

## **Aplicação de um Método Numérico para o Cálculo de Radiação Infravermelha na Atmosfera**

**G. S. S. NUNES e Y. VISWANADHAM**

*Instituto de Pesquisas Espaciais / CNPq, São José dos Campos, SP*

Recebido em 7 de Julho de 1978

O presente trabalho apresenta um estudo dos resultados obtidos da aplicação de um método numérico proposto por Nunes e Viswanadham (1977), para o cálculo do fluxo de radiação infravermelha e da taxa de resfriamento radiativo na atmosfera. Foram usados os dados de emissividade de fluxo do vapor d'água obtidos por Staley e Jurica. Os resultados apresentam-se compatíveis com os obtidos por outras técnicas, e com a vantagem de que o tempo de computação é mais curto. Para ilustrar a versatilidade do esquema de computação são usados vários exemplos de interesse meteorológico. A concordância entre os resultados é boa e mostra a confiabilidade do método proposto para se calcular perfis verticais de fluxos de radiação infravermelha e taxa de variação local de temperatura. O método, portanto, pode ser usado em problemas que envolvem uma grande massa de dados atmosféricos.

Results of the application of a numerical scheme described by Nunes and Viswanadham (1977) for calculating the atmospheric infrared radiation flux and atmospheric cooling rates are presented in this work. The water vapor flux emissivity data of Staley and Jurica are used in the numerical method. The results are in agreement with those obtained using other techniques. A number of examples of meteorological interest are worked out to illustrate the versatility and short-time consumption of the computation scheme. Therefore, the method might be used to evaluate infrared flux and flux divergence in problems involving a large amount of atmospheric data.

## 1. INTRODUÇÃO

Em trabalho recente, Nunes e Viswanadham (1977), apresentaram uma abordagem da importância do conhecimento dos fluxos de radiação infravermelha ascendente (FRIA), descendente (FRID) e líquido (FRIL) na atmosfera. Diversos métodos convencionais de obtenção desses fluxos, a partir de dados termodinâmicos (pressão, temperatura e umidade), foram apresentados, e a conveniência de uso de cada um desses métodos foi discutida. Com o objetivo de tentar superar algumas limitações dos métodos acima, Nunes e Viswanadham desenvolveram um método numérico, com base na integração da equação da transferência radiativa. A aplicação desse método é objeto desse trabalho.

Com o objetivo de testar sua aplicabilidade em diferentes condições atmosféricas, elaborou-se um programa em FORTRAN IV, destinado a proceder os cálculos dos parâmetros de radiação. Procurou-se estabelecer um esquema de computação versátil, para operar com uma grande massa de dados, e que deve estar habilitado a:

- Calcular os valores dos fluxos de radiação infravermelha e taxa de variação local de temperatura para níveis de referências específicos;

- Operar diretamente com dados de pressão atmosférica, temperatura do ar e concentração de absorventes, tanto na atmosfera quanto na estratosfera;

- Proceder à integração do fluxo de radiação infravermelha sobre a extensão vertical da atmosfera, para cada nível de referência especificado.

Tendo em vista a importância da radiação infravermelha no comportamento da atmosfera, este método, em virtude de seu desempenho e facilidade de uso, poderá contribuir significativamente para as seguintes atividades:

- Incorporação dos efeitos da radiação infravermelha em modelos de circulação atmosférica;

- Estudo da formação de intensas inversões de temperatura nas baixas camadas da atmosfera e formação de geadas;

- Estudo do comportamento de inversões de temperatura sobre a dispersão de poluentes atmosféricos;
- Previsão de formação de nevoeiros.

## 2. MÉTODO NUMÉRICO PARA OS CÁLCULOS DOS FLUXOS DE RADIAÇÃO INFRAVERMELHA E DA TAXA DE VARIAÇÃO LOCAL DE TEMPERATURA

### 2.1. Equações Básicas

Os métodos de cálculo dos fluxos de radiação infravermelha e taxa de variação local de temperatura na atmosfera, normalmente, são baseados em equações obtidas através da integração da equação da Transferência Radiativa. Essas equações têm sido determinadas por vários autores, que as têm colocado em formas convenientes para métodos de cálculos (gráfico, tabular ou numérico). Neste trabalho os fluxos de radiação infravermelha (FRI) e a taxa de variação local de temperatura (TVLT) são calculados com base no método numérico apresentado por Nunes e Viswanadham (1977), através das seguintes equações:

$$F_{LD}^{\downarrow} = \left\{ \int_{T(u=u_T)}^{T(u=u_t)} \left\{ \frac{\partial^2 F}{\partial T \partial u} \right\} + dT \right\} \Delta u \quad \frac{\partial F_{E^{\downarrow}}}{\partial u} \Delta u . \quad (1)$$

$$F_{LA}^{\uparrow} = \left\{ \int_{T(u=u_B)}^{T(u=u_S)} \left\{ \frac{\partial^2 F}{\partial T \partial u} \right\} + dT \right\} du . \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g}{C_p} \left( \frac{P}{P_0} \right)^{1/2} \left| \int_{u=0}^{u_t} \left\{ \frac{\partial \epsilon_f(u)}{\partial u} \frac{\partial (\sigma T^4)}{\partial u} \right\} + du + \right. \\ \left. + \sigma T_{E^4} \left( \frac{\partial \epsilon_f(u)}{\partial u} \right)_E - \int_{u=0}^{u=\infty} \left\{ \frac{\partial \epsilon_f(u)}{\partial u} \frac{\partial \sigma T^4}{\partial u} \right\} + du \right| , \quad (3)$$

Onde:

- $C_p$  - calor específico à pressão constante ( $\text{cal g}^{-1} \text{K}^{-1}$ );  
 $F$  - fluxo total de radiação infravermelha ( $\text{cal cm}^2 \text{min}^{-1}$ );  
 $F_{TA}$  - fluxo líquido de radiação ascendente ( $\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ );  
 $F_{LD}$  - fluxo líquido de radiação descendente ( $\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ );  
 $g$  - aceleração devida à gravidade ( $\text{cm s}^{-2}$ );  
 $P$  - pressão atmosférica (mb);  
 $P_p$  - pressão atmosférica padrão (mb);  
 $T$  - temperatura do ar ( $^{\circ}\text{K}$ );  
 $u$  - profundidade ótica corrigida para o vapor d'água ( $\text{g cm}^{-2}$ );  
 $u_t$ ,  $u_s$ ,  $u$  e  $u_B$  - referem-se à profundidade ótica corrigida, no topo da atmosfera, à superfície da terra, e no topo e na base de uma camada "A", respectivamente ( $\text{g cm}^{-2}$ );  
 $\partial T / \partial t$  - taxa de variação local de temperatura ( $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$ );  
 $\epsilon_j$  - emissividade de fluxo de radiação do vapor d'água;  
 $\sigma$  - constante de Stefan Boltzmann para fluxo ( $\text{erg cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{K}^{-4}$ ).

Os fluxos de radiação infravermelha e a taxa de variação local de temperatura podem ser calculados através da integração das expressões 1, 2 e 3 com respeito à profundidade ótica, utilizando o método de diferenças finitas. É uma boa aproximação supor a atmosfera estratificada com uma distribuição arbitrária de profundidade ótica, temperatura e umidade relativa, ou seja, supor que os parâmetros termodinâmicos são independentes das coordenadas horizontais, sendo função somente da altura. Segundo Brooks (1950), o erro relativo, introduzido nos cálculos da TVLT por essa aproximação, é inferior a três por cento. Nessas condições, pode-se substituir as integrais nas equações 1, 2 e 3 por somatórias e obter as equações 4, 5 e 6:

$$F_{LD}^{\downarrow} = \sum_{i=1}^M (\sigma T^4)_i \left( \frac{\partial \epsilon}{\partial u} \right)_i (\Delta u)_i \quad (4)$$

$$F_{LA}^{\uparrow} = (\sigma T_s^4) \left[ 1 - \sum_{i=1}^M \overline{\left( \frac{\partial \epsilon_f}{\partial u} \right)}_i (\Delta u)_i \right] - \sum_{i=1}^M \overline{(\sigma T^4)}_i \overline{\left( \frac{\partial \epsilon_f}{\partial u} \right)}_i (\Delta u)_i \quad (5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{g}{C_p} \left( \frac{P}{P_0} \right)^{1/2} \left[ \sum_{n=1}^N \Delta(\sigma T^4)_n \overline{\left( \frac{\partial \epsilon_f}{\partial u} \right)}_n + (\sigma T^4)_E \overline{\left( \frac{\partial \epsilon_f}{\partial u} \right)}_E - \sum_{m=1}^M \Delta(\sigma T^4)_m \overline{\left( \frac{\partial \epsilon_f}{\partial u} \right)}_m \right] \quad (6)$$

onde:

$T_s$  - temperatura do ar próximo à superfície da terra ( $^{\circ}\text{K}$ ).

