

中国对流层大气辐射平衡*

陈 星

(南京大学大气科学系)

提 要

本文根据辐射传输理论和某些物理近似, 提出一个计算对流层大气辐射平衡的半经验半理论的气候学方法。使用十年平均气候资料, 计算了我国对流层大气的辐射平衡及其有关分量, 给出了这些量的分布特征, 并简要讨论了影响我国对流层大气辐射平衡的主要因子。

一、引 言

早在六十年代, 我国一些气象学者就开始研究东亚地区大气及地-气系统的辐射收支特征^[1-2]。二十多年来, 我国气候资料的不断丰富和计算条件的改善, 为进一步研究我国对流层大气辐射平衡提供了基础。本文使用 104 个台站的 10 年平均气候资料, 计算了我国对流层大气辐射平衡及有关分量, 给出了一月和七月的分布特征图, 并结合我国地理和气候特征分析讨论了影响大气辐射平衡的主要因子。

二、计 算 方 法

1. 短波辐射

在对流层中, 大气对太阳辐射的吸收主要由大气水汽含量、云量和云状, 地表反照率等因子决定, 可用下式近似表示

$$Q_A = Q_0 f(u, N, \alpha_s) \quad (1)$$

其中 Q_A 是大气吸收太阳辐射, Q_0 是到达对流层顶处的入射太阳辐射, f 是由有效水汽含量 u , 总云量 N 和地表反照率 α_s 所决定的吸收函数。若大气顶的入射太阳辐射为 S_0 则根据文献[3], 可近似表示为

$$S_0 = \frac{S}{r^2} I_0 \overline{\cos\theta} \quad (2)$$

式中 $I_0 = 1357.6 \text{ Wm}^{-2}$, 为太阳常数, S 是相对日照时间, 等于昼长与一天的时间长度 (24 h) 之比, r 是日地平均距离的订正因子, 即 $r = \bar{d}/d$, 这里 \bar{d} 是日地平均距离, d 是实际日地距离。 $\overline{\cos\theta}$ 是太阳天顶角余弦的日平均值, 即:

$$\overline{\cos\theta} = \int_{\text{日出}}^{\text{日落}} \cos\theta dt / \int_{\text{日出}}^{\text{日落}} dt \quad (3)$$

若考虑到大气的散射和平流层臭氧对入射太阳辐射 S_0 的减弱, 则对流层顶处的入射太阳辐射可近似写成:

* 该文是 1986 年首届优秀青年气象科技工作者学术交流会议的论文, 本刊于 1986 年 6 月 30 日收到, 1986 年 12 月 15 日收到修改稿。

$$Q_0 = S_0(1 - D)(1 - a_{03}) \quad (4)$$

式中 D 是大气散射因子, 其值约为 $0.078^{[4]}$, a_{03} 是臭氧吸收函数, 由 Douglas^[5] 的经验公式计算:

$$a_{03} = 0.045(u_3 + 8.34 \times 10^{-4})^{0.38} - 3.1 \times 10^{-3} \quad (5)$$

其中 u_3 是臭氧总量, 单位是标准状况下的 cm 数(STP-cm)。

根据 Lacis 和 Hansen^[6] 的经验公式, 水汽有效含量为 u 时的大气短波吸收函数为

$$a(u) = 2.9 u / [(1 + 141.5 u)^{0.635} + 5.925 u] \quad (6)$$

其中

$$u = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_0} q \cdot \frac{p}{p_s} \sqrt{\frac{T_s}{T}} dp \quad (7)$$

式中 $g = 980 \text{ cms}^{-2}$, 为地球重力加速度, q 为大气比湿, p, T 分别表示气压和温度, p_s, T_s 为标准状况下的气力和温度, p_0 和 p_1 分别为地面及对流层顶的气压。 u 的单位是 gcm^{-2} 。

