

# 东亚晴天对流层的长波辐射差额\*

李 玉 海  
(中国科学院地理研究所)

## 一、引 言

地球大气的长波辐射差额是大气中辐射能量转换的支出部分,是研究大气以及地球-大气系统辐射差额乃至热量平衡的一个重要方面,也是大气温度垂直分布和昼夜变化的重要因子,故对大气中的天气过程有一定的意义。以前关于辐射差额和热量平衡的研究多是着重于对半球范围和纬度平均状况的讨论<sup>[1-4]</sup>。东亚地区,无论在地理位置方面还是在地形和气候方面,都具有自己独特的特点,因而其辐射差额和热量平衡不会同于北半球的纬度平均状况。

对大气中长波辐射能量传输的计算,一般都采用辐射图解的方法。根据周允华等<sup>[5]</sup>的研究,山本义一(G. Yamamoto)<sup>[6]</sup>的辐射图解是比较好的一个,本文中的计算就采用了山本的图解。此外,又利用了 1957—1962 年的月平均探空资料,我们对 34 个地点(其分布见图 5)分别计算了 6 月和 12 月晴天条件下地面、700 毫巴、500 毫巴和对流层顶的有效辐射(即长波辐射差额)和向下的长波辐射。其中,计算地点位在东经 70°—145° 和北纬 10°—60° 之内,多数资料均在 5 年以上,我国各地点的资料取自气象局的月报表(其中台北的资料取自文献[7]),而其它地点的资料则取自文献[7]。

## 二、吸收气体的分布

大气中长波辐射通量是气压、温度和吸收气体光学质量的函数。在对流层中主要吸收气体是水汽和 CO<sub>2</sub>, 而 O<sub>3</sub> 是不重要的<sup>[8]</sup>。

### 1. 水汽的分布

水汽是对流层中最重要的吸收物质,对长波辐射通量及通量辐射的计算起着决定性的作用。在高空观测中湿度测量是准确性最差的一个,在 500 毫巴以上可靠性是有问题的。但是,对流层上层的水汽分布对于该处长波辐射和地面-对流层系统射出辐射的计算具有一定的影响,因而不能不给以合理的考虑。以前的研究者们对于对流层上层直到对流层顶的湿度分布都采用了某种假定性的处理。J. 伦登(London)<sup>[1]</sup>作出的 3 月份北半球的纬度平均资料中,把对流层顶的相对湿度取为接近饱和,在后来的著作<sup>[2]</sup>中又作出了北半球四季的相对湿度的垂直分布。在他的模式中,对流层顶的相对湿度随纬度的增加而减低,北纬 20° 以南在 80% 以上,到了北纬 70°—90° 则减为 50% (冬季) 和 60% (夏季) 以下。片山昭<sup>[3]</sup>采用了一种简单的处理方法,认为对流层上层露点探空曲线与温

\* 在本文资料整理与计算过程中,承王继琴同志帮助;插图承夏庆根同志清绘,特此致谢。

度曲线彼此平行。S. 真锅淑郎 (Manabe) 等<sup>[4]</sup> 对于对流层下半部采用了 J. 伦登<sup>[2]</sup> 的相对湿度分布, 对于上半部把露点递减率取为常数—— $6.25^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ , 他们指出, 这种处理与飞机观测结果是一致的。

实际上, 关于高层大气中水汽的分布曾有不少学者作过直接探测。F. R. 巴科勒 (Barclay) 等<sup>[9]</sup> 综合前人的主要探测结果后曾绘出一张从 10 公里到 30 公里的水汽混合比分布图, 其中包括 E. W. 巴莱特 (Barrett) 等和英国气象探测等结果。我们以该图为基础, 又补充了较近发表的 H. J. 马斯特恩勃鲁克 (Mastenbrook) 等<sup>[10]</sup> (这里我们只取了其中的两次探测结果) 和 G. 土克科 (Tucker)<sup>[11]</sup> 的结果, 并以 1954 和 1955 两年中共 81 次的探测结果代替巴科勒图中仅根据 35 次探测所得到的英国气象探测曲线, 最后得到图 1。图中巴莱特的结果似乎太大, 其他人的探测都未出现过饱和。N. C. 赫利威尔 (Helliwell)<sup>[12]</sup> 曾指出, 对流层顶的空气是难得饱和的, 相对湿度一般变动在 30—100% 之间。图 1 中大部分探测的露点值在 14—17 公里高度都接近  $-83^{\circ}\text{C}$ 。马斯特恩勃鲁克等的两次探测表明, 在 6 月露点达到  $-83^{\circ}\text{C}$  的高度为 16 公里左右, 比 4 月要高; 土克科等的探测则在 17.7 公里达到  $-83^{\circ}\text{C}$ 。不久前, M. 格特尼克 (Gutnick)<sup>[13]</sup> 在综合了许多探测结果后, 以图和表的形式作出了中纬地区 (即指北纬  $35^{\circ}$ — $55^{\circ}$ ) 31 公里以下混合比和露点、霜点的年平均廓线 (图 2)。该廓线的 7 公里以下部分取自实测结果, 以上部分得自实验的探测值。图中 500 毫巴和 200 毫巴的断线是我们按真锅淑郎等<sup>[4]</sup> 的方法画上去的。在 8 公里以下断线值略低, 8 公里以上相反, 形成了相互抵偿的作用。除 10 公里左右差别较大外, 其余是比较接近的, 可见真锅淑郎等的方法对中纬地区是可用的。

500 毫巴以下我们采用对月平均探空曲线作过平滑处理的实测资料。对于北纬  $25^{\circ}$ — $60^{\circ}$  地区, 在 500 毫巴和 200 毫巴间采用了真锅淑郎等的处理方法, 即露点递减率取为  $6.25^{\circ}\text{C}/\text{公里}$ 。对流层顶高度是实测的, 缺少实测资料的地区是根据温度的垂直分布和参考临近地区实测高度而订出的。北纬  $40^{\circ}$  以北地区无论冬夏对流层顶都低于 200 毫巴。对于北纬  $25^{\circ}$ — $40^{\circ}$  地区, 200 毫巴以上直到对流层顶的露点值是通过一个连续外延法而得到, 其要求是: 在北纬  $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$  地区, 冬季 125 毫巴面 (相当于 15 公里) 上露点值定为  $-83^{\circ}\text{C}$ , 夏季 90 毫巴面 (相当于 17 公里) 上露点值定为  $-83^{\circ}\text{C}$ ; 在北纬  $25^{\circ}$ — $30^{\circ}$  地区, 无论冬夏皆把 90 毫巴面上露点值取为  $-83^{\circ}\text{C}$ 。对北纬  $25^{\circ}$  以南以及印度地区采用上述处理方法是适宜的, 印度地区的探空资料多在 700 毫巴或 500 毫巴以下, 而且相对湿度相当之低 (尤其是冬季)。对这些地区主要是根据相对湿度的变化来考虑, 其中参考了伦登<sup>[2]</sup> 的模式。作为例子, 在图 3 上表示出几个地点的相对湿度分布, 图中分布廓线上的各种符号表示实测值, 虚线是我们定出的。200 毫巴以上的处理同前。

根据上述的处理方法, 最后得到东亚各地水汽的垂直分布, 这种处理与图 1 和图 2 的实测结果相符, 因而是可靠的。至于相对湿度在空间上的分布, 这里作出了沿东经  $115^{\circ}$  的剖面图 (图 4)。该图和伦登的模式是相似的。不过, 对流层顶的相对湿度在北纬  $40^{\circ}$ — $45^{\circ}$  (大约分别相当于北京和二连) 达到最小。伦登模式的主要特点是在副热带对流层中层 (约 5—10 公里) 存在着一个闭合的干空气中心。在图 4a (夏季) 中对流层的中层是低值区, “槽”线 (图中断线) 横贯南北。这是因为东南季风盛行的结果使北纬  $20^{\circ}$ — $40^{\circ}$  地区的相对湿度偏高 (比伦登模式相应的数值高出 5—15% 左右), 因而副热带上空的干中心不显