A somatória com respeito a  $m$  refere-se às  $M$  camadas sucessivas, desde a superfície do solo até o nível de referência, enquanto que aquelas com respeito a "n" referem-se às  $N$  camadas sucessivas, acima do nível de referência.

Os fluxos totais de radiação e TVLT são calculados para cada nível de pressão.

### 3. PERFIS DE TEMPERATURA E UMIDADE USADOS

Como objetivo de verificar a validade do modelo, através de aplicações às condições atmosféricas reais e comparação dos resultados obtidos por outros métodos, foram utilizados os seguintes dados de radiossonda, obtidos em condições de céu limpo.

- a) Sondagens médias para o mês de março para diferentes faixas latitude no hemisfério norte, compilados por London (1950, 1952);
- b) Sondagem média para julho de 1941, para Portland, Maine (43,  $7^{\circ}\text{N}$ ,  $70,4^{\circ}\text{W}$ ) publicados por Brooks (1950);
- c) Dados colecionados por Rodgers e Walshaw (1966), para as seguintes condições atmosféricas:
  - Sondagens publicada por Brewer e Houghton (1956), área de Londres;

- Nairobi ( $1,5^{\circ}\text{S}$ ;  $36,8^{\circ}\text{E}$ ), 7 de janeiro de 1960, atmosfera tropical;
- Baía de Mould ( $71^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{W}$ ), 26 de janeiro de 1963, após um aquecimento estratosférico;
- Eureka, em 11 de janeiro de 1958, atmosfera ártica.

#### 4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS PARA DIFERENTES DADOS DE EMISSIVIDADE DE FLUXO ( $\epsilon_f$ )

Com o objetivo de pesquisar os erros, introduzidos na avaliação dos FRI e TVLT, por imprecisões nos dados de  $\epsilon_f$ , é apresentada a seguir uma investigação dos resultados obtidos com a utilização de dados termodinâmicos coletados em diferentes regiões da terra.

As tabelas 1a, 1b, 1c e 1d mostram uma comparação entre os valores dos FRI e da TVLT computados pelo presente método, que aqui chamar-se-á Método Numérico Presente (MNP), utilizando os dados de emissividade de fluxo publicados por Brooks (1950) e outros mais recentes obtidos por Staley e Jurica (1970), que serão considerados como padrões para fins de comparação.

A Tabela 1a mostra os resultados obtidos para uma sondagem média para a região tropical, compreendida entre  $0$  e  $10^{\circ}\text{N}$ , e com a utilização dos dois conjuntos de dados de  $\epsilon_f$  citados acima. A comparação dos valores para os FRI mostra ótima concordância para todos os níveis isobáricos. Contudo, para os baixos níveis, os valores dos FRID mostram uma subestimação com respeito aos resultados obtidos com a utilização dos dados de  $\epsilon_f$  de Brooks. O erro percentual máximo para o FRID é de  $9,6$  % na superfície da Terra, enquanto que este erro para o FRIA é pequeno. Os resultados para a TVLT mostram boa concordância para todos os níveis isobáricos e o desvio máximo é de  $1,36^{\circ}\text{C}/\text{dia}$ .

A Tabela 1b apresenta os resultados obtidos com os dois conjuntos de dados de  $\epsilon_f$ , com base em uma sondagem individual, na estação tropical de Nairobi ( $1,50^{\circ}\text{S}$ ;  $36,8^{\circ}\text{E}$ ). Estes dois resultados revelam uma boa concordância para os FRI e TVLT, para todos os níveis. Os erros percentuais

TABELA 1

COMPARAÇÃO DOS VALORES DO FLUXO DE RADIAÇÃO INFRAVERMELHA E  
TAXA DE VARIAÇÃO LOCAL DE TEMPERATURA

1a - Faixa de Latitude de 0° a 10°N.

P	T	U	q	F <sub>B</sub> ↑	F <sub>SJ</sub> ↑	EP(F↑)	F <sub>B</sub> ↑	F <sub>SJ</sub> ↑	EP(F↑)	-(TVLT) <sub>B</sub>	-(TVLT) <sub>SJ</sub>
(mb)	(°C)	(%)	(g/kg)	(LY/DIA)	(LY/DIA)	(%)	(LY/DIA)	(LY/DIA)	(%)	(°C/DIA)	(°C/DIA)
1011	27,7	82	18,83	620	686	9,6	973	973	0,0	3,17	3,76
902	22,8	68	13,08	506	549	7,8	954	953	0,1	1,52	2,33
858	20,6	63	11,13	510	546	6,6	935	934	0,1	1,60	1,94
830	19,2	60	10,4	492	518	5,0	921	919	0,9	1,49	2,85
808	18,2	59	9,53	471	493	4,5	914	912	0,2	1,09	2,25
780	16,9	57	8,78	479	491	2,4	907	904	0,3	1,73	2,23
710	13,3	52	6,98	412	418	1,4	885	879	0,7	2,39	2,38
636	7,8	48	4,99	362	263	0,3	860	856	0,5	1,69	1,62
604	5,5	46	4,29	333	334	0,3	842	837	0,6	1,42	1,41
562	2,0	44	3,45	319	323	1,2	827	824	0,4	-0,28	-0,31
495	3,5	41	4,05	273	278	1,8	816	810	0,7	7,43	7,64
435	-10,0	39	1,45	173	175	1,1	787	777	1,3	1,38	0,66
385	-16,6	38	0,88	151	155	2,6	779	773	0,8	-0,25	-0,27
340	-13,2	37	1,32	101	108	6,5	771	766	0,6	6,85	7,10
302	-28,5	38	0,35	79	87	9,2	778	770	1,0	1,34	1,41
291	-30,0	38	0,31	75	79	5,1	755	746	0,1	1,95	2,14
253	-38,5	40	0,15	46	49	6,1	733	715	2,4	1,81	1,80

Dados Termodinâmicos de Entrada: Perfis médios de temperatura e umidade relativa compilados por Yamamoto (1952) para a faixa de latitude de 0° a 10°N.

1b - NAIROBI (1,50°S; 36,8°E), em 7 de Janeiro de 1960

P	T	U	q	F <sub>B</sub> †	F <sub>SJ</sub> †	EP(F†)	F <sub>B</sub> †	F <sub>SJ</sub> †	EP(F†)	-(TVLT) <sub>B</sub>	-(TVLT) <sub>SJ</sub>
(mb)	(°C)	(%)	(g/kg)	(LY/DIA)	(LY/DIA)	(%)	(LY/DIA)	(LY/DIA)	(%)	(°C/DIA)	(°C/DIA)
1000	27,0	88	20,33	612	679	9,8	964	964	0,0	3,14	4,24
820	17,0	87	13,19	450	483	6,8	924	921	0,3	2,01	3,33
700	9,0	86	9,02	386	393	1,8	870	864	0,7	2,08	2,93
655	7,0	60	5,85	361	365	1,1	840	833	0,8	2,71	2,66
600	2,0	86	6,39	307	310	1,0	816	808	1,0	3,17	3,10
555	-3,0	75	4,08	242	240	0,8	792	783	1,1	1,33	1,24
525	-3,0	47	2,68	222	229	3,0	795	787	1,0	4,04	4,08
500	-6,0	47	2,20	135	141	4,2	780	773	0,9	3,01	3,00
485	-7,5	17	0,717	159	165	3,6	803	798	1,2	2,70	2,39
376	-19,9	12	0,2118	69	72	4,1	760	749	1,5	1,19	1,22
298	-34,8	47	0,2250	63	68	7,3	770	760	1,3	2,28	2,14
250	-42,2	17	0,0425	36	41	12,2	718	701	2,4	1,55	1,66
207	-51,2	21	0,0215	14	16	12,5	684	662	3,3	1,00	1,15
188	-56,2	28	0,0166	9	10	10,0	671	648	3,5	0,56	0,65
169	-59,7	51	0,0213	5	5	0,0	659	633	4,1	0,55	0,63
155	-64,8	47	0,0105	2	2	0,0	714	698	2,3	0,22	0,25
122	-74,6	57	0,0038	0	0	0,0	706	689	2,5	0,02	0,02

Dados Termodinâmicos da Entrada: Perfis médios de temperatura e razão de mistura publicados por Rodgers e Walshaw (1966) para Nairobi.



