE=6371.23
      IF (MODEL.EQ.1) RE=6378.39
      IF (MODEL.EQ.4) RE=6356.91
      IF (MODEL.EQ.5) RE=6356.91
      IF (RO.GT.0.0) RE=RO
      321 CONTINUE
      IPARM =-99
      IPH    =-99
      IDAY   =-99
      ISOURC=-99
C
      PARM1 =-99.
      PARM2 =-99.
      PARM3 =-99.

```

```

      PARM4 =-99.
      TIME  =-99.
      PSIPO =-99.
      ANGLEM=-99.
      G     =-99.

C
      IF (IEMSCT.NE.2) GO TO 330
C*****CARD 3A1
      330 CONTINUE
      IF (IRPT.EQ.3) GO TO 500
C*****CARD 4 WAVENUMBER
      400 CONTINUE
      IF (IRPT.EQ.4) GO TO 560
500    CONTINUE
      MDEL=MODEL
      IF(MDEL.EQ.0)MDEL=8
      MM1=MDEL
      MM2=MDEL
      MM3=MDEL
      IF(M1.NE.0)MM1=M1
      IF(M2.NE.0)MM2=M2
      IF(M3.NE.0)MM3=M3
510    IF(M.EQ.7) GO TO 520
      IF(ISEASN.EQ.0)ISEASN=1
      IF(IVULCN.LE.0) IVULCN=1
      IHVUL=IVULCN+9
      IHMET=1
      IF(IVULCN.GT.1)IHMET=2
      IF(IHAZE.EQ.0) GO TO 520
520    CONTINUE
      IF (IEMSCT.NE.2) GO TO 550
C
C*****INTREPRET SOLAR SCATTERING PARAMETERS
550    CONTINUE
      V1 =FLOAT(INT(V1/5.0+0.1))*5.0
      V2 =FLOAT(INT(V2/5.0+0.1))*5.0
      ALAM1=10000./V1
      ALAM2=10000./V2
      IF(DV.LT.5.)DV=5.
      DV=FLOAT(INT(DV/5+0.1))*5.0
C*****LOAD ATMOSPHERIC PROFILE INTO /MODEL/
C
      CALL STDMDL
C
C*****TRACE PATH THROUGH THE ATMOSPHERE AND CALCULATE ABSORBER
CAMOUNTS
      ISSGEO=0
      CALL GEO ( IERROR,BENDNG )
C
      IF(IERROR.GT.0) GO TO 630

```

```
      IF(IEMSCT.EQ.3 .AND. IERROR.EQ. -5) GO TO 557
      GO TO 558
557  CONTINUE
      GO TO 630
558  CONTINUE
      IF(IERROR.GT.0) GO TO 630
      CALL EXABIN
560  CONTINUE
      IRPT=0
      IRAIN=0
      IF(RAINRT.GT.0) IRAIN=1
C
      CALL TRANS(IPH,ISOURC,IDAY,ANGLEM,SUMV,SUMVV,IX(9))
      TR=IX(9)
1610 CONTINUE
630  CONTINUE
      IF (IRPT.EQ.0) GO TO 900
      IF (IRPT.GT.4) GO TO 900
      GO TO (100,900,300,400), IRPT
      900 RETURN
      END
C
```