

# 东亚地区的地表面辐射平衡、热量平衡 及冷热源问题的研究

高国栋 陆渝蓉\*

(南京大学气象系)

## 提 要

本文是〈我国辐射平衡、热量平衡及水分平衡的研究〉工作中的一部份。根据我国七十多个日射台站 1974 年前的全部实测资料,推求出适合于我国实际情况的计算方法。计算了我国 300 多个台站的太阳辐射各分量(直达辐射、散射、辐射、总辐射)数值。同时设计了计算 Берлинд 理论公式的计算图,求得了这些台站的有效辐射量,从而得到我国辐射平衡及其各分量<sup>[1,2]</sup>。又根据我国六个台站热量平衡观测资料,得到土壤热交换量与气温变化的关系,确定了土壤热交换量<sup>[3]</sup>。并采用和计算了与我国邻近的国外几十个台站辐射平衡各分量及研究成果。最后分析了东亚地区的辐射平衡、热量平衡及冷热源的时空分布。

## 一、引 言

太阳辐射在地球上的分布和变化,对天气学和气候学都极为重要,它是地球上唯一的能量源泉。地面以辐射形式获得热量和放出热量,这种能量变化最终是以地表面辐射收支的差额(即辐射平衡)形式表示之。地表面有了辐射差额就有热量的盈余或亏损。对于行星地球来说,全年平均辐射收支是接近于零。因此地表面的辐射差额除了与大气间存在湍流热交换之外,其余的热量收支就是由水分蒸发消耗热量及土壤传导向下输送热量或向上输出热量等形式来平衡。所谓热量平衡就是辐射差额与其转变为其它能量消耗或能量补偿之间的平衡。这些能量转换过程对地球上的能量状况和变化产生了巨大的影响。如果某地区地表面通过热量转换平均地有热量供给大气,我们称该地区为热源;反之,该地区需自大气中取得热量则称为冷源。所以计算和讨论太阳辐射能量的收支差额,探讨能量的转换,消耗与补偿,分析冷热源的分布状况,不仅是研究天气和气候形成的重要基础,而且对于进一步进行作物生理辐射、农田需(余)水量、干湿指标等方面的研究、为农业生产和气候改造服务也有巨大的现实意义。

本文总结了“我国三大平衡的研究”工作的基础上,计算了东亚地区全年及各月辐射平衡各分量、年热量平衡各分量及各月冷热源热交换量,并绘制了分布图,同时分析了这

1978年2月3日收到第二次修改稿。

\* 康建业、郭学英、张绍祿、姚家贵等同志参加了青藏高原及其周围地区的计算和分析工作。在工作中并承李怀瑾等同志协助及提供许多宝贵意见,致以感谢。

些量的时空分布特征。对于各月热量平衡各分量及其应用部份待进一步整理后提供发表。

## 二、计算方法

### 1. 地表面辐射平衡及热量平衡方程

地面辐射平衡即地面收入的总辐射能与支出的总辐射能的差额。所以地表面的辐射平衡方程表示如下:

$$\begin{aligned} R &= (Q + q - S) - (E_0 - G) \\ &= (Q + q)(1 - a) - E = qQ(1 - a) - E \end{aligned} \quad (1)$$

式中  $R$  为地表面辐射平衡,  $Q$  为直达辐射,  $q$  为散射辐射,  $qQ$  为总辐射,  $S$  为反射辐射,  $E_0$  为地面辐射,  $G$  为大气逆辐射,  $a$  为地面反射率,  $E$  为地面有效辐射。

地表面的热量平衡就是地表面辐射差额与其转变为其它能量消耗或能量补偿之间的平衡。热量平衡方程表示如下:

$$R + Q_A + LB + P = 0$$

式中  $Q_A$  为地表面与下层间的热交换量,  $LB$  为蒸发耗热量( $L$  为蒸发潜热,  $B$  为蒸发量),  $P$  为地表面与大气间的湍流热交换量。式中凡对于地表面输入热量的各项都是正值, 输出热量的各项都是负值。

在热量平衡方程中, 地表面与大气之间的热量交换是通过  $LB$  和  $P$  两项进行的, 如果某地区  $LB + P$  为负值, 表示地表面有热量供给大气, 称为热源区; 反之, 如果某地区  $LB + P$  为正值, 表示地表面自空气取得热量, 称为冷源区。