本文使用如图 1 所示的一层云模式, 将云对太阳辐射的吸收作为吸收函数的一部分。略去三阶以上的小量, 实际大气的吸收函数可近似表示为

$$\begin{aligned} f(u, N, \alpha_s) = & (1 - N) \cdot (a_1 + a_1' \cdot \alpha_s) \\ & + N \cdot (a_2 + a_2' \cdot \alpha_c) + N \cdot a_c \\ & + N \cdot (1 - a_c - \alpha_c) \cdot (a_3 + a_3 \cdot \alpha_s) \end{aligned} \quad (8)$$

其中

$$a_1 = a(u_A / \cos \theta), \quad a_1' = a(\beta u_A)$$

$$a_2 = a(u_B / \cos \theta), \quad a_2' = a(\beta u_B)$$

$$a_3 = a(\beta u_c)$$

分别是由(6)式决定的不同层次的大气吸收函数 $\beta = 1.66$ 是漫射因子, a_c 和 α_c 分别为云层的吸收率和反照率。

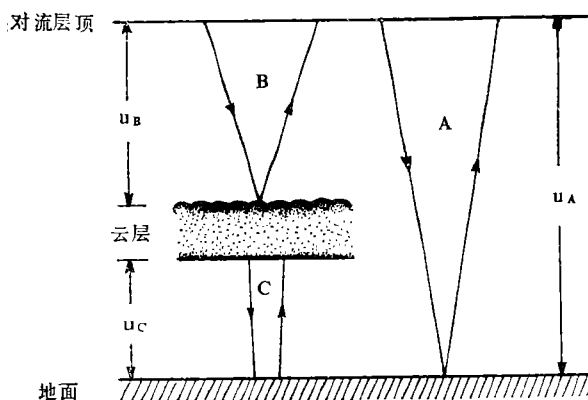


图 1 短波辐射云层示意图

2. 长波辐射

根据长波辐射传输方程的近似解^[7], 在对流层内, 高度 z 处的向上和向下长波辐射通量密度分别为

$$F^\uparrow(z) = \int_0^\infty B_\lambda(T_s) \tilde{T}_\lambda(z, z_0) d\lambda + \int_0^\infty \int_{z_0}^z B_\lambda(T_{z'}) \frac{d\tilde{T}_\lambda(z, z')}{dz'} dz' d\lambda \quad (9)$$

$$F^\downarrow(z) = \delta \cdot \int_0^\infty B_\lambda(T_H) \tilde{T}_\lambda(z, H) d\lambda + \int_0^\infty \int_H^z B_\lambda(T_{z'}) \frac{d\tilde{T}_\lambda(z, z')}{dz'} dz' d\lambda \quad (10)$$

式中 $B_\lambda(T)$ 是波长 λ 处温度为 T 时的黑体辐射函数, 且有 $\int_0^\infty B_\lambda(T) d\lambda = \sigma T^4$, 这里 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W m^{-2} \text{度}^{-4}$, 是斯蒂芬-玻尔兹曼常数。 $T_{z'}$ 为 z' 高度处的温度, T_s 和 T_H 分别为地面和对流层顶的温度。 δ 为灰体系数。 $\tilde{T}_\lambda(z, z')$ 是波长 λ 时的透过率函数

$$\tilde{T}_\lambda(z, z') = \exp[-\tau_\lambda(z, z') \beta] \quad (11)$$

其中 $\tau_\lambda(z, z') = k_\lambda u(z, z')$ 是光学厚度, k_λ 是吸收系数 ($cm^2 g^{-1}$)。

在对流层实际大气温度下, 长波辐射能量主要集中在 $5-34 \mu m$ 的波长范围内。 本文参考康德拉捷夫^[8]的方法和水汽吸收系数, 将这一波长范围分为八个波段, 按其能量分布求出相应的权重系数 ω_i 和平均水汽吸收系数 k_{0i} , 则总透过率可表示为各波段透过率 \tilde{T}_i 之和

$$\tilde{T}(z, z') = \sum_i \omega_i \tilde{T}_i(z, z') \quad (12)$$

代入(9), (10)两式可得

$$F^\uparrow(z) = \sigma T_s^4 \tilde{T}(z, z_0) + \sigma \int_{z_0}^z T_{z'}^4 \frac{d\tilde{T}(z, z')}{dz'} dz' \quad (13)$$

$$F^\downarrow(z) = \delta \cdot \sigma T_H^4 \tilde{T}(z, H) + \sigma \int_H^z T_{z'}^4 \frac{d\tilde{T}(z, z')}{dz'} dz' \quad (14)$$