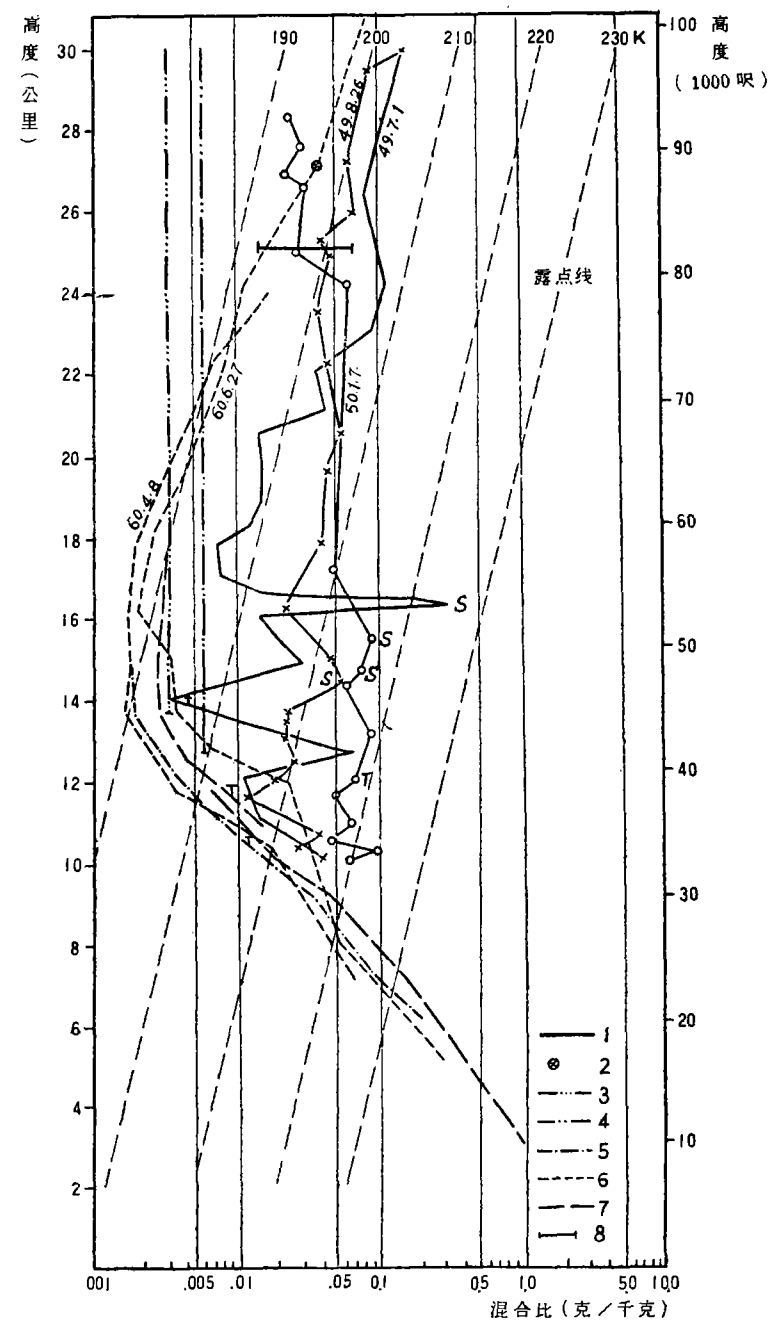


图1 不同作者探测的水汽混合比分布图

1.—E. W. 巴莱特等; 2.—F. R. 巴科勒等; 3.—J. T. 霍顿 (Houghton) 等;  
4.—D. M. 格特斯 (Gates); 5.—英国气象探测; 6.—H. J. 马斯特恩勃鲁克  
等; 7.—G. 土克科; 8.—贝母云。(S 表示饱和, T 表示对流层顶高度)

著,而在北纬 $45^{\circ}$ 的上空形成一个明显的干中心。在冬季(图4b),副热带对流层中层干中心很明显,同时,在北纬 $40^{\circ}$ 的上空又出现了第二个干中心;再向高纬,由于温度低,相对湿度反而有所增加。在低层出现的高值区显然是逆温层的产物。最后需要指出,在计算水