由热量平衡方程可知

$$R + Q_A = -(LB + P)$$

亦即当某地区  $R + Q_A$  为正值, 地表面有热量盈余, 通过蒸发耗热  $LB$  和湍流交换  $P$  自地表面输送热量给大气, 故为热源区; 相反, 当  $R + Q_A$  为负值, 地表面有热量亏负, 需要通过凝结潜热  $LB'$  或湍流交换  $P$  从大气中取得补偿热量, 故为冷源区。

在年平均情况下

$$Q_A = 0$$

则年平均热量平衡方程为:

$$R + LB + P = 0$$

及

$$R = -(LB + P)$$

故年辐射平衡  $R$  分布与年冷热源分布相一致。

### 2. 地表面辐射平衡及热量平衡各分量的确定

(1) 辐射平衡各分量的确定 总辐射是直达辐射和散射辐射的和, 它表示地面上所获得的太阳辐射能量的总和, 是辐射平衡中重要的组成部分。

影响总辐射量的因素可概括为三: 即天文辐射量  $Q_0$ ; 大气透明状况对总辐射的减弱函数  $f(a, b)$  及天空晴朗程度对总辐射的减弱函数  $\varphi(s, n)$ 。故太阳总辐射量 ( $qQ$ ) 的计算关系式可由下式表示之:

$$qQ = Q_0 f(a, b) \varphi(s, n)$$

式中  $a, b$  为与大气透明状况有关的系数,  $s$  为相对日照,  $n$  为云量。

就月总量而言,  $Q_0$  即为天文辐射月总量, 可以根据下面公式计算而得:

$$Q_0 = \frac{TI_0}{2\pi^2\sqrt{1-e^2}} \left[ b_0(\lambda'' - \lambda') - \frac{\pi}{2} \sin \varepsilon \sin \varphi (\cos \lambda'' - \cos \lambda') \right. \\ \left. - \frac{b_1}{2} (\sin 2\lambda'' - \sin 2\lambda') + \frac{b_2}{4} (\sin 4\lambda'' - \sin 4\lambda') - \dots \right]$$

式中  $I_0$  为太阳常数,  $T$  为地球公转周期 (年),  $e$  为地球公转轨道偏心率,  $\lambda'$  和  $\lambda''$  为初终时期的太阳黄经,  $\varepsilon$  为黄道对赤道的交角,  $\varphi$  为纬度,  $b_0, b_1, b_2 \dots$  为米兰可维奇级数。

天空晴朗程度可以用云量 ( $n$ ) 表示, 也可以用相对日照 ( $s$ ) 表示, 或者用两者的平均数表示。我们通过实际验证, 发现总辐射与相对日照 ( $s$ ) 的相关最为密切。由于季节的影响, 冬、夏半年的散布图不同, 冬半年 (9—3月) 聚集在一条直线上, 夏半年 (4—8月) 聚集在另一条直线上。相关曲线的经验公式的型式为:

$$qQ = a + bQ_0s$$

同样地可得到直达辐射 ( $Q$ ) 和散射辐射 ( $q$ ) 的经验公式, 即

$$Q = a' + b'Q_0s$$

$$q = a'' + b''Q_0n$$

以上公式的具体计算步骤参考文献 (1), 根据计算结果与实际日射观测比较, 一般误差在 10% 以下, 所以该计算式得到的精度、对气候计算来说还是较理想的。

实际 (云天) 有效辐射  $E$  的计算公式为: <sup>[1]</sup>

$$E = E_0(1 - cn) + \Delta E$$

式中  $n$  为平均云量,  $c$  为云对有效辐射的减弱系数,  $E_0$  是晴天有效辐射。我们根据 Бер-лянд 理论公式<sup>[2]</sup>:

$$E_0 = -\delta\sigma T_0^4 \sum_n \frac{e^{-\alpha_n m_\infty}}{P_n} \left\{ \left( \frac{T_H}{T_0} \right)^4 - \frac{4\gamma}{\beta T_0} \left( \frac{\bar{T}_{0-H}}{T_0} \right)^3 [E_i(\alpha_n m_\infty e^{-\beta H}) \right. \right. \\ \left. \left. - E_i(\alpha_n m_\infty) \right] \right\} + \Delta E$$