上式中 $\omega_i = B_i(T) / B(T) = B_i(T) / \sigma T^4$

$B_i(T)$ 是第 i 个波段的黑体辐射能量, 因而有

$$B_i(T) = \omega_i \sigma T^4$$

在这里略去了 ω_i 随温度的变化。 CO_2 气体的吸收主要在 $15 \mu m$ 波长附近, 在 $i=5$ ($14-17 \mu m$) 的波段内对相应的吸收系数 R_{05} 作了修正。 所得透过率函数曲线与 Elsasser 和山本的结果极为一致(图略)。

参数 δ 是由经验方法确定的。 假定来自对流层以上的向下大气辐射通量 G^* 与对流层顶温度 T_H 有关, 则

$$G^* = \delta B(T_H) = \delta \sigma T_H^4$$

根据叶维作、周秀骥^[9]和其他作者^[8]的结果, 可近似地得到

$$\delta = G^* / \sigma T_H^4 = 0.2065$$

按图 2 所示云层模式和(13), (14)式, 地面有效辐射为

$$E = U - \delta_0 G \quad (15)$$

其中

$$U = \delta_0 \sigma T_s^4$$

$$G = G^c(1-N) + G_1 n_H + G_2 n_L = G_3 n_H(1-\varepsilon_1) \tilde{T}(z_0, z)$$

式中 G^c 是无云部分的大气逆辐射, δ_0 是地表面的比辐射率 (相对辐射能力), 本文得 $\delta \approx 1$ 。

对流层顶长波辐射净通量 E_∞ 和地气系统长波射出辐射 U_∞ 分别为

$$E_\infty = U_\infty - G^* \quad (16)$$

$$U_\infty = U_\infty^c(1-N) + U_1 \hat{n}_H + U_2 \hat{n}_L + n_x(1-\epsilon_1)U_2 + n_H(1-\epsilon_1)U_3 \tilde{T}(z_4, H) \quad (17)$$

其中 U_∞^c 是无云部分的长波射出辐射。上述各式中, N , n_L 和 n_H 分别为地面观测的总云量、低云量和高云量。 \hat{n}_L , \hat{n}_H 和 n_x 为由等几率原理求得的从天顶俯视的低云和高云云量及云层的重叠部分。满天云遮盖时, $N=1$ 。

对流层因长波辐射而损失的净能量为

$$\Delta F = E_\infty - E \quad (18)$$

大气辐射平衡为

$$R_a = Q_A - \Delta F \quad (19)$$

三、资 料

本文使用了《中国地面气候资料(1961—1970)》和《中国高空气候资料(1960—1969)》, 共选取了 104 个台站。需要说明的是, 上述资料给出的是 10 年平均探空资料, 所得出的温、湿廓线中已反映了云层的影响。本文在计算中使用了实际探空资料, 而云量作为天空遮蔽因子出现, 以体现云层这一实体在辐射中的作用。这样处理是对实际大气状况的一个近似。地表反照率值参考了文献 [10] 的结果, 臭氧资料由《世界臭氧资料 (1957.7—1981.12)》(中央气象局编印) 得到。