1c - PORTLAND, MAINE (43,7°N, 70,4°W) em Julho de 1941.

P	T	U	q	F <sub>B</sub> ↓	F <sub>SJ</sub> ↓	EP(F↑)	F <sub>B</sub> ↑	F <sub>SJ</sub> ↑	EP(F↑)	-(TVLT) <sub>B</sub>	-(TVLT) <sub>SJ</sub>
(mb)	(°C)	(%)	(g/kg)	(LY/DIA)	(LY/DIA)	(%)	(LY/DIA)	(LY/DIA)	(%)	(°C/DIA)	(°C/DIA)
1011	15,9	91	10,2	484	523	7,5	829	829	0,0	0,09	0,09
957	18,8	76	10,8	493	526	6,5	837	837	0,0	3,65	4,84
902	16,4	70	9,0	470	497	5,5	840	840	0,0	2,26	2,21
851	13,4	70	7,9	436	445	2,0	826	826	0,0	1,51	1,75
802	10,5	68	6,7	406	415	2,4	810	810	0,0	2,36	1,69
755	7,7	64	5,6	371	375	1,2	794	794	0,0	1,62	1,37
710	5,5	60	4,6	342	345	0,9	780	780	0,0	1,79	1,78
628	0,0	58	3,5	287	291	0,1	758	757	0,0	2,01	2,02
554	-5,2	50	2,2	229	229	0,1	734	733	0,2	2,16	2,62
487	-11,3	45	1,3	185	189	0,2	718	716	0,2	2,00	1,75
427	-17,7	44	0,8	127	134	4,9	695	694	0,1	1,97	1,79
373	-24,6	43	0,5	74	78	5,8	689	688	0,1	1,27	1,50
324	-31,9	41	0,2	71	75	5,4	695	695	0,0	1,74	1,02
281	-39,1	41	0,1	49	53	7,8	673	671	0,03	1,56	1,55

Dados Termodinâmicos de Entrada: Perfis médios de temperatura e de umidade relativa, publicados por Brooks (1950) para Portland, Maine.

## Id - FAIXA DE LATITUDE DE 60° A 70°N

P	T	U	q	$F_B \downarrow$	$E_{SJ} \downarrow$	EP(F $\downarrow$ )	$F_B \uparrow$	$F_{SJ} \uparrow$	EP(F $\uparrow$ )	$-(TVLT)_B$	$-(TVLT)_{SJ}$
(mb)	(°C)	(%)	(g/kg)	(LY/DIA)	(LY/DIA)	(%)	(LY/DIA)	(LY/DIA)	(%)	(°C/DIA)	(°C/DIA)
1015	-14,3	82	0,89	227	226	0,4	533	533	0,0	0,835	0,833
895	-17,0	78	0,75	194	191	1,5	529	529	0,0	0,598	0,569
822	-18,7	75	0,67	160	158	1,2	524	523	0,2	0,620	0,422
775	-20,0	73	0,61	160	164	2,4	521	521	0,0	0,745	0,399
677	-23,3	69	0,48	125	133	6,0	514	514	0,0	0,757	0,634
600	-26,7	66	0,37	122	127	3,9	509	509	0,0	1,106	1,460
581	-29,0	65	0,29	102	104	1,9	501	501	0,0	0,314	0,199
509	-34,0	62	0,19	104	116	10,3	498	497	0,2	0,482	0,469
448	-38,2	60	0,13	104	110	5,4	485	482	0,6	0,189	0,144
379	-42,0	62	0,10	106	117	9,4	479	477	0,4	0,057	0,005
360	-42,7	63	0,10	112	106	5,7	480	477	0,6	0,203	0,257
331	-45,5	68	0,09	124	122	1,6	483	480	0,6	0,021	0,062

Dados Termodinâmicos de Entrada: Perfis de temperatura e umidade relativa compilados por Yamamoto (1952) para a faixa de latitude de 60° a 70°N.

## Símbolos Usados:

- (TVLT)<sub>B</sub> - Valores da NLT, usando os valores de  $\epsilon_f$  publicados por Brooks (1950).  
 (TVLT)<sub>SJ</sub> - Valores da TVLT, usando os valores de  $\epsilon_f$  publicados por Staley e Jurica (1970).  
 $F_B \downarrow$  - Valores de FRID, usando os valores de  $\epsilon_f$  publicados por Brooks.  
 $F_{SJ} \downarrow$  - Valores de FRID, usando os valores de  $\epsilon_f$  publicados por Staley e Jurica.  
 $F_B \uparrow$  - Valores de FRIA, usando os valores de  $\epsilon_f$  publicados por Brooks.  
 $F_{SJ} \uparrow$  - Valores de FRIA, usando os valores de  $\epsilon_f$  publicados por Staley e Jurica.  
 EP(F $\downarrow$ ) - Erro percentual de FRID, devido a valores de  $\epsilon_f$  publicados por Brooks.  
 EP(F $\uparrow$ ) - Erro percentual de FRIA, devido a valores de  $\epsilon_f$  publicados por Brooks.

tuais máximos para os FRID e FRIA de 12,5 e 4,1, respectivamente, são encontrados nos altos níveis. A diferença máxima entre os valores para a TVLT de 1,32<sup>o</sup>C/dia é observada ao nível de 820 mb.

A Tabela 1c mostra os resultados obtidos para uma sondagem média para o mês de julho de 1941, em Portland, Maine (43,7<sup>o</sup>N; 70,4<sup>o</sup>W) nas latitudes médias. Os desvios entre os resultados obtidos para o FRI, com a utilização dos dois conjuntos de dados de  $\epsilon_f$ , mostram um erro máximo de 0,3 a 7,8 para os FRIA e FRID, respectivamente, no topo da atmosfera. Os resultados para a TVLT mostram uma boa concordância para todos os níveis, e o desvio máximo é de 1,180<sup>o</sup>C/dia.

Novamente, para a sondagem média da faixa de latitude de 60<sup>o</sup> a 70<sup>o</sup>N, i.e, nas latitudes altas, mostrada na Tabela 1d, verifica-se uma boa concordância entre os resultados para os FRI e TVLT, utilizando os dois conjuntos de dados de  $\epsilon_f$ . Tal como nos casos anteriores, observa-se uma melhor concordância entre os perfis para o FRIA que para o FRID. Os erros percentuais máximos são de 0,6 e 10,3 para os FRID e FRIA, respectivamente, e os desvios entre os valores para a NLT, para todos os níveis, são pequenos e apresentam um valor máximo de 0,354<sup>o</sup>C/dia.

As diferenças encontradas entre os resultados para os FRI e TVLT, nas Tabelas 1a, 1b, 1c e 1d, devem ser causadas por:

- a) Erros introduzidos na interpolação e extrapolação dos dados de  $\epsilon_f$ , já discutidos anteriormente;
- b) Diferentes valores de  $\epsilon_f$ , obtidos usando os dois conjuntos de dados (Brooks e Staley e Jurica) que entram nas fórmulas 4 a 6.

As diferenças verificadas nos valores obtidos para a TVLT são, principalmente, devidas às variações nos dados de  $\epsilon_f$  e sugerem que uma melhora progressiva, na precisão desses dados, poderá contribuir consideravelmente para melhorar os valores calculados para a TVLT.

Da discussão acima, conclui-se que os dois conjuntos de dados  $\epsilon_f$  produzem uma aproximação razoável para a determinação dos FRI e da TVLT na atmosfera

## 5. COMPARAÇÃO DO PRESENTE MÉTODO COM OUTROS MÉTODOS

A fim de testar sua validade, este método foi aplicado a condições meteorológicas diversas e, a seguir, os resultados foram comparados com os resultados obtidos por outros métodos.