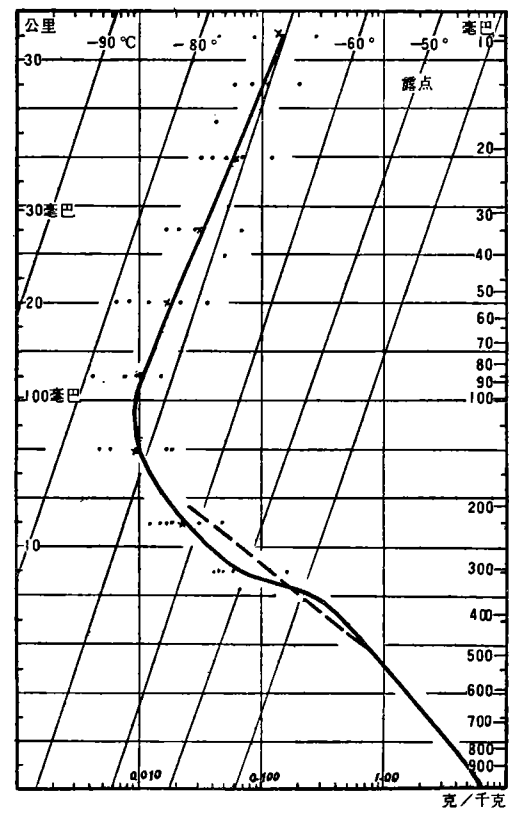


图2 中緯度年平均水汽混合比分布图

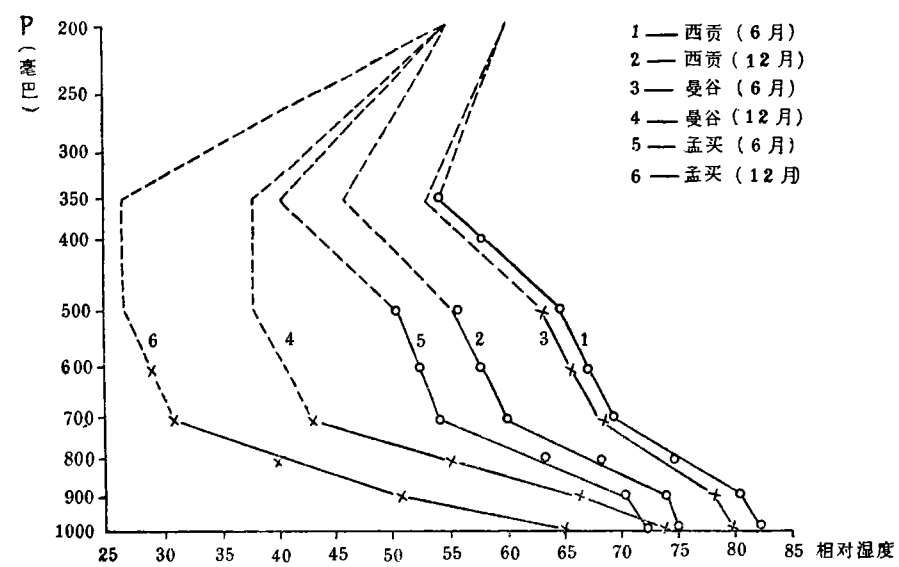
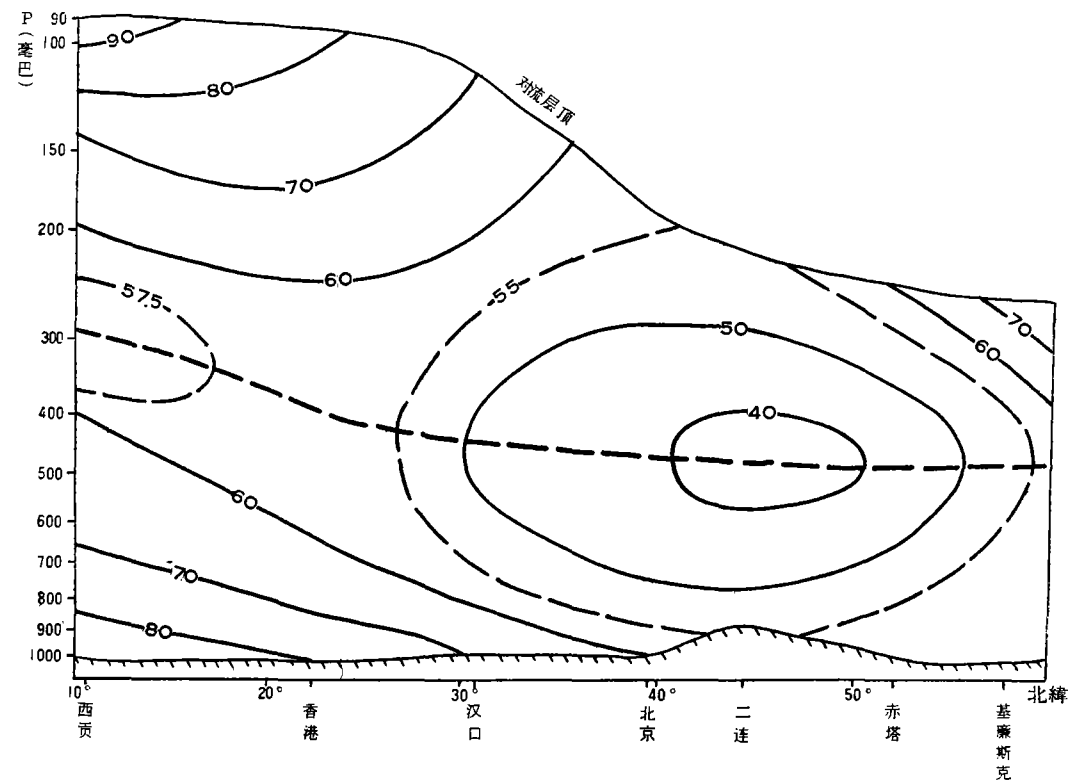
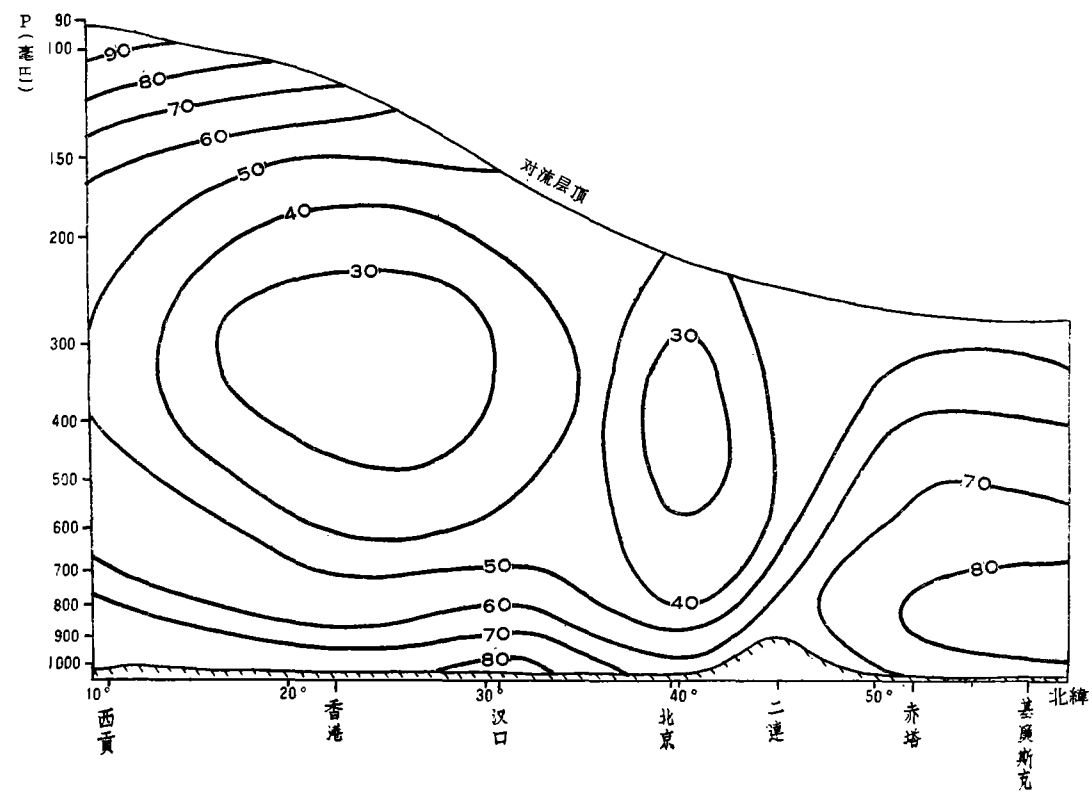


图3 西貢、曼谷、孟买等地相对湿度的分布



(a) 夏季 (6 月)



(b) 冬季 (12 月)

图 4 沿东经 115° 各地的相对湿度垂直分布剖面图

汽有效光学质量时,曾采用  $P/P_0$  作压力订正,其中  $P_0 = 1000$  毫巴。

## 2. CO<sub>2</sub> 的分布

我们假定 CO<sub>2</sub> 的浓度(按体积算)为 0.03%,且不随纬度和季节变化,压力订正取  $P/P_0$ 。若取  $g = 1000$  厘米/秒<sup>2</sup>,压力用毫巴表示时,从大气上界( $P = 0$ )到压力为  $P$  的等压面之间的 CO<sub>2</sub> 有效光学质量可表示为:

$$u_{0-p}(\text{CO}_2) = 123.6 \times 10^{-6} P^2 \quad (1)$$

其中  $u$  以厘米表示。

据上式计算的大气柱中各等压面以上的 CO<sub>2</sub> 有效光学质量列于表1。根据表1以及上述处理的水汽资料,我们用山本的辐射图解对地面和各层大气的长波辐射作了计算,下面就来讨论这些计算所得到的一些结果。

表1 标准状况下大气中 CO<sub>2</sub> 的有效光学质量

气压(毫巴)	$u_{0-p}$ (厘米)	气压(毫巴)	$u_{0-p}$ (厘米)	气压(毫巴)	$u_{0-p}$ (厘米)
0	0	250	7.7	700	60.6
100	1.2	300	11.1	750	69.5
120	1.8	350	15.1	800	79.1
140	2.4	400	19.8	850	89.3
160	3.2	450	25.0	900	100.1
180	4.0	500	30.9	950	111.5
200	4.9	550	37.1	1000	123.6
220	6.0	600	44.5	1100	126.1
240	7.1	650	52.2	1200	128.5

## 三、东亚地区长波辐射的分布状况

### 1. 向下长波辐射的分布

夏季(6月)向下长波辐射的变动范围为 0.400—0.575 卡/厘米<sup>2</sup>·分,从南和东南向北和西北方向减低(图5)。我们知道,决定向下长波辐射的主要因子是大气中的水汽含量和近地层的温度,在高原上空大气层较薄,水汽含量少,温度偏低,因而向下长波辐射最小。在我国新疆、甘肃以及蒙古人民共和国地区,大部分是荒漠或半荒漠,气候干燥,故也成为低值区。在东部平原区,向下的长波辐射形成一个高“脊”形势,这与水汽含量和地面温度的分布形势是彼此相对应的。在青藏高原的边缘出现了一个最大梯度带,显然主要应归于地形的作用。在冬季(12月),地面温度和水汽含量都从南向北递减,与其相对应,向下长波辐射也基本呈纬向分布(图6)。苏联的阿尔丹、赤塔一带到蒙古人民共和国和我国的内蒙,温度很低,水汽稀少,向下长波辐射偏小。图7—10表示700毫巴和500毫巴上的分布情况,不难看到各等压面的向下长波辐射的分布,无论冬夏都近于纬向形式。夏季表现出两高一低的形势,而冬季在大陆东岸为一低值区,这与相应等压面上平均槽脊的位置和形式很相类似,因而可以认为向下长波辐射场与后者的分布有一定的关系。向下长波辐射值在铅直方向的变化是随高度的增加而减小。青藏高原的高度平均在3000米以上,超过了700毫巴的高度,因此就700毫巴以上的高空而言,高原上的水汽含量和向下长波辐射值都反而比平原地区相同等压面上的数值大,在夏季500毫巴上表现得最明显。