四、误 差 分 析

为了验证本文计算方法, 我们将部分计算结果与实测值和有关作者的结果进行了比较。表 1 给出了部分台站总辐射计算值与实测值的对比。从表中可以看出, 计算值与实测值的偏差一般不超过 10%, 由此可以间接验证大气吸收太阳辐射的计算结果是较为可靠的。我国一直没有有效辐射的气候观测值, 为此, 本文将有效辐射的计算值与文献 [11] 中几种计算方法得出的结果进行了比较, 如表 2 所示, 大多数值是基本接近的。此外, 本文还将我国范围内射出长波辐射的计算值与国外部分学者由卫星资料得到的数值进行了比较, 发现两者在数值上也相当一致, 如表 3 所示。

五、大气辐射平衡的分布特征

1. 大气吸收太阳辐射 (Q_A)

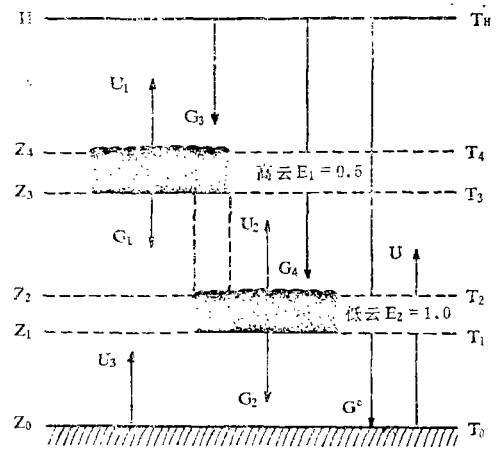


图 2 用于长波辐射计算的云层示意图

由图 3 (a)、(b)可以看出,在中国东部,一月份大气吸收辐射 Q_A 的数值从南向北逐渐减小,等值线基本与纬圈平行;在西部 Q_A 值较小且分布较均匀。一月份 Q_A 的最大值出现在广西及周围邻近地区,可达 70 w m^{-2} 以上。黄河以北及 105° E 以西大气吸收辐射一般在 30 w m^{-2} 以下,最小值位于东北北部,不超过 20 w m^{-2} 。七月份中国东部受夏季风影响,水汽充分,大气中水汽含量高,因而吸收太阳辐射较多,可达 100 w m^{-2} 以上。而在西部内陆地区大气相对较干燥,因而大气吸收辐射一般不超过 90 w m^{-2} 。最小值出现在青藏高原及柴达木盆地,在 70 w m^{-2} 以下,这主要是因为青藏高原大气较稀薄而柴达木盆地上空大气较干燥。就全国而言,七月份 Q_A 值的南北差异较小而东西差异较大,等

表 1 我国总辐射计算值与实测值的比较 (总辐射单位: W/m^2)

站 名	一 月			七 月		
	实 测 值	计 算 值	相 对 误 差 (%)	实 测 值	计 算 值	相 对 误 差 (%)
长 春	90.46	93.89	2.99	192.50	212.38	10.33
北 京	109.37	120.51	10.18	228.35	220.44	3.46
上 海	103.14	121.07	17.38	229.60	227.80	0.79
广 州	119.26	114.13	4.29	186.75	187.94	0.64
成 都	75.70	91.80	21.28	182.06	193.33	6.19
乌 鲁 木 齐	77.86	80.11	2.88	263.58	271.55	3.03
贵 阳	69.32	75.77	9.29	183.32	163.85	10.62
昆 明	153.21	158.96	3.75	166.16	146.83	11.63
格 尔 木	136.54	138.50	1.44	283.8	258.60	8.88
福 州	108.05	103.91	3.82	223.02	211.08	5.37

表 2 不同方法有效辐射计算值比较 (w m^{-2})

月 份	计 算 方 法	乌 鲁 木 齐	拉 萨	长 春	北 京	汉 口	上 海	广 州
一 月	本文方法	35	104	54	79	51	57	55
	文献 [11]*	42	102	74	84	76	71	69
	Elsasser 图*	51	109	65	83	67	70	67
七 月	本文方法	90	59	52	57	59	45	48
	文献 [11]*	91	94	57	70	58	55	52
	Elsasser 图*	79	79	64	61	64	58	60

* 所用资料为 1959—1961 年。

表 3 我国范围内长波射出辐射值比较 (w m^{-2})