Os principais erros introduzidos na avaliação dos FRI e da TVLT, pelo presente método, são atribuídos, principalmente, às seguintes causas: a) inexatidão dos dados de  $E_f$  utilizados; b) imprecisão nos cálculos da derivada da emissividade de fluxo com relação à profundidade Ótica; e c) erros de medição dos parâmetros termodinâmicos coletados por radiossonda.

Com o objetivo de identificar e verificar a importância das possíveis fontes de erros citadas acima, será feita, a seguir, uma discussão dos resultados, utilizando MNP e outros métodos gráficos e tabulares, que são usados convencionalmente.

### 5.1. Comparação dos resultados obtidos para os fluxos de radiação infravermelha

Os gráficos, apresentados nas Figuras 1a a 1c, mostram a distribuição vertical de radiação infravermelha descendente (FRID), ascendente (FRIA) e líquida (FRIL) na atmosfera, utilizando o método de Yamamoto (1952), as Tabelas de Radiação Atmosférica (TRA) elaboradas por Elsasser e Culbertson (1960) e MNP. Nas comparações em que se seguem foram utilizados os perfis de temperatura e profundidade Ótica publicados por London (1952) e os dados de  $E_f$  publicados por Staley e Jurica (1970).

Os dados termodinâmicos, para várias faixas de latitude, apresentados por London (1950), são fornecidos na forma de pressão, temperatura e umidade relativa. Em 1952, London publicou novamente esses dados, contudo, em vez de umidade relativa, foi apresentada a profundidade Ótica. Os cálculos da TVLT pelo MNP foram efetuados com base nos dados de umidade relativa. Yamamoto (1952) tabulou os dados de London (1950) para níveis isobáricos, os quais foram usados na construção das Tabelas 1a a 1d. Vários autores utilizaram os dados de London (1952) para o cálculo de FRI. Para a comparação dos resultados de um método com outros, deve-se usar os mesmos dados de entrada; por isso, os dados de London (1952) fo-

- TABELAS DE **RADIAÇÃO** NA ATMOSFERA
- .-.- CARTA DE **RADIAÇÃO** DE YAMAMOTO (1952)
- PRESENTE **MÉTODO**
- ) ) FLUXO DE **RADIAÇÃO** ASCENDENTE E DESCENDENTE

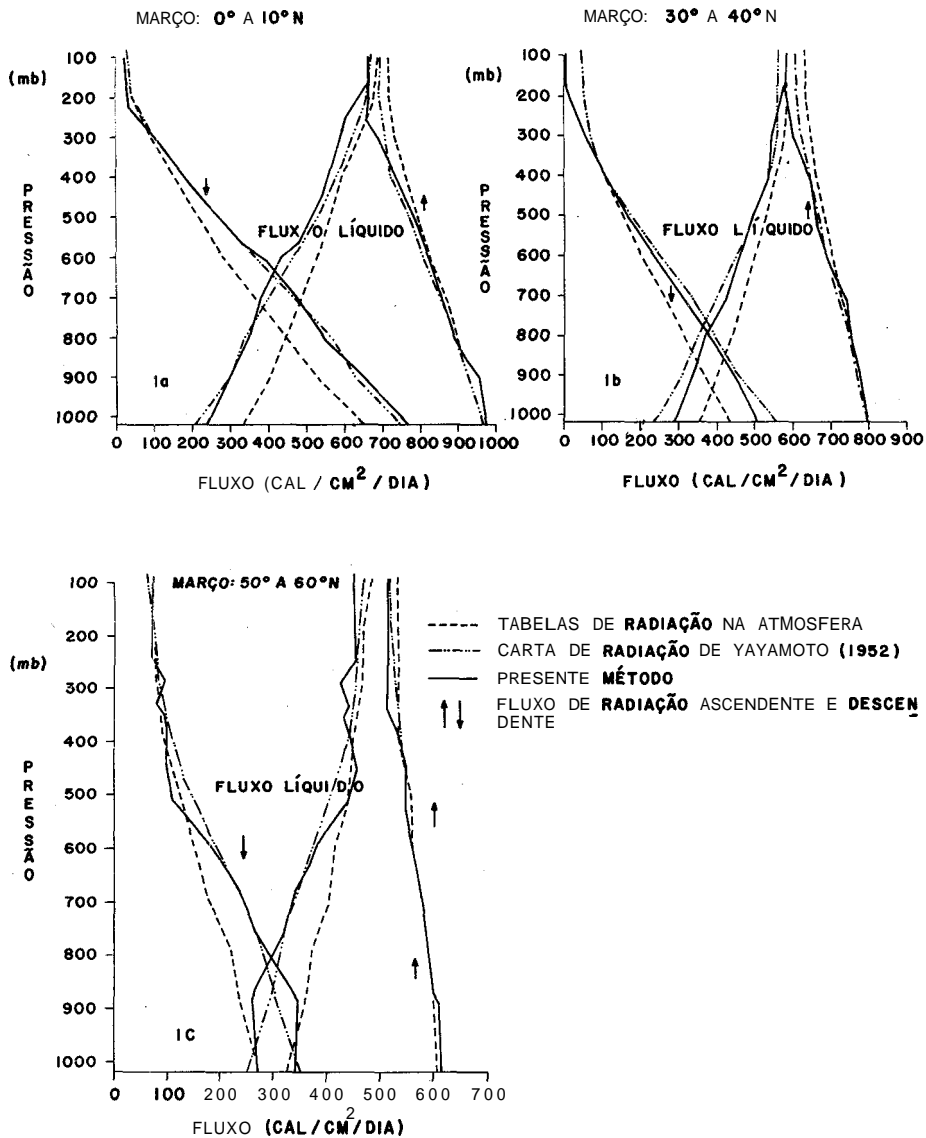


Fig.1 - Comparação da Distribuição Vertical dos Fluxos de Radiação Infravermelha, obtidos com Base em Diferentes Faixas de Latitude da Terra.

ram usados nos cálculos dos FRI, que são apresentados nas Figuras 1a a 1c.

É normalmente aceito que, dos vários métodos existentes para o cálculo dos FRI, o de Yamamoto (1952) é um dos que fornece resultados mais exatos e, por isso, os valores obtidos por esse método são aqui utilizados como padrões de comparação.

Das figuras 1a a 1c, verifica-se que pouca diferença existe entre os valores dos FRI calculados pelo MNP e o método de Yamamoto.

Na Figura 1a, as maiores diferenças entre os perfis de FRIA ocorrem na camada de 1000 a 850 mb, onde os valores calculados pelo MNP e o método de Yamamoto apresentam um erro máximo de 2,6%. Para níveis acima de 300 mb, os valores dos FRIA obtidos pelo MNP apresentam erros de até 5%, quando comparados com aqueles obtidos pelas TRA.

Os perfis verticais dos FRID mostram que existe uma boa concordância entre o MNP e o de Yamamoto em todos os níveis, enquanto que o perfil obtido com a utilização das TRA apresenta desvios da ordem 25% para os níveis abaixo de 500 mb. Contudo, a magnitude desse erro decresce com a altura.

Os valores para os FRIL também mostram que existe uma boa concordância entre os MNP e os de Yamamoto. Entretanto, são observados grandes desvios, com erros de até 50%, entre os valores obtidos com as TRA e os demais métodos. Contudo, a magnitude desses desvios decresce progressivamente com altura até os 400 mb, onde o erro percentual passa a ser da ordem de 1%.

Os resultados obtidos com a utilização da sondagem média para as altitudes médias, na faixa de 30 a 40°N, são mostrados na Figura 1b.

Os perfis verticais do FRIA mostram uma boa concordância entre os três métodos, até o nível de 350 mb. Contudo, acima desse nível, tal como foi verificado na faixa de 0° a 10°N, verifica-se uma subestimação dos valores do fluxo, obtidos pelo método numérico e pelas TRA, com relação ao método Yamamoto.