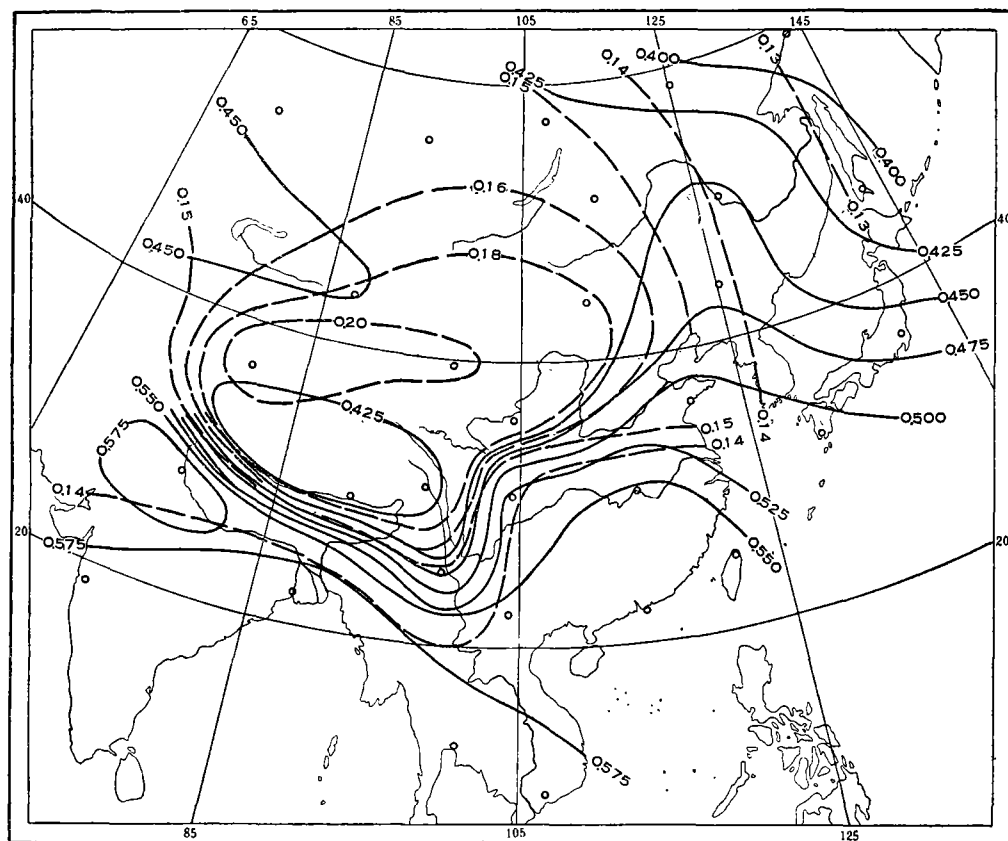
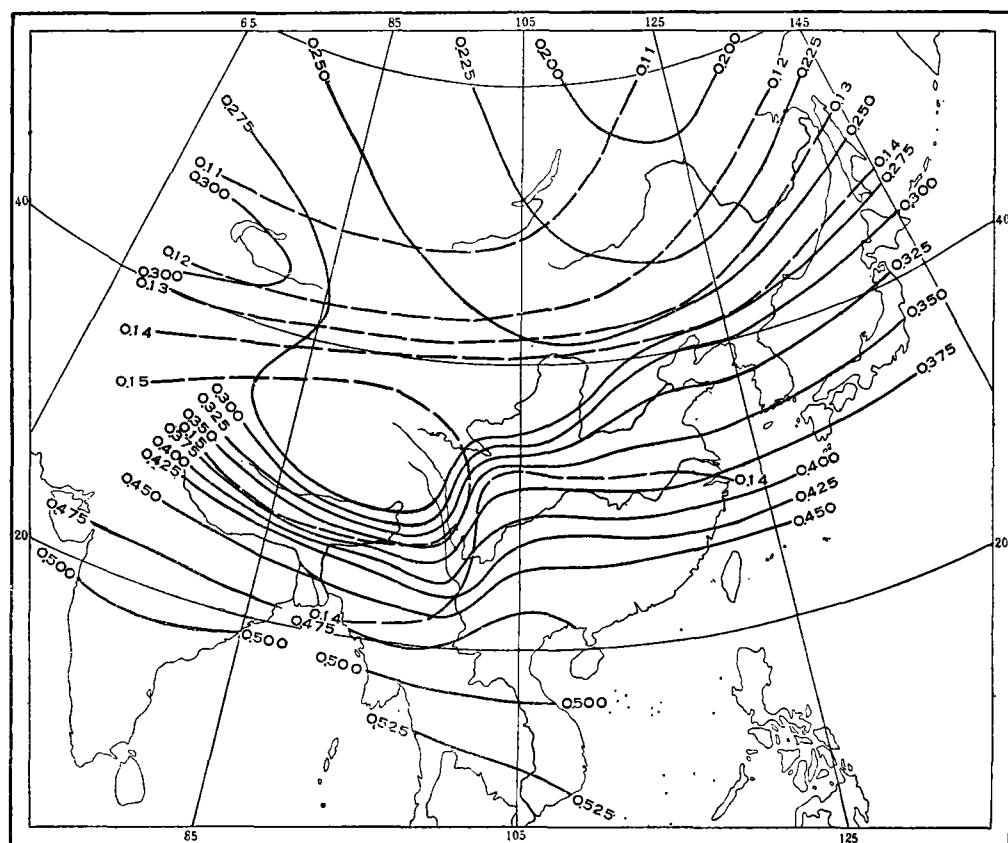


图5 东亚晴天6月地面上的向下长波辐射和有效辐射的分布(实线表示向下长波辐射, 虚线表示有效辐射单位为卡/厘米<sup>2</sup>·分, ○表示计算时所取之地点)



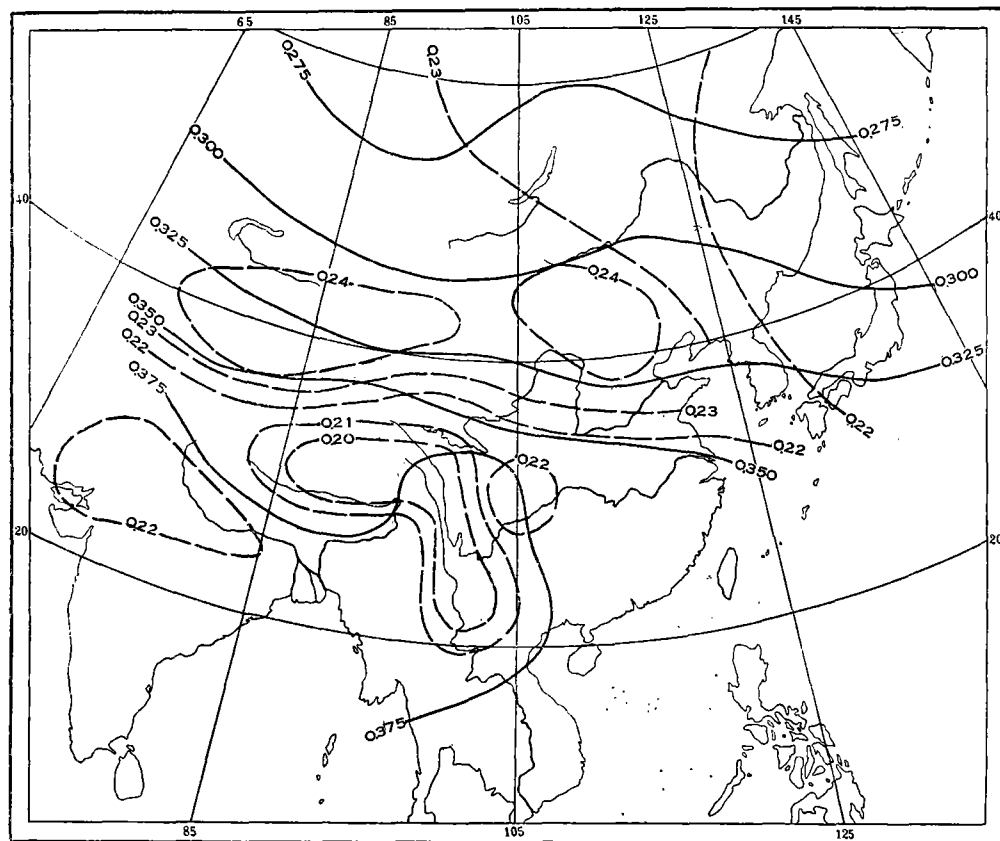


图7 东亚晴天6月700毫巴面上向下长波辐射和有效辐射的分布(图例同图5)