作 者	卫 星 观 测 值		本 文 计 算 值
	观 测 时 间	观 测 值	
Rao(1965) ^[12]	1963.6.19—8.31	195.0—236.7	200.0—250.0(七月)
	1963.12—1964.2	181.7—230.7	167.0—300.0(一月)
Raschke(1973) ^[13]	1969—1970	230.0—250.0	202.0—248.0(平均)
Winston(1978) ^[14]	1975.6—1977.5	225.0—250.0	202.0—248.0(平均)

值线基本呈经向分布。西藏高原东部边缘地区 Q_a 值变化急剧,表明高原的影响十分显著。

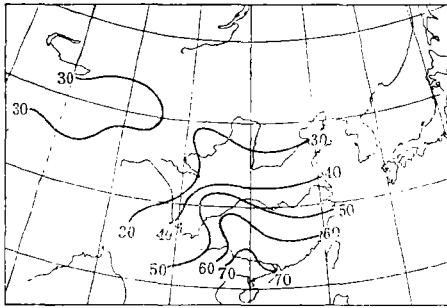


图 3a 大气吸收太阳辐射(一月, wm^{-2})

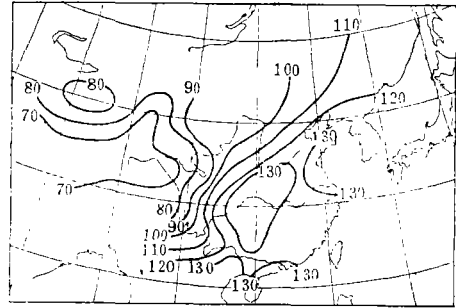


图 3b 大气吸收太阳辐射(七月, wm^{-2})

2. 长波射出辐射(U_{∞})

一月份我国地面及对流层的长波射出辐射等值线在 100°E 以东呈纬向分布,最大值出现在云南广西地区,可达 300wm^{-2} 以上。最小值分别在东北北部、柴达木盆地和塔里木盆地,其值在 170wm^{-2} 以下(图 4 a)。七月份 U_{∞} 值分布较均匀,全国约介于 $200\text{--}250 \text{wm}^{-2}$ 之间,西南部的四川盆地及云南贵州等地区的长波射出辐射值较大,可达 250wm^{-2} 以上。而柴达木和塔里木盆地 U_{∞} 值较小,约在 200wm^{-2} 左右。就全国而言,长江以南地区长波射出辐射的数值及年变化均较大,这与该地区大气温湿状况和云的变化有关,由于七月份云量增加和阴雨天较多,使得其 U_{∞} 值较一月份小,其最大差值可达 60wm^{-2} 左右(图 4 b)。

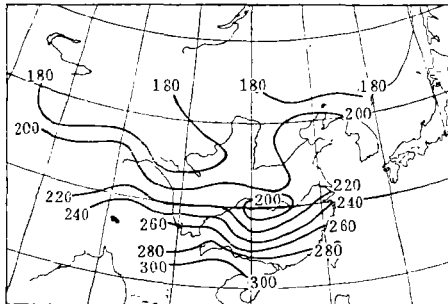


图 4a 长波射出辐射(一月, wm^{-2})

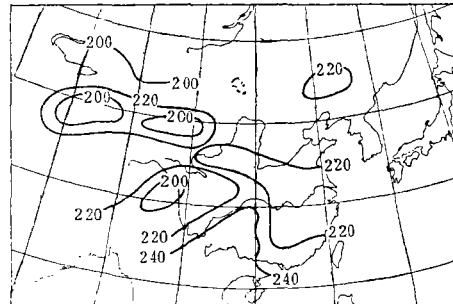


图 4b 长波射出辐射(七月, wm^{-2})

3. 大气辐射平衡(R_a)