O perfil vertical do FRID, obtido pelo MNP, mostra um ligeiro

deslocamento para a esquerda, com relação àquele obtido por Yamamoto, enquanto que uma acentuada discrepância é observada com relação ao obtido com as TRA, para o qual o erro percentual é da ordem de 25% à superfície do solo, e decresce até se anular aos 400 mb. Persiste a tendência do presente método em apresentar valores mais baixos para os níveis acima de 300 mb.

O perfil vertical do FRIL, obtido pelo MNP, mostra uma subestimação dos valores com relação ao método de Yamamoto na camada de 1000 a 600 mb, na qual se verifica um erro percentual máximo de 18% à superfície, decrescendo com a altura até se anular no nível de 600 mb. Em consequência dos baixos valores obtidos para o FRID, os valores obtidos com o uso das TRA mostram grandes discrepâncias com relação aos valores obtidos por Yamamoto. Os erros verificados são da ordem de 40% aos 100 mb e decrescem com a altura até atingir um valor de 3% aos 100 mb.

A Figura 1c mostra a comparação entre os resultados, utilizando uma sondagem média para latitudes na faixa de 50 a 60°N.

Os três perfis de FRIA exibem uma excelente concordância para todos os níveis enquanto que, para os perfis dos FRID, verifica-se uma discrepância entre o MNP e o de Yamamoto, com um erro máximo da ordem de 11% na camada de 950 a 850 mb. Os perfis, obtidos com a utilização das TRA, mostram acentuadas subestimação do FRID, que é máxima à superfície, com um erro percentual de 27%, e diminuindo progressivamente com a altura até se anular aos 300 mb. As diferenças entre estes perfis são devidas a: a) diversidade nos resultados experimentais que os diferentes autores usaram para o cálculo de absorvidade; e b) diferenças nas suposições feitas no cálculo de absorvidade para baixas temperaturas.

Em virtude dos pequenos desvios entre os perfis dos FRIA, os desvios entre os perfis dos FRIL são causados quase que exclusivamente pelas discrepâncias já citadas nos FRID. Assim, o perfil do FRIC mostra boa concordância com o método de Yamamoto, enquanto que o perfil obtido através das TRA mostra desvios bastante pronunciados.

As três figuras mostram valores relativamente mais baixos de FRID obtidos com as TRA. A temperatura ambiente, os valores de absorvidade utilizados na construção das TRA, são ligeiramente menores que aque-

les utilizados por Yamamoto (1952). Entretanto, para temperaturas baixas, as diferenças entre esses dois conjuntos de dados de absorvidade tornaram-se maiores. Como consequência, para baixos valores de temperatura, os valores do FRID, que foram calculados com as TRA, são menores que aqueles obtidos com o método de Yamamoto (vide Sasamori, 1968).

O FRI é dependente da temperatura, em virtude do fato de a intensidade da função de Planck e do coeficiente de absorção também serem função da temperatura. No que diz respeito à absorção, vários autores tentaram incorporar os efeitos da temperatura na avaliação de absorvidade do vapor d'água. Entre eles, Elsasser e Culbertson (1960) expressaram, empiricamente, a variação do coeficiente de absorção com a temperatura, supondo que a parte marginal da banda de absorção consiste de linhas fracas. Por outro lado, Yamamoto (1932) determinou o coeficiente de absorção, devido à parte marginal da banda, através da suposição das larguras das linhas fortes do centro da banda. Isto porque quase todas estas linhas fortes pertencem à banda fundamental, que varia pouco com a temperatura. Os efeitos da temperatura, encontrados no coeficiente de absorção obtidos por Yamamoto, são pequenos. Essas diferentes aproximações dos efeitos da temperatura no coeficiente de absorção parecem aumentar as discrepâncias nos cálculos dos FRI realizados por diferentes investigadores. Na construção das TRA, foi utilizada a temperatura do ar como a única variável na equação para absorção generalizada, portanto, elas não consideram os efeitos de temperatura no coeficiente de absorção. As suposições grosseiras de Elsasser e Culbertson podem introduzir ainda mais erros nesses cálculos, em vez de melhorar sua exatidão no cálculo do FRID. Essas diferenças nos procedimentos de cálculo do coeficiente generalizado de absorção explicam, em parte, as discrepâncias observadas nos gráficos dos FRI. Staley e Jurica (1970), reconsiderando as suposições introduzidas por Elsasser e Culbertson, obtiveram dados de  $\epsilon_f$  com uma melhor resolução espectral e com uma melhor consideração dos efeitos da temperatura e da pressão. Por esta razão, para os cálculos da NLT, neste trabalho, foram utilizados os dados recentemente obtidos por Staley e Jurica (1970). Os resultados encontrados por este método numérico concordaram bem com aqueles obtidos pelo método de Yamamoto, confirmando a confiabilidade dos dados de  $\epsilon_f$  de Staley e Jurica, e serviram para verificação do programa numérico adotado no presente estudo.



## 6. COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS PARA A TAXA DE VARIÇÃO LOCAL DE TEMPERATURA

Os valores da TVLT na troposfera são decorrentes das variações dos FRI na troposfera. Os resultados da TVLT, obtidos com base em algumas radiossondagens individuais, feitas em diferentes regiões da terra, são apresentados nas Figuras 2 a 6. Os perfis de temperatura e umidade são também mostrados, em adição aos da TVLT. Para efeito de comparação, as TVLT calculadas com a utilização de outros métodos são também mostradas nestas figuras. A Figura 2 mostra uma comparação entre os resultados obtidos para a NLT com base na sondagem individual sobre Nairobi ( $1,5^{\circ}\text{S}$ ,  $36,8^{\circ}\text{E}$ ), com a utilização do MNP, o método proposto por Rodgers e Walshaw (1966) e com as TRA. É notável a semelhança entre os perfis obtidos pelos três métodos, mas diferenciam-se nas amplitudes e localização dos valores extremos. Os valores altos, verificados na camada de 600 a 450 mb, provavelmente estão associados às variações de temperatura e umidade do ar.

A Figura 3 mostra os perfis da TVLT calculados manualmente através do método tabular de Brooks (1950) e através do MNP. Para obtenção destes perfis, foram utilizados os mesmos dados termodinâmicos (sondagem média para o mês de julho de 1941 sobre Portland, Maine ( $43,7^{\circ}\text{N}$ ;  $70,4^{\circ}\text{W}$ ) e da emissividade de fluxo de Brooks. Os valores, obtidos pelo MNP para os vários níveis, são ligeiramente maiores que aqueles obtidos pelo método de Brooks, indicando que a utilização do fator de conversão de  $^{\circ}\text{C}$  para  $^{\circ}\text{K}$  (273 em lugar de 273,16) pelo método de Brooks é provavelmente a principal fonte de erros, contribuindo para os pequenos e consistentes desvios entre os resultados dos dois métodos.

A boa concordância dos resultados, obtidos pelos dois métodos, indica que é satisfatória a precisão na determinação e extração dos valores de  $(\Delta \epsilon_f(u)/\Delta u)_j$ ; da tabela pelo MNP e, mais ainda, que as aproximações envolvidas na integração numérica da equação da transferência radiativa não introduzem erros consideráveis na obtenção da TVLT e FRI.

A Tabela 2 mostra valores da TVLT, obtidos através de vários métodos para o nível de 902 mb, utilizando como dados de entrada os perfis de temperatura e de umidade relativa do ar, para o mês de julho de 1941, de Portland, Maine ( $43,7^{\circ}\text{N}$ ;  $70,4^{\circ}\text{W}$ ) os dados emissividade de Fluxo publicados por Brooks (1950), e ainda aqueles de Staley e Jurica (1970).