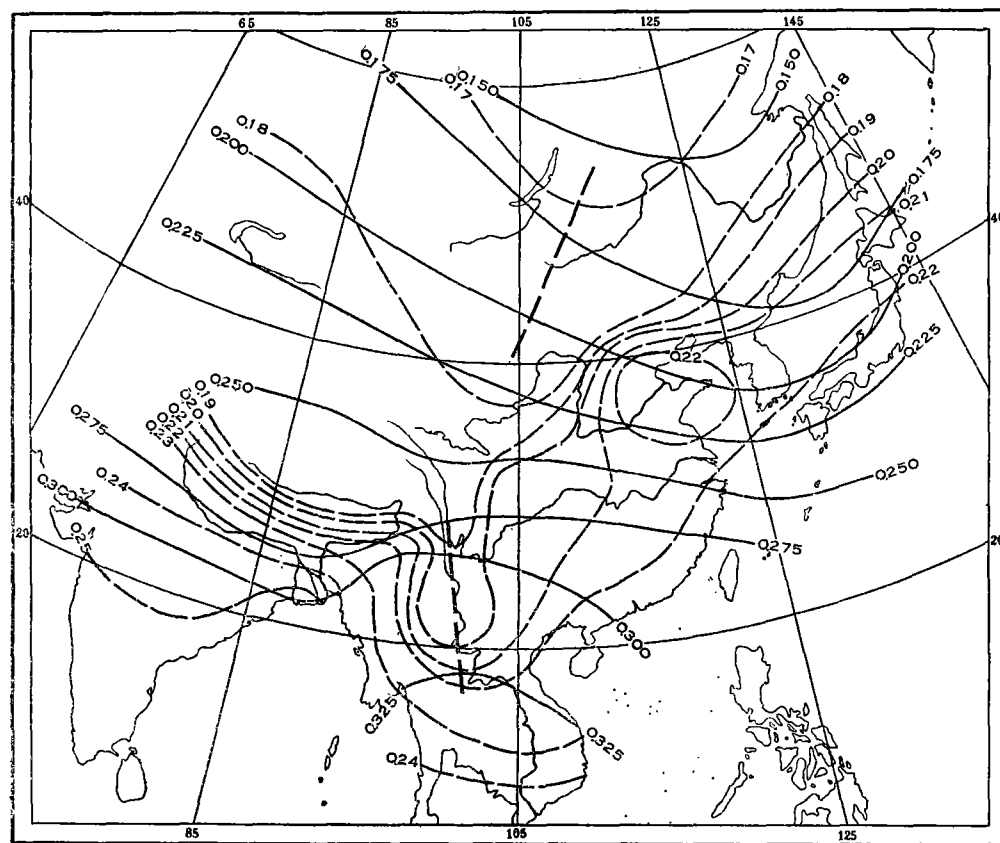


图 8 东亚晴天 12 月 700 毫巴面上向下长波辐射和有效辐射的分布(图例同图 5)



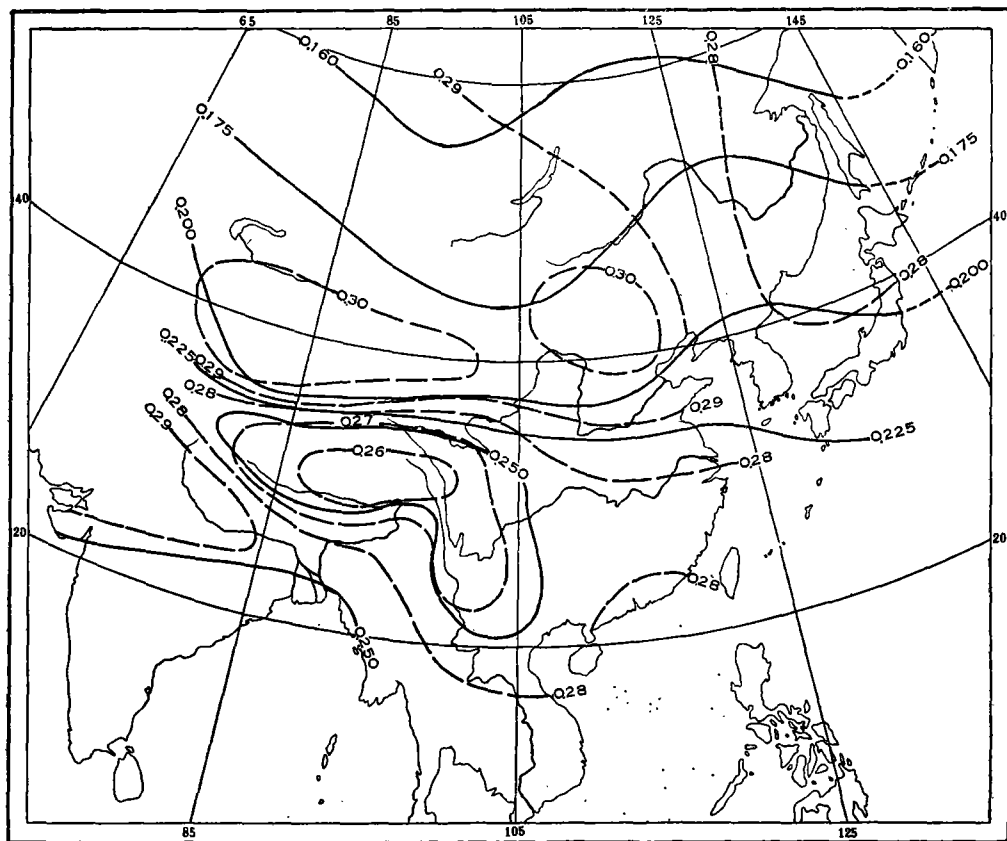


图9 东亚晴天6月500毫巴面上向下长波辐射和有效辐射的分布(图例同图5)

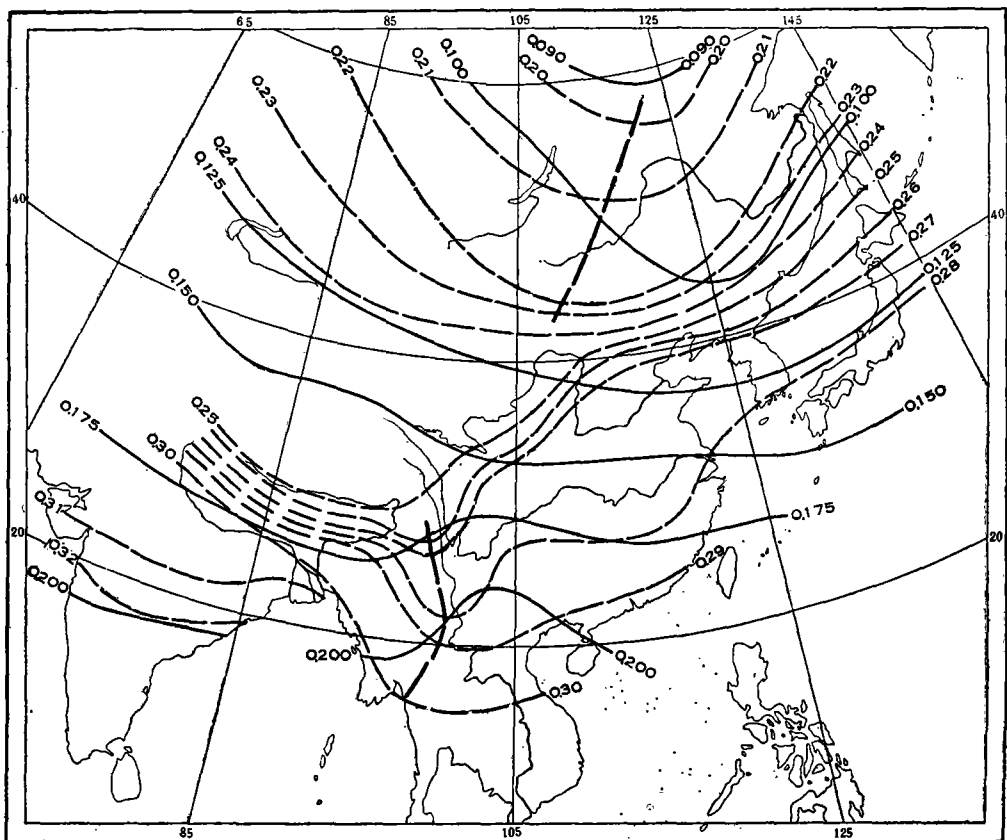


图10 东亚晴天12月500毫巴面上向下长波辐射和有效辐射的分布(图例同图5)