大气辐射平衡值 R_a 在绝大多数情况下为负值,总是失去能量。我国对流层大气辐射平衡值的分布如图 5 a, 5 b 所示(图中数字为 R_a 的绝对值)。该图表明,一月份 R_a 的最大值在云南、广西一带,可达 160wm^{-2} 以上,长江以南地区基本在 100wm^{-2} 以上。西藏高原和东北地区中部 R_a 值最小,在 60wm^{-2} 以下。七月份大气辐射平衡值远较一月份小,表明这时太阳辐射较强,使大气层吸收的太阳辐射增加,总的辐射能损失减小。此时 R_a 的最大值在我国西南的边缘地区,可达 80wm^{-2} 以上,长江中下游,东北地区中部,新疆北部、塔里木盆地及甘肃和内蒙西部 R_a 值最小,不超过 20wm^{-2} 。这一方面与太阳

辐射较强有关,另一方面也与这些地区的云量和下垫面温度有关,云量较多将减少地-气系统的长波射出辐射,而下垫面温度较高可使得地面有效辐射增加,这些因素都有助于大气层能量的增加。

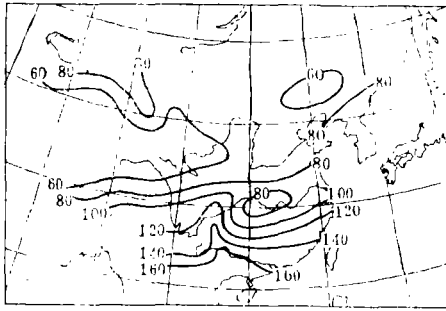


图 5a 大气辐射平衡(一月, Wm^{-2})

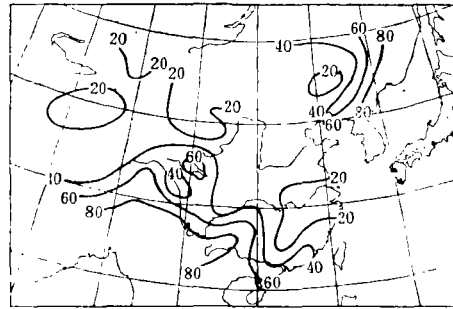


图 5b 大气辐射平衡(七月, Wm^{-2})

4. 我国地-气系统辐射收支平均状况概述

为了了解我国地-气系统辐射平衡的平均特征,本文计算了 20° - 50°N 每隔 10° 的三个纬度带内的辐射平衡各分量的平均值,结果如表 4-6 所示。从表 4 中数值可以看出,一月份全国平均总辐射为 52%,大气吸收辐射为 17%,反射辐射为 41%;七月份平均总辐射为 49%,吸收辐射为 22%,反射辐射为 36%。从表 5 可以看出,一月份各纬度带的数值相差较大,而七月份则较为接近,这与我国一月份全国气候差异(主要指温度状况)较大而七月份气候较接近的特征是一致的。表 6 中结果表明,各纬度带地面平均有效辐射差异不大,除个别纬度带外,冬夏季节变化也较小。长波射出辐射和大气辐射平衡的纬度变化和

表 4 各纬度带太阳辐射收支百分比
(入射辐射=100)

月 份	纬 度 带 ($^{\circ}\text{N}$)	总 辐 射	大 气 吸 收 辐 射	地-气系统反射辐射
一 月	20—30	40	20	43
	30—40	60	15	35
	40—50	65	14	44
	平 均	52	17	41
七 月	20—30	41	25	38
	30—40	51	21	35
	40—50	54	20	34
	平 均	49	22	36

表 5 各纬度带太阳辐射吸收值 (Wm^{-2})

纬 度 带 ($^{\circ}\text{N}$)	地 表 吸 收		大 气 吸 收		地-气系统吸收	
	一 月	七 月	一 月	七 月	一 月	七 月
20—30	87	150	55	115	142	265
30—40	92	187	30	98	122	285
40—50	52	197	22	92	74	289

表 6 大气长波辐射分量及大气辐射平均值(wm^{-2})