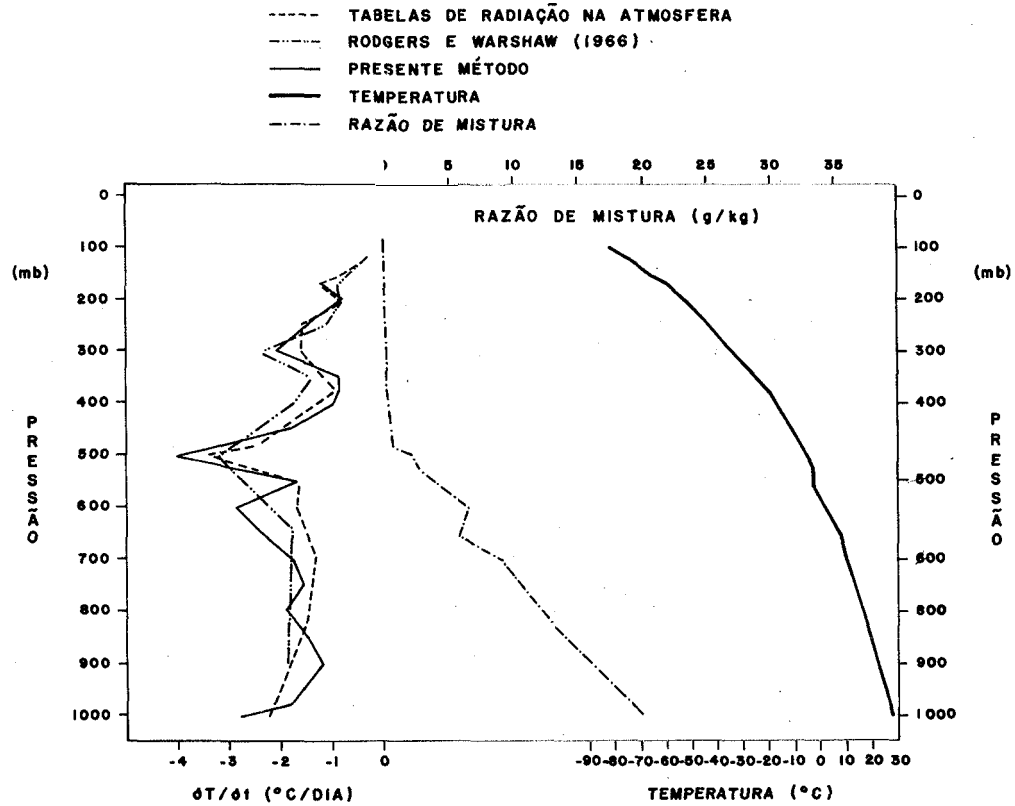


Fig.2 - Comparação dos Perfis Verticais da Taxa de Variação Local de Temperatura, obtidos com Base na Observação de Radiossonda sobre Nairobi (1,5°S, 36,8°E) (Região Tropical) em 7 de janeiro de 1960. (Dados por Rodgers e Walshaw, 1966).

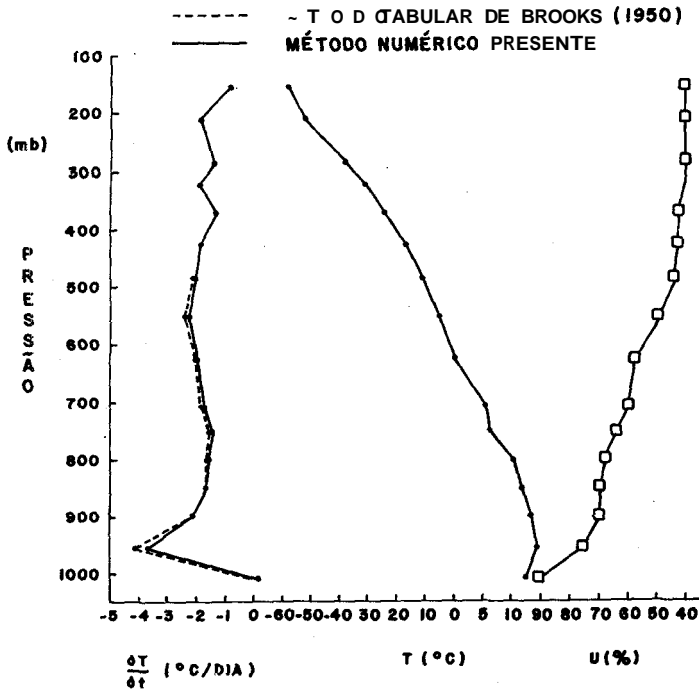


Fig.3 - Comparação dos Perfis Verticais da Taxa de Variação Local de Temperatura, obtidos com Base na Observação de Radiossonda, sobre Portland, Maine. (Dados por Brooks, 1950).

A comparação dos resultados obtidos pelo MNP com os obtidos pelo método tabular de Brooks (1950) mostra uma ótima concordância. O pequeno desvio observado ( $0,01^{\circ}\text{C}/\text{dia}$ ) entre os valores obtidos pelos dois métodos é aceitável e pode ser atribuído a: a) erros introduzidos nos cálculos de  $(\Delta \epsilon_f(u) \Delta u)_z$  e interpolação desses valores; b) uso aproximado do fator de conversão dos dados de temperatura (já discutidos anteriormente).

O valor baixo, obtido para a TVLT pelo método de Bruinenberg (1946), é esperado, uma vez que este método fornece, sistematicamente, uma sub-avaliação na TVLT, da ordem de aproximadamente dois terços do valor exato.

A discrepância entre os resultados da TVLT, obtidos pelo MNP e pela utilização do método de Elsasser (1942) pode, possivelmente, ser justificada pela suavização dos valores extremos da TVLT, provocados pelas aproximações, introduzidas neste método, para os cálculos da divergência dos fluxos líquidos.

TABELA 2

COMPARAÇÃO DOS VALORES DA TAXA DE VARIAÇÃO LOCAL DE TEMPERATURA (TVLT)

PARA O NÍVEL DE 902 MB, OBTIDOS COM O USO DO PRESENTE

MÉTODO E OUTROS MÉTODOS CONVENCIONAIS

MÉTODO	TIPO DE CÁLCULO	-TVLT (°C/dia)	NÍVEL OU CAMADA DE REFERÊNCIA
Elsasser (1942)	Gráfico	1,9	957-851
Bruinenberg (1946)	Tabular	1,7	902
Brooks (1950)	Tabular	2,22	902
Presente método	Numérico através do computador	2,21*	902
Presente método	Numérico através do computador	2,25**	902

Dados Termodinâmicos de Entrada: Perfis médios de temperatura e de umidade relativa para o mês de julho de 1941, em Portland, Maine (43,7°N; 70,4°W).

\* Valor obtido com a utilização dos dados de emissividade de fluxo de Brooks (1950).

\*\* Valor obtido com a utilização dos dados de emissividade de fluxo de Staley e Jurica (1970).

A contribuição dos fluxos, devida ao dióxido de carbono, para o valor global da TVLT, é de aproximadamente 3% da contribuição devida ao vapor d'água, ou seja, de cerca de 0.07°C/dia. Consequentemente, essa contribuição é pequena em relação à magnitude do desvio observado entre o MNP e o método de Brooks (1950), com relação ao método de Elsasser (1942), que incorpora os efeitos do dióxido de carbono.

A Figura 4 mostra a comparação entre os resultados obtidos para a TVLT, com base na sondagem sobre Londres, pela utilização no MNP e do

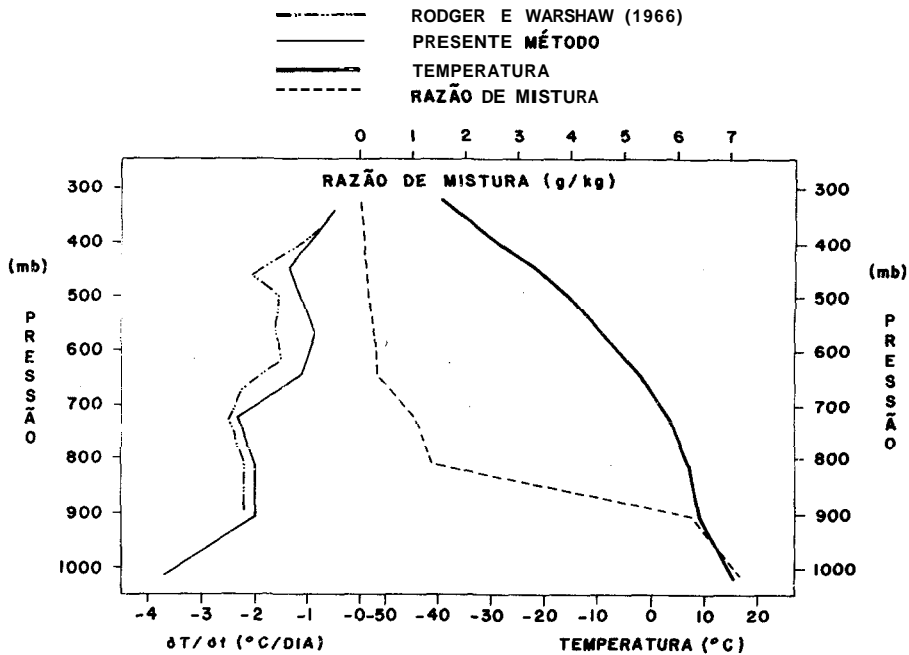


Fig.4 - Comparação dos Perfis Verticais da Taxa de Variação Local de Temperatura obtidos com Base na Observação sobre Londres em 1956. (Dados por Rodgers e Walshaw, 1956).

método proposto por Rodger e Walshaw (1966). Os dois perfis são bastante semelhantes. Contudo, verifica-se uma persistente subestimação dos valores, pelo MNP, com relação ao método de Rodgers e Walshaw. Na obtenção das duas curvas, foram usados dados diferentes de absorção. Além disto, os procedimentos usados também são diferentes. É provável que os desvios entre as duas curvas sejam devidos mais às diferenças em formulações do que aos erros de cálculos.