## 2. 有效辐射的分布

从图 5 看出,在夏季,从青藏高原向北,包括我国新疆、甘肃、陕西和内蒙西部直到苏联南部的广大地区是闭合的高值中心区,前面已经指出,这里除了高原就是荒漠干燥区,向下长波辐射最小,此外地面温度又较高,故十分有利于地面的强烈辐射。众所周知,温度和水汽含量对地面有效辐射的贡献是反向的,在高原以外的地区,由于这两个因子本身属性比较均匀以及反向作用的结果,使得有效辐射的分布在广大地区上也相当均匀。到了冬季(图 6),高值区缩小到青藏高原之上,高原以东地区有效辐射更十分均匀;在北纬  $40^{\circ}$ — $43^{\circ}$  左右,由于温度梯度偏大而形成了一个最大梯度带。从图 7—10 看出,高空情况与地面有显著的不同,青藏高原一带变为低值区,这显然与偏大的向下长波辐射有关。我国的河北北部、内蒙中部和蒙古人民共和国的一部分,我国新疆、甘肃西部一带,以及印度半岛北部是三个高值区,其中前二个高值区主要与地面温度较高、向下长波辐射较小有关,后一个则主要是偏高的地面温度造成的。从图 8 和 10 明显看到,在我国呼和浩特、赤峰、沈阳和长春等地是最大梯度带,一方面,这与地面的最大梯度带相对应,另一方面,这里正处于东亚大槽的前方,可能也与大槽的存在有一定的关系。在整个东亚大陆的中部和云南一带,由于地面温度偏低,水汽偏小,形成一个低值带,犹如一低“槽”南伸(图中断线可视为“槽”线)。

## 3. 对流层射出辐射的分布

对流层的射出辐射实际上代表着地面-对流层系统能量耗损的多少。由图 11 可看到,夏季射出辐射的分布相当均匀,变动范围为  $0.400$ — $0.440$  卡/厘米<sup>2</sup>·分。在北纬  $40^{\circ}$  以南的平原区和印度半岛、中印半岛,不但温度高,水汽含量也比较丰富,射出辐射都在  $0.420$  卡/厘米<sup>2</sup>·分以上;反之,在高原地区长波辐射所损失的能量达到最少,高原之北的我国新疆到苏联阿拉木图一带也有较大的射出辐射。冬季的分布特征和最大梯度带的位置与 500 毫巴和 700 毫巴有效辐射的分布状况基本是一致的。

## 4. 对流层大气的平均冷却率

为了了解整个对流层的能量耗损,研究地面-对流层系统的长波辐射辐散(即地面-对流层系统射出辐射与地面有效辐射之差)是有意义的。但该量是对流层能量耗损的绝对量,不能表征在对流层厚度不同的各地单位质量大气的能量耗损,为此,我们根据下列公式<sup>[5]</sup>计算了对流层大气的平均冷却率

$$\frac{\partial T}{\partial t} = 5.9 \times 10^3 \frac{\Delta F}{\Delta P}, \quad (2)$$

其中冷却率  $\frac{\partial T}{\partial t}$  的单位是  $^{\circ}\text{C}/\text{昼夜}$ ,  $\Delta F$  是地面-对流层系统的长波辐射辐散(卡/厘米<sup>2</sup>·分),  $\Delta P$  是对流层顶气压与地面气压之差。计算结果表示在图 12 中。夏季对流层的平均冷却率变化不大,其范围为  $1.80$ — $2.10^{\circ}\text{C}/\text{昼夜}$ 。大约在整个大陆的中部冷却率最小,低于  $1.9^{\circ}\text{C}/\text{昼夜}$ ,特别是我国兰州、酒泉和内蒙西南部以及蒙古人民共和国一部分低于  $1.85^{\circ}\text{C}/\text{昼夜}$ ,这主要由于地面向大气放出了较多的长波辐射能量的缘故(见图 5)。在青藏高原,对流层大气虽也从地面获得了相当多的能量补充,但因地势特高,对流层大气浅薄,水汽和温度向上迅速的递减,使有效辐射向上增加的较快,因而平均递减率也在

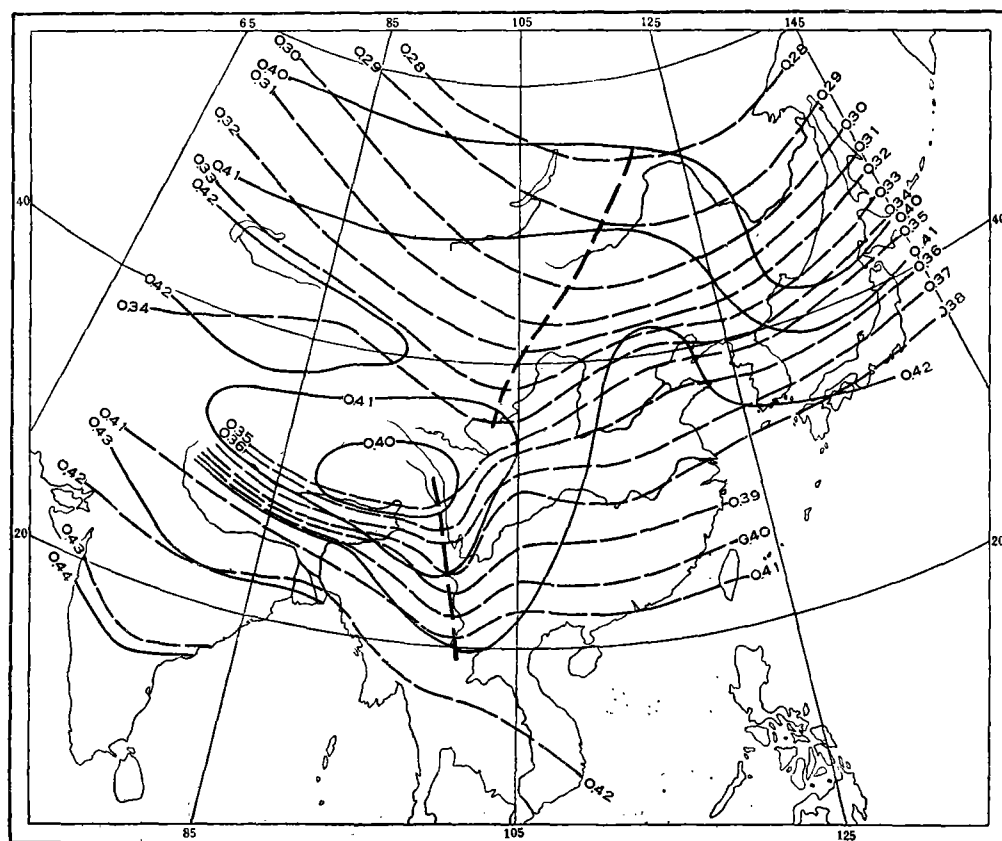


图 11 东亚晴天地区地面-对流层系统射出辐射的分布 (实线表示 6 月, 虚线表示 12 月, 单位为卡/厘米<sup>2</sup>·分)