式中  $P_n$  为光谱区间特征量,  $\alpha_n$  为大气对长波辐射的吸收系数,  $T_0$  为地面上气温,  $T_H$  为对流层顶的温度,  $H$  为对流层的高度,  $\bar{T}_{0-H}$  为对流层平均温度,  $\gamma$  为对流层温度平均直减率,  $\beta$  为湿度随高度递减的特征系数,  $m_\infty$  为水汽光学质量,  $E_i(x) = \int_{-\infty}^x \frac{e^t}{t} dt$  为欧拉函数,  $\Delta E$  为因近地层中温度的非线性分布而引入的订正项,  $\delta$  为黑体辐射系数,  $\sigma$  为斯蒂芬波尔兹常数。并设计了一种计算方便又基本保证理论公式精度的列线图进行计算的, 计算结果与辐射图解法及经验公式进行了比较, 我们计算值与图解值较接近, 但计算手续简便多了。

(2) 地表面与下层间的热交换量计算 对于在一定时段内经过地表面流入土壤中或

从土壤中流出的热量可以根据下式计算:

$$Q_A = \omega \int_0^{z_H} [T(z, t_2) - T(z, t_1)] dz$$

式中  $T(z, t_1)$  和  $T(z, t_2)$  代表在某时段起始时间  $t_1$  和终止时间  $t_2$  时任意深度  $z$  处的土壤温度,  $z_H$  为温度变化所波及的深度,  $\omega$  为土壤容积热容量。在实际应用该式计算  $Q_A$  时, 是用图解积分来完成的。此外, 从普通的物理见解知道, 土壤中热量转换大小和气温变化有密切联系, 所以我们根据我国 6 个热量平衡测站所得  $\omega$  值及深度 0—3.2 m 的土壤温度, 用图解积分法求得各月  $Q_A$  值, 并将各月  $Q_A$  值与前后两月的气温变化值  $\Delta T$  配得相关曲线, 然后利用  $Q_A \sim \Delta T$  相关曲线及各台站各月气温变化值求得各月  $Q_A$  量。(图 1)。我们方法与 M. И. 布德科方法<sup>[4]</sup>进行了比较, 相差 0.1 千卡/厘米<sup>2</sup>·月左右, 但我们的方法较适合于我国的特点, 而且应用亦方便。

(3) 蒸发耗热量计算 对于短时期大范围陆面蒸发量的估算目前尚存在许多困难。对年平均而言, 蒸发量可以根据下式确定:

$$B = r - f$$

式中  $r$  为降水量,  $f$  为径流量, 根据水文资料能得到。由上式便知蒸发量  $B$ , 从而求得蒸发耗热量  $LB$ 。

(4) 地表面与大气间的湍流热交换量计算 已知辐射平衡量  $R$ , 蒸发耗热量  $LB$  及土壤热交换值  $Q_A$ , 就可以求出地表面和大气间湍流热交换量  $P$ 。

$$P = R + LB + Q_A$$

对年平均情况  $Q_A = 0$ , 年湍流热交换值  $P = R + LB$ 。

(5) 地表面冷热源分布计算 根据  $R + Q_A$  值来确定冷热源分布。当  $R + Q_A > 0$  表示地表面有热量供应大气, 即为热源区; 如  $R + Q_A < 0$  表示地面自大气中取得热量, 即为冷源区。