Uma das características da atmosfera das regiões árticas, observadas recentemente, é o processo de rápido aquecimento da estratosfera, que ocorre no final do inverno.

A Figura 5 mostra o perfil vertical da taxa de variação local da temperatura, após a ocorrência de um aquecimento, incluindo a participação do vapor d'água. Ressalte-se, porém, que a inclusão da participação do dióxido de carbono e de ozônio seria necessária para melhor avaliação do comportamento do referido aquecimento.

Os cálculos efetuados, utilizando o método numérico, foram limitados a camadas de baixa estratosfera e sabe-se que, nesta zona, a quantidade de umidade existente é muito baixa. A determinação exata da derivada da emissividade para profundidades óticas pequenas é muito difícil. Portanto, uma investigação deste tipo não seria possível, com nenhum dos métodos aqui apresentados

Os resultados da Figura 5 mostram a existência de boa concordância com Rodgers e Walshaw (1966). As pequenas diferenças observadas devem-se à diferença na formulação dos dois métodos e também a diferenças nos dados de absorção utilizados.

Os resultados para a TVLT, obtidos pelo MNP e o método de Rodgers e Walshaw (1966), com base em uma atmosfera ártica, são mostrados na Figura 6. Os dois perfis são semelhantes, mas diferenciam-se nas amplitudes e localizações dos valores extremos da TVLT, como se pode observar, por exemplo, nos níveis de 925 e 660 mb.

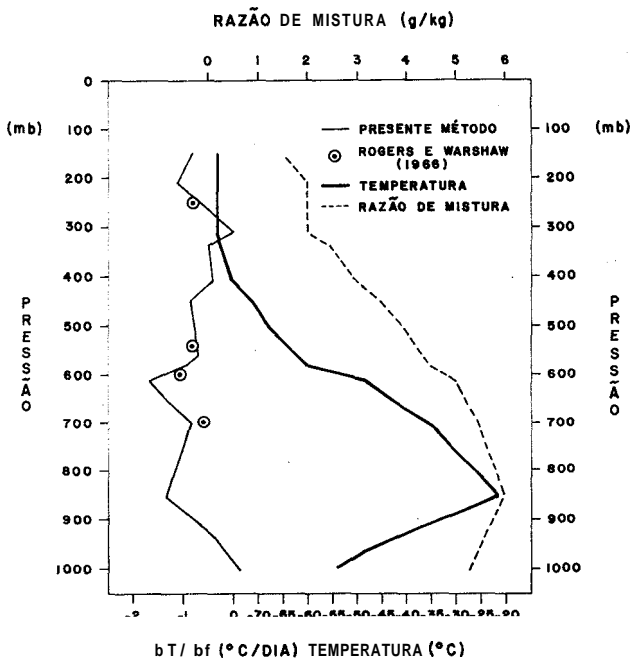


Fig.5 - Comparação dos Perfis da Taxa de Variação Local de Temperatura, obtidos com Base na Observação de Radiossonda sobre a Baía de Mould (71°N, 120°W) (Altas Latitudes) em 26 de janeiro de 1963. (Dados por Rodgers e Walshaw, 1966).

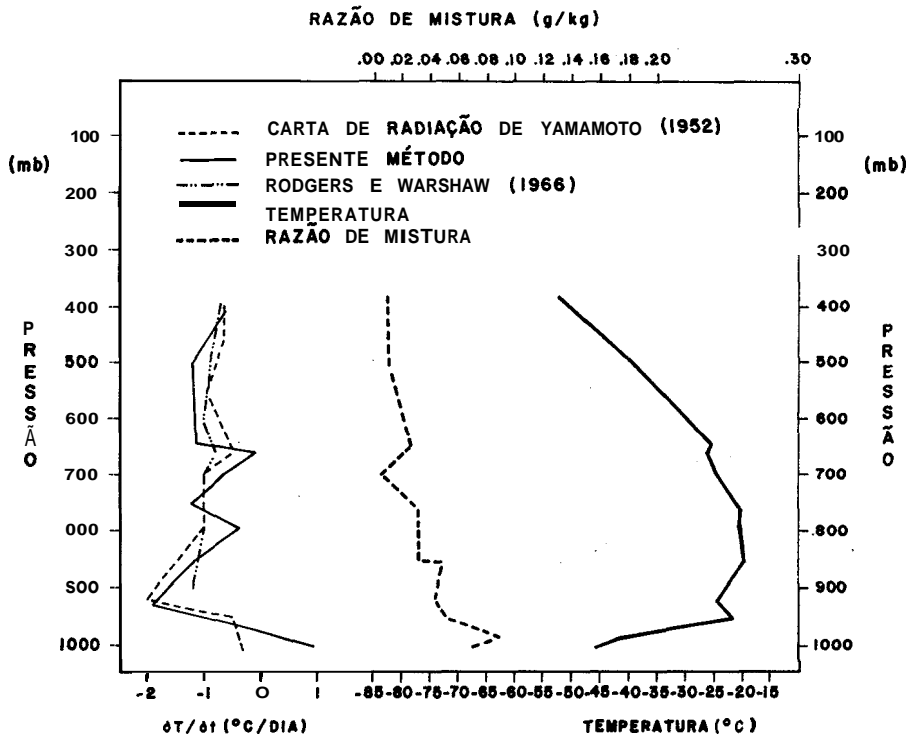


Fig.6 - Comparação dos Perfis Verticais da Taxa de Variação Local de Temperatura obtidos com Base na Observação de Radiossonda sobre Eureka ( Região Polar) em 11 de janeiro de 1958. (Dados por Rodgers e Walshaw, 1966).

Contudo, considerando que MP determina os valores para a TVLT para cada nível na atmosfera, enquanto que os demais determinam os valores para a TVLT para camadas da atmosfera, o MP deve responder melhor às variações verticais da temperatura e da umidade do ar. Os desvios verificados entre o MP e os demais, que são observados na Figura 6, estão, provavelmente, associados às camadas de fortes inversões térmicas, ou ainda ao decréscimo de umidade com a altura, que ocorrem nas proximidades destas camadas.

Em virtude das numerosas e pronunciadas inversões de temperatura e das flutuações verticais de umidade, é difícil reconhecer as possíveis causas dos desvios entre os três perfis de NLT em questão.

É muito útil, neste ponto, discutir o conjunto de perfis de temperatura e umidade, no contexto de seus efeitos sobre a TVLT.

Sabe-se que a absorção do vapor d'água na atmosfera não é tão

dependente da temperatura quanto a emissão. A emissão obedece diretamente à lei da radiação de Planck, resultando assim numa grande perda de energia para valores altos de temperatura. Como pode ser visto nas Figuras 2 a 6, para pressões menores que 400 mb, a maioria dos cálculos mostram valores altos para a TVLT.

A profundidade ótica do vapor d'água tende a produzir um efeito oposto ao efeito da temperatura. Quanto menor a profundidade ótica, menor se torna a divergência média da radiação líquida que é proporcional a  $1/\tau$ . É interessante observar a forma segundo a qual o resfriamento do ar livre reage às mudanças de teor de umidade em diferentes alturas na atmosfera. Se não houver variações irregulares da umidade específica com a elevação, o resfriamento será representado por uma curva suave. Contudo, o perfil da TVLT é perturbado por variações bruscas de umidade específica ao longo da vertical.