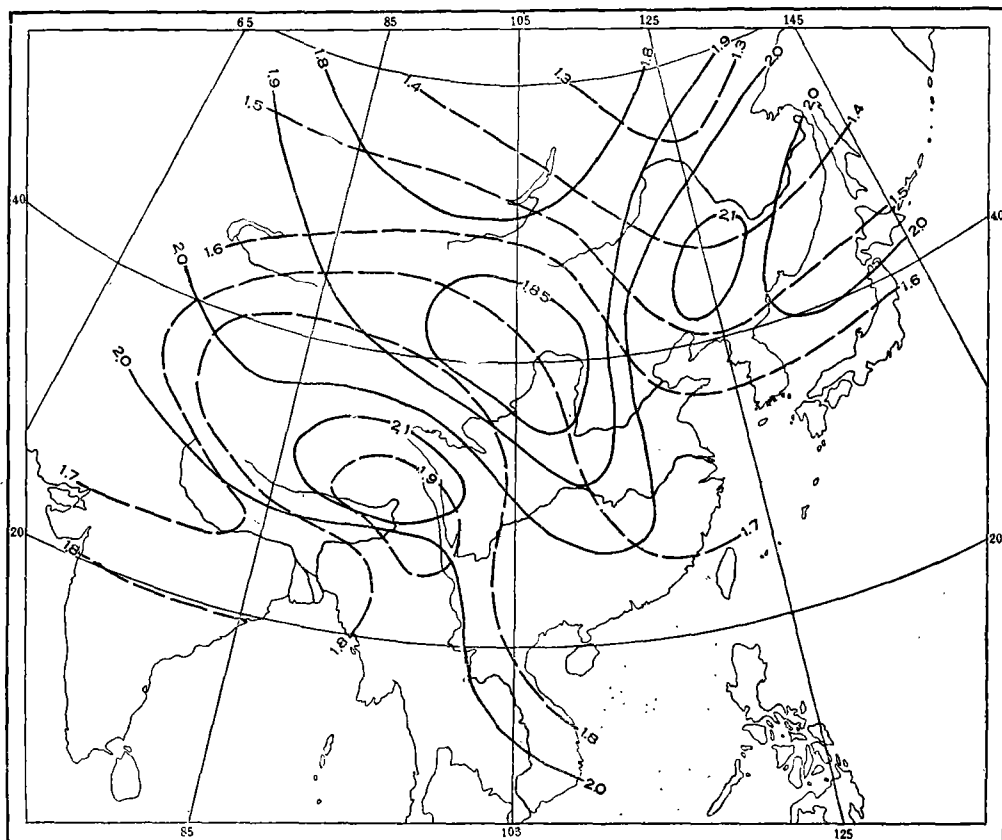


图 12 东亚晴天对流层大气的平均冷却率 (实线表示 6 月, 虚线表示 12 月, 单位为℃/昼夜)

2.0℃/昼夜以上。还有一个有趣的现象,即在松辽平原地区出现了最大降温区(在 2.1℃/昼夜以上)。在冬季,平均冷却率的数值比夏季减小,而变化范围和南北梯度显著增加,分布的基本趋势是从北向南增加。东部平原区是低值区,也位于东亚大槽的前方,是水汽比较丰富的地段。高原地区降温最多,因为冬季地面供给的能量已显著减小。

#### 四、东亚地区长波辐射的纬度平均值与北半球 纬度平均值的比较

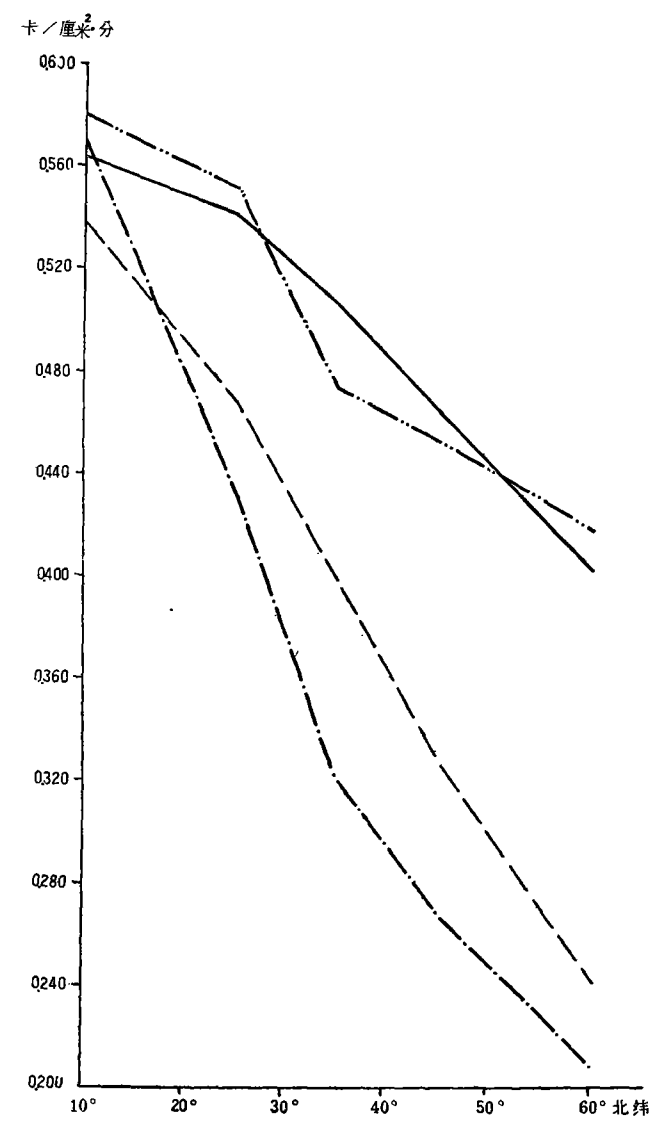
为了进一步揭示东亚地区长波辐射的特征,我们对宽为 10 个纬度的纬度带计算了地面长波辐射和地面-对流层系统的射出辐射的纬度平均值,其结果表示在图 13—14 中。图中还包括了同类长波辐射北半球的纬度平均值,这些值是根据伦登<sup>[2]</sup>的资料和采用山本的辐射图解计算得到的。

图 13 a 表明,夏季在北纬 10°—30° 和北纬 50°—60° 的东亚地区地面上的向下长波辐射高于纬度平均值,北纬 30°—50° 因受高原和沙漠的影响,与上述情况恰好相反。冬季,地面上的向下长波辐射除北纬 10°—20° 外,其它纬度带都低于纬度平均值。郑斯中等<sup>[14]</sup>在计算中国大陆上空的水汽含量时指出,水汽含量的分布和变化与东亚季风的活跃有紧密的联系,中国东部地区水汽含量夏季特大,纬度距平为正值;冬季特小,纬度距平除华南外为负值。郑斯中等的研究虽仅限于中国,但对东南季风和西南季风盛行的东亚来说,他们的结论也有一定的意义,可以借鉴。此外,冬季主要是干冷的极地大陆气团盘踞在亚洲大陆上空,造成一个很大的温度负距平区,而夏季大陆受热低压控制,大部地区变为正距平区<sup>1)</sup>。这种温湿状况的季节特征正是东亚地区地面上的向下长波辐射的分布与纬度平均状况不同的根本原因。前面已经指出,温湿状况对有效辐射的作用是反向的,夏季,在大片的温度正距平区中,温度的作用十分显著,再加上高原和沙漠的作用,使得东亚地面的有效辐射普遍高于纬度平均值(图 13 b)。冬季北纬 10°—20° 地区地面温度和水汽含量分别略高于和略低于纬度平均值,也使得其有效辐射相应地略高于纬度平均值。对于北纬 20°—30°,东部平原区主要受低温的影响,有效辐射略低于纬度平均值,但是高原的作用更为显著,故仍使该纬度带的平均值比北半球的平均值来得高。北纬 30°—40° 的有效辐射也高出纬度平均值,这主要与华北水汽含量特少以及西部存在着大面积的高原和沙漠有关。北纬 40°—60° 因温度负距平特大,其有效辐射小于纬度平均值。

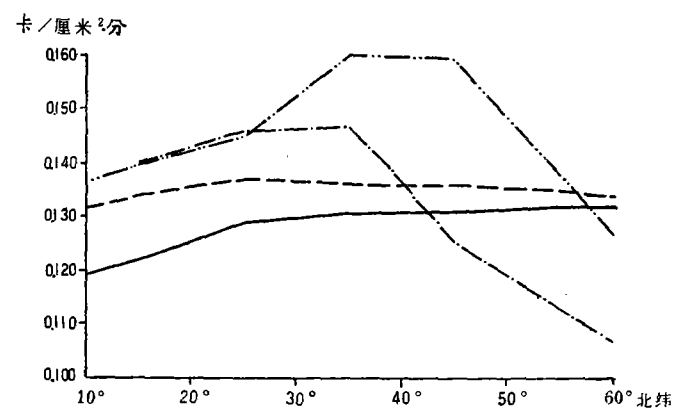
由图 14 看出,无论冬夏,东亚地区地面-对流层系统的射出辐射都由北向南增加,夏季比较均匀,冬季南北差异颇大。此外,在北半球的纬度平均值中,夏季副热带的射出辐射最大,但是东亚因季风盛行,而且西部地势很高,所以没有表现出上述特征,这是东亚地区射出辐射场的主要特色之一。除北纬 10°—20° 和夏季北纬 40°—60° 外,其它纬度冬夏射出辐射都小于纬度平均值,冬季主要是偏低的温度造成的,夏季则主要是受到水汽含量较多影响的结果。