月 份	纬 度 带 ($^{\circ}N$)	地面有效辐射	长波射出辐射	大气辐射平衡
一 月	20—30	55	265	-137
	30—40	63	188	-73
	40—50	58	177	-72
	平 均	60	212	-93
七 月	20—30	53	232	-47
	30—40	68	217	-30
	40—50	80	227	-32
	平 均	67	225	-37

季节变化均较显著。从全国平均情况看,有效辐射和长波射出辐射的季节变化不大,而大气逆辐射和大气辐射平衡有较大的季节变化。

六、结 束 语

本文以常规气候资料为基础,采用一种半经验半理论的气候学方法计算了我国对流层大气的辐射平衡。计算中考虑了影响大气辐射收支的主要因子。结果表明该计算方法是可以用于一般气候学分析的。本文的计算和分析表明,在对流层内,云量和大气水汽含量对大气短波吸收辐射影响最大,长波辐射除受上述两因子控制外,还受下垫面及大气温度的影响。在我国,大气辐射平衡的时空变化受到东亚季风和西藏高原的影响,且一月和七月的分布表现出明显不同的特征,这些特征与我国的气候特征极为一致。

致谢: 本文在完成过程中得到陆渝蓉教授、高国栋副教授的指导和帮助,深表谢意。

参 考 文 献

- [1] 左大康、陈建绥、李玉海、周允华, 东亚地区地球-大气系统和大气辐射平衡, 地理学报, 31, 2, 100—112, 1965.
- [2] 陈隆勋、龚知本、陈嘉滨, 东亚地区大气辐射能收支(三), 云天大气的地气系统热量收支, 气象学报, 35, 1, 6—16, 1965.
- [3] Manabe, S., and F. Möller, On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere, *Mon. Weather Rev.*, 89, 503—532, 1961.
- [4] Fritz, S., The albedo of the planet earth and of clouds, *J. Meteor.*, 6, 277—282, 1949.
- [5] Douglas, v. Hought, The radiation and energy budgets of the earth using both ground-based and satellite-derived values of total cloud cover, NOAA, Technical Report ERT 362-ARLA Boulder Colorado, 1976.
- [6] Lacis, A. A., and J. E. Hansen, A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 31, 118—133, 1974.
- [7] 廖国男, 大气辐射导论, 周诗健等译, 气象出版社, 1985.
- [8] Kondratyev, K. Ka., Radiation heat exchange in the atmosphere, 411, Pergamon Press, Oxford, London, Edinburgh, New York, Paris, Frankfurt, 1965.
- [9] 叶维作、周秀骥, 一种计算辐射因子变化的地面温度效应的简便方法, 大气科学, 8, 1, 27—34, 1984.
- [10] 高国栋、陆渝蓉, 中国物理气候图集, 农业出版社, 1981.
- [11] 高国栋、陆渝蓉, 中国地表面辐射平衡与热量平衡, 科学出版社, 1980.
- [12] Rao, P. K., et al., An investigation of degradation errors in "TIROS IV" scanning radiometer data and the determination of correction factors, ESSA, *Meteorol. Satellite Lab., Rept.*, 34 22pp, 1965.
- [13] Raschke, E. et al., The radiation balance of the earth-atmosphere system from Nimbus III radi

tion measurements, NASA Tech. Note D-7249, NASA, Washington, D. C..

- [14] Winston, J. S., Earth-atmosphere radiative heating based on NOAA scanning radiometer measurements: review of a four years record, Third conference on atmospheric radiation of the American Meteorological Society, June, 1978.

THE RADIATION BUDGET IN THE TROPOSPHERE OVER CHINA

Chen Xing

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University)

Abstract

Based on the theory of the radiation transfer and some physical approximation techniques, a numerical climatological method for the radiation budget in the troposphere over China is proposed. Utilizing tenyears-averaged climatological data (1960-1969, 1961-1970) from 104 stations, the radiation budget and its components of the troposphere over China are calculated. In contrast with the satellite observations and other computational results, the results are satisfactory. The main factors which determine the budget were also discussed briefly.