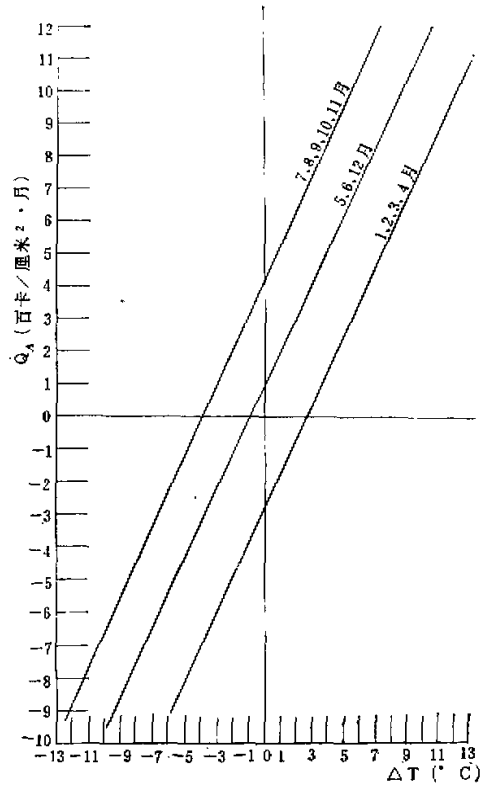


图 1  $Q_A \sim \Delta T$  相关曲线图

### 三、时空分布

#### 1. 地表面辐射平衡的分布

辐射平衡年总量分布除海南岛在 70—80 千卡/厘米<sup>2</sup>·年外, 其余地区均在 40—60 千

卡/厘米<sup>2</sup>·年。青藏高原和川黔地区是低值区,  $R$  值在 40 千卡/厘米<sup>2</sup>·年以下, 尤其在终年积雪的高山上,  $R$  值更小。其次在浙闽地区和西南地区, 由于受季风影响,  $R$  值亦较小, 约 50 千卡/厘米<sup>2</sup>·年。华南及华北地区较大, 为 55 千卡/厘米<sup>2</sup>·年。新疆地区与华北相似, 但在沙漠地区稍小些。至纬度 40°N 以北地区,  $R$  值随着纬度增高而减少。

辐射平衡年变化随地理条件及环流特点而不同, 在 40°N 以北地区年最小值出现在 12 月和 1 月,  $R$  值是负值, 0 值线大致与纬度 40°N 相一致, 年最大值由于雨季影响一般