图 15 表示东亚各纬度带长波辐射随高度的变化。由图可以看出下列几点:(1)夏季向下长波辐射向上减小和有效辐射向上增加都比冬季来得迅速;(2)夏季的南北梯度显著

1) 根据高国栋编的区域气候讲义(南京大学气象系,1961)。



a. 地面上的向下长波辐射



b. 地面上的有效辐射

图 13 东亚晴天各纬度带地面长波辐射纬度平均值与北半球纬度平均值的比较 (图例见图 14)

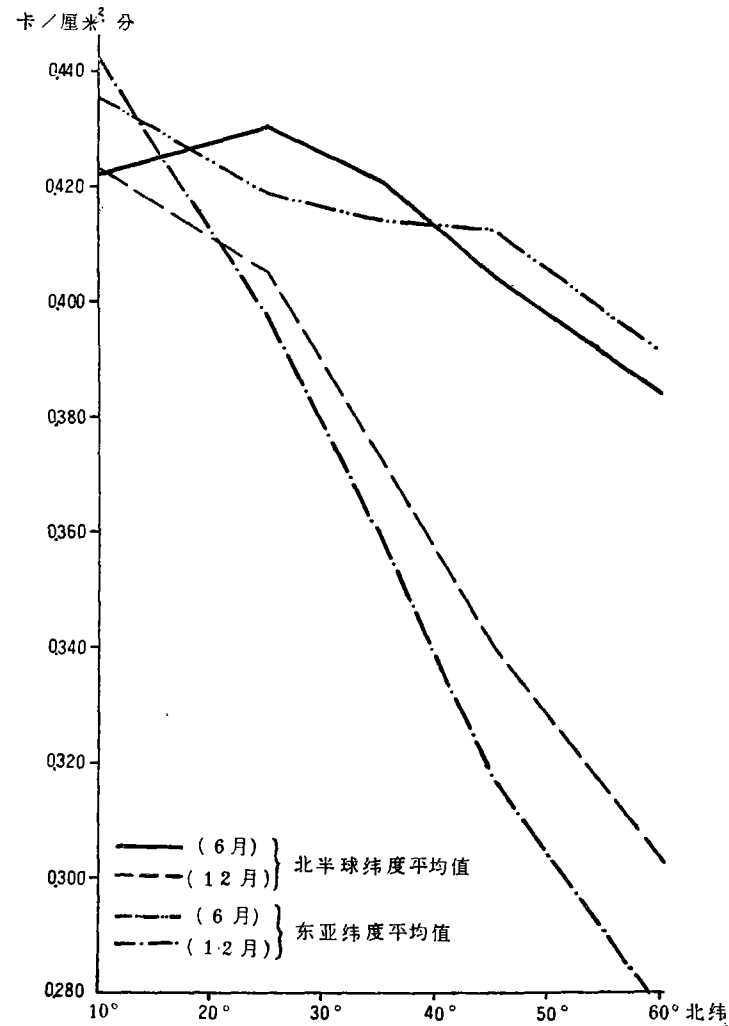


图 14 东亚晴天各纬度带地面-对流层系统射出辐射纬度平均值  
与北半球纬度平均值的比较

地小于冬季,其中有效辐射尤其明显;(3)夏季在 500 毫巴以下的各高度上,向下长波辐射皆以北纬  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$  为最大,因为该纬度带恰恰同时受到势力相当强盛的东南季风和西南季风的影响;(4)冬季向下长波辐射随高度的平均递减率由北向南增加,这与低纬地区水汽含量随高度递减的迅速有关;(5)冬季 500 毫巴以下,有效辐射的平均递增率也由北向南增加。在 700 毫巴以下,北纬  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$  和  $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$  两纬度带的平均递增率接近于北纬  $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$  的数值,这是因为平均地势高的缘故;(6)海拔高度对有效辐射最显著的影响乃是表现在夏季,由地面到 700 毫巴间,北纬  $20^{\circ}$ — $50^{\circ}$  的三个纬度带的平均递增率大于另两个纬度带,且以平均地势最高的北纬  $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$  为最突出。此外,由于 500 毫巴到对流层顶的厚度由南向北减小,使得有效辐射的平均递增率由南向北增加。

## 五、結 語

通过以上討論,初步可得以下几点結果:

1. 东亚地区长波辐射的季节分布与东南季风和西南季风的的活动及东亚特殊的地形有密切的关系;
2. 东亚地区地面上的向下长波辐射,夏季除北緯  $30^{\circ}$ — $50^{\circ}$  受高原和沙漠影响外,其它緯度带高于緯度平均值;冬季除北緯  $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$  外則低于緯度平均值。至于地面有效辐射,除冬季北緯  $40^{\circ}$ — $60^{\circ}$  外都比緯度平均值大;
3. 700 毫巴与 500 毫巴向下长波辐射的空間分布与相同等压面上平均槽脊的分布相类似,表明向下长波辐射場与后者有一定的关系;
4. 除北緯  $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$  和夏季北緯  $40^{\circ}$ — $60^{\circ}$  外,其它緯度带冬夏对流层射出辐射都低于緯度平均值。夏季受季风影响的結果,副热带的射出辐射沒有象緯度平均值那样成为最大值带;
5. 低緯地区向下长波辐射和有效辐射随高度的变化比高緯地区迅速;
6. 夏季对流层下层最大向下长波辐射发生在北緯  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$  的緯度带中;
7. 在地面,青藏高原是有效辐射的高值区和向下长波辐射的低值区,在对流层中层恰好相反,这种情况在夏季表現得最明显;
8. 在夏季,东亚对流层的平均冷却率变化不大,其主要范围是  $1.80$ — $2.10^{\circ}\text{C}/\text{昼夜}$ ;到了冬季其数值减小,南北梯度和变化范围加大( $1.3$ — $1.8^{\circ}\text{C}/\text{昼夜}$ )。

(收稿日期: 1963 年 11 月)

## 参 考 文 献

- [1] London, J., The distribution of radiation temperature change in the northern hemisphere during march, J. Meteor., V. 9, N. 2, 1952.
- [2] London, J., A study of the atmospheric heat balance, PB. 129551, 1957.
- [3] 片山昭: 北半球大气的热經济的研究について——特に放射計算の諸問題に关連して——, 气象研究ノート, 第 12 卷, 第 4 号, 1962。
- [4] Manabe S. (眞鍋淑郎) and Möller F., On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere, Monthly Weather Review, V. 89, N. 12, 1961.
- [5] 周允华、李玉海、左大康: 几个辐射图的比較, 气象学报, 第 34 卷第 2 期, 1964。
- [6] Yamamoto G. (山本义一), On a radiation chart, Sci. Rep. Toh. Univ., Ser. 5, V. 4, N. I, 1952.
- [7] Monthly climatic data for the world.
- [8] Кондратьев, К. Я., Лучистый теплообмен в атмосфере, Гидрометеиздат, Л., 1956.
- [9] Barclay, F. R. et al., A direct measurement of the humidity in the stratosphere using a cooled-vapour trap, Quart. J. R. Meteor. Soc., V. 86, N. 368, 1960.
- [10] Mastenbrook, H. J. and Dinger, J. E., Distribution of water vapor in the stratosphere, J. Geophys. Res., V. 66, N. 5, 1961.
- [11] Murcray, D. G., Murcray, F. H. and Williams, W. J., Distribution of water vapor in the stratosphere as determined from infrared absorption measurements, J. Geophys. Res., V. 67, N. 2, 1962.
- [12] Helliwell, N. C., Research at high altitudes by the meteorological research flight, Weather, V. 13, N. 9, 1958.
- [13] Gutnick, M., Mean atmospheric moisture profiles to 31 KM. for middle latitudes, Oppl. optics, V. I, N. 5, 1962.
- [14] 郑斯中、楊德卿: 中国大陆上空的水汽含量, 地理学报, 第 28 卷第 2 期, 1962。

## INFRARED RADIATION BALANCE IN A CLOUDLESS TROPOSPHERE OVER EAST ASIA

LI YÜ-HAI

*(Institute of Geography, Academia Sinica)*

### ABSTRACT

Based on the aerological climatical data at 34 stations for June and December during the period 1957 to 1962 and used Yamamoto's radiation chart, the distribution of the infrared radiation fluxes in the troposphere has been computed for a cloudless over East Asia. Besides, the outgoing radiation of the system "earth's surface-troposphere" and the mean cooling in the troposphere are given out. It is shown that seasonal and space distribution of the infrared radiation flux is closely associated with monsoon action and topographical characteristics over this area.