A umidade específica varia também de uma latitude para outra. Latitudes baixas são usualmente caracterizadas por valores altos de umidade específica. Então, a atmosfera tropical experimenta maior resfriamento do que a de latitudes altas.

A Tabela 3 apresenta alguns resultados para condições de inversão e variações bruscas na temperatura e razão de mistura.

Deve-se notar que a TVLT é mais alta no topo de uma camada de inversão e mais baixa na base. O mesmo fenômeno também é observado no caso da camada isotérmica. O decréscimo rápido da temperatura na vertical, próximo à superfície da terra, conduz a grandes valores da TVLT.

Um decréscimo brusco, na razão de mistura de um nível para outro, produz uma barreira para o fluxo de radiação ascendente. Como resultado, há um maior resfriamento radiativo na camada localizada imediatamente acima desses níveis.

Brooks (1950) Rodgers e Walshaw (1966), Zdunkowski e Johnson (1965), Sasamori (1968) e outros obtiveram também resultados similares.

Os resultados na Tabela 3 também confirmam a validade das aplicações do presente modelo numérico para dados atmosféricos.



TABELA 3

VALORES DA TAXA DE VARIAÇÃO LOCAL DE TEMPERATURA COM VARIAÇÕES

BRUSCAS DE UMIDADE E TEMPERATURA DO AR

NÚMERO DA TABELA OU FIGURA	NÍVEL OU CAMADA (MB)	CONDIÇÕES DE UMIDADE (RAZÃO DE MISTURA/ g/kg)	NÍVEL DA BASE DA INVERSÃO (MB)	NÍVEL DO TOPO DA INVERSÃO (MB)	-(TVLT) (°C/DIA)
TABELA 1a LAT.: 0° A 10°N	Superfície 1011	-----	-----	-----	3,76
	562 - 495	-----	562	----- 495	0,31* 7,54
	385 - 340	-----	385	----- 340	- 0,27 7,10
TABELA 1b FIGURA 2 NAIROBI	Superfície 1000	-----	-----	-----	4,24
	555 - 525	4,08 - 2,68	-----	-----	4,08
	555 - 508	4,08 - 2,20	-----	-----	3,00
	400 - 250	0,34 - 0,043	-----	-----	2,14
TABELA 1c PORTLANO MAINE	1011-957	-----	1011	-----	0,09
		-----	-----	957	4,84
TABELA 1d LAT.: 60°A 70°N	-----	Perfil de Umidade Suave	-----	-----	Nenhuma variação Brusca Suave
FIGURA 4 LONDRES	908 - 725	6,25 - 0,325	-----	-----	2,26
	506 - 346	0,174 - 0,033	-----	-----	1,46
FIGURA 5 BAIA DE MOULD	1000 - 700	-----	1000	-----	-0,25
		-----	-----	850	1,37
	700 - 510	0,452 - 0,135	-----	-----	1,72
	Isotérmico 310 - 210	-----	310	-----	-0,01
-----		-----	210	1,20	
FIGURA 6 EURAKA	1004 - 850	-----	1004	-----	-0,90
		-----	-----	875	1,80

\* TVLT: Taxa de Variação Local de Temperatura.

O sinal positivo significa aquecimento, e o sinal oposto significa esfriamento.

## 7. CONCLUSÕES

A comparação entre resultados obtidos para os parâmetros de radiação com a utilização deste modelo e com outros modelos convencionais, utilizando: a) sondagens médias e individuais em diferentes regiões da terra; b) diferentes dados de emissividade de fluxo do vapor d'água possibilitou extrair as seguintes conclusões sobre o desempenho do método:

- O perfil obtido para a TVLT apresenta uma excelente concordância com aquele obtido pelo método tabular de Brooks;
- Os perfis dos FRIA, FRID e FKIL mostram boa concordância como método gráfico de Yamamoto e evidenciam a confiabilidade dos dados de  $\epsilon_f$  de Staley e Jurica;
- Os pequenos desvios entre o MNP e o método de Yamamoto e Elsasser devem estar associados a: a) incorporação dos efeitos do CO<sub>2</sub> no método de Yamamoto e Elsasser; b) diferenças entre os coeficientes de correção de pressão usados: (igual a  $(\bar{P}_i/P_p)^{1/2}$  no MNP e  $(\bar{P}_i/P_p)^1$  no método de Yamamoto; e c) diferenças dos dados de emissividade do fluxo de vapor d'água utilizados nos três métodos;
- O MNP responde melhor às variações bruscas nas distribuições verticais dos parâmetros termodinâmicos;
- O MNP permite calcular os FRI e as TVLT, para a atmosfera em diferentes latitudes;
- Pequenas variações na  $\epsilon_f$  não causam mudanças consideráveis nos FRI. Contudo, podem provocar grandes variações nos cálculos da TVLT;
- Grosseiramente, a taxa de variação local de temperatura é da ordem de 1°C/dia em massas de ar do tipo polar e da ordem de 2° a 3°C/dia em massas de ar do tipo equatorial;
- É impossível dizer qual o método mais preciso para a determinação da TVLT ou FRI. Somente medidas acuradas e simultâneas da divergência dos FRI e de dados termodinâmicos, obtidos em

condições meteorológicas diversas, permitirão decidir qual dos métodos é o mais apropriado.

Queremos deixar nossos agradecimentos ao Dr. Nelson de Jesus Parada, Diretor do INPE, e ao Dr. Luiz Gylvan Meira Filho, coordenador do Departamento de Meteorologia do INPE, pelo interesse e apoio.

À Srta. Marília Prado de Carvalho e ao Sr. Paulo César da Silva, pelo trabalho de datilografia e desenho, deixamos nossos agradecimentos.

## BIBLIOGRAFIA

- Brewer, A.W.; Houghton, J.T. "Some measurement of the flux of infrared radiation in the atmosphere!" *Proc. Royal Soc., A*, 236: 175-176 (1956).
- Brooks, D.L. "A tabular method for the computation of temperature change by infrared radiation in the free atmosphere!" *J. Met.*, 7: 313-321 (1950).
- Bruinenberg, A. *Een numerieke methode voor de bepaling van temperatuursveranderingen door straling in der vrije atmosfeer*. K. Ned. Meteor. Inst, Meded, 1946 (Bulletin, 1).
- Elsasser, W.M. *Heat transfer by infrared radiation in the atmosphere*. Cambridge, Harvard University Press, 1942 (Harvard Meteorological Studies, 6).
- Elsasser, W.M.; Culbertson, M.F. "Atmospheric radiation tables!" *Meteor. Monogr.*, 4 (23): 43 (1960).
- London, J. U.S. *Air Force Cambridge Res. Lab. Progress Rep.*, 131.01, 131.02, 131.03, 1950 (Refer.: Yamamoto, G. "On a Radiation Chart Sci" *Rep., Geophys.*, 4: 9-23, 1952).
- London, J. "The distribution of radiational temperature change in the northern hemisphere during March!" *J. Met.*, 9: 145-151, 19-2.
- Nunes, G.S.S.; Viswanadham, Y. "Cálculo de radiação infravermelha na Atmosfera por um Método Numérico!" INPE-1100-PE/075, agosto, 1975. Submetido para publicação na Revista Brasileira de Física
- Rodgers, C.D.; Walshaw, C.D. "The computation of infrared cooling rate in planetary atmospheres!" *Quart. J. Met. Soc.*, 92(391): 67-91 (1966).
- Sasamori, J. "The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments!" *J. Appl. Met.*, 7: 721-729 (1968).

Staley, D.O.; Jurica, G.M. "Flux emissivity tables for water vapor carbon dioxide and ozone." *J. Appl. Met.*, 9: 365-372, 1970.

Yamamoto, G. "On a radiation chart." *Geophys.*, 4(1): 9-23, (Sci. Rep. of the Tôhoku Univ., Series 5).

Zdunkowski, W.D.; Johnson, F.G. "Infrared flux divergence calculations with newly constructed radiation tables." *J. Appl. Met.*, 4, 371-377 (1965).