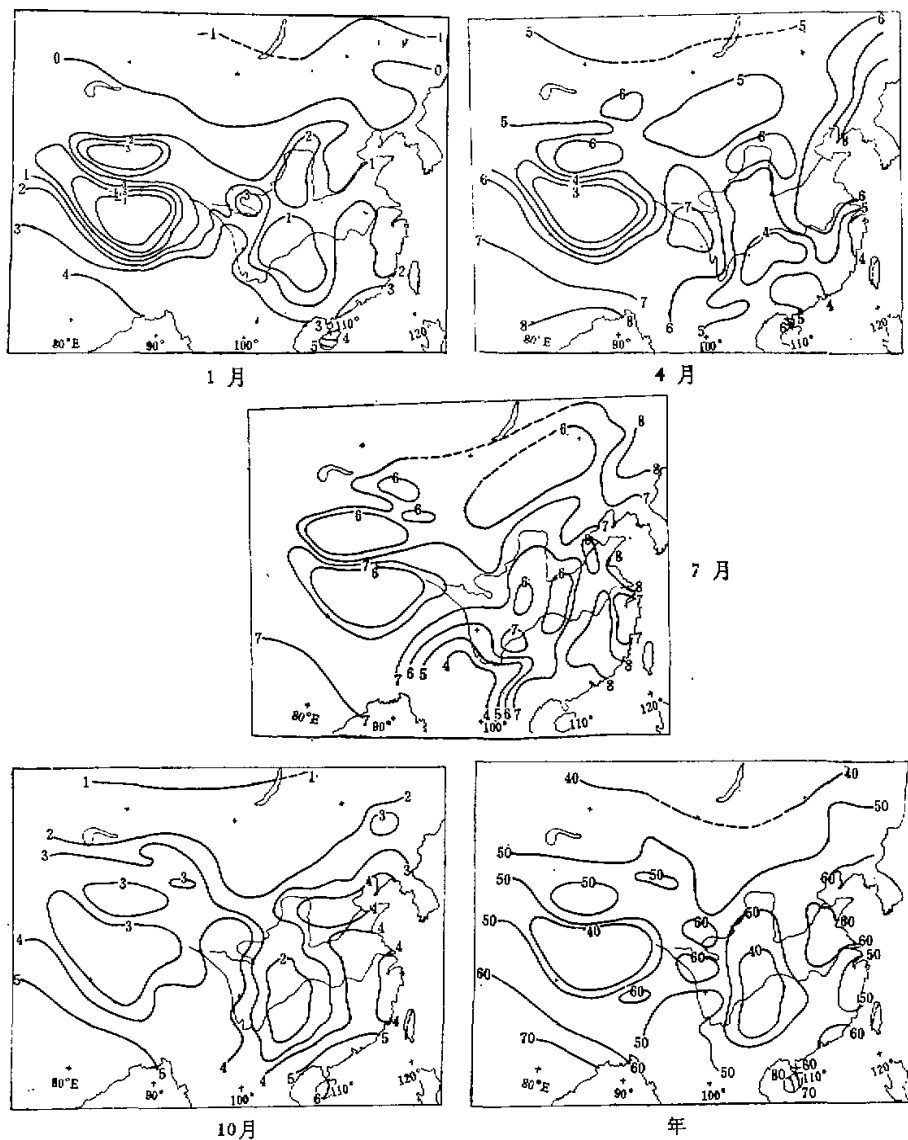


图2 东亚地区辐射平衡分布图 1、4、7、10 月及年

出现在 6 月。长江流域和东南沿海一带最小值亦在 12 月和 1 月, 最大值在梅雨后的 7 月。我国西南地区最低值时间与其它地区较一致, 最高值在 8 月。云南地区由于西南季风影响剧烈, 5 月和 8 月出现双峰。特别指出的是青藏高原, 最低值出现在 12 月和 1 月,  $R$  值为负。0 值线与高原四周大致吻合, 仅从辐射收支差额来看, 高原在冬季需从大气及土壤下层取得热量来平衡辐射所造成的不足。下面将要指出, 由于土壤下层热交换量相当小, 故高原主要是从大气中取得热量, 因此高原在冬季基本上是冷源区。(图 2)

## 2. 地表面与下层间的热交换量的分布

计算结果指出,  $Q_A$  值的月总量就绝对值而言通常是比较小, 仅为总辐射量的百分之几, 尤其在气温年变化较小的地区,  $Q_A$  值更加不明显。由于  $Q_A$  值与气温变化有密切联系, 所以各月  $Q_A$  值分布基本上呈带状与纬度变化一致。冷季 11—1 月份,  $Q_A$  为正值, 表示土壤下层有热量传输给地表面, 其分布由南向北增加,  $40^{\circ}\text{N}$  以北地区为  $0.7\text{--}1.0$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月, 南部很快减少。在  $25^{\circ}\text{N}$  以南地区 12 月和 1 月为  $0.4\text{--}0.5$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月, 11 月仅  $0\text{--}0.1$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月。2 月份以后, 我国西北干旱地区开始出现负值, 表面

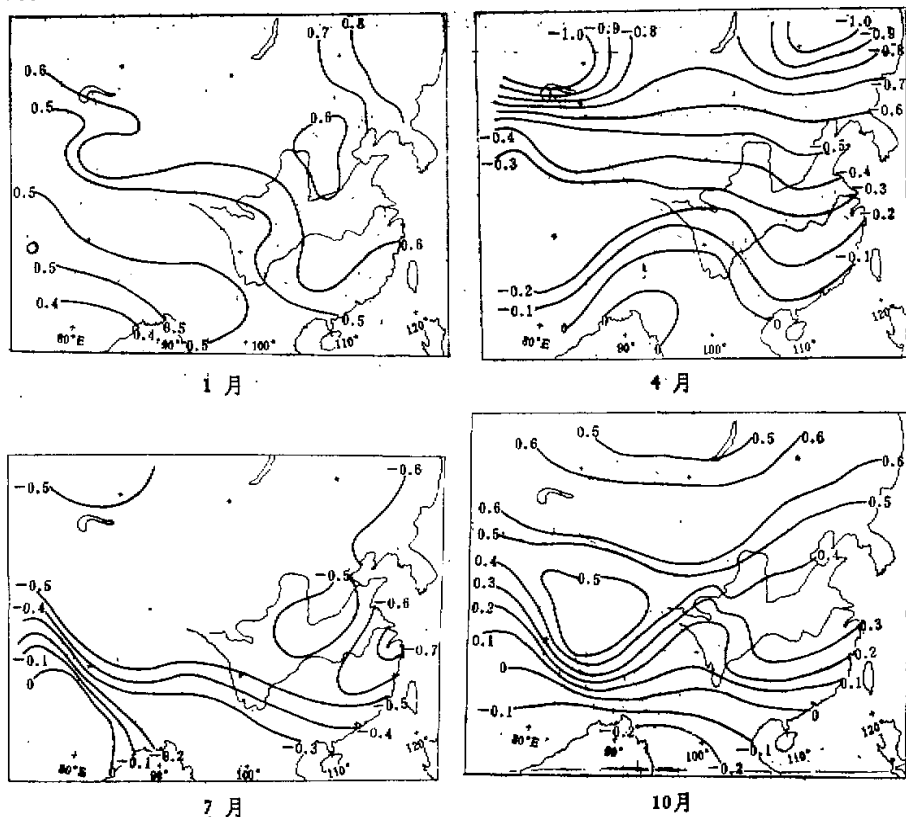


图 3 东亚地区地表面与下层间的热交换量分布图, 千卡/厘米<sup>2</sup>·月。  
(1、4、7、10 月)

地表面有热量输送给下层, 3—8 月整个东亚地区皆为负值, 由南向北增加,  $25^{\circ}\text{N}$  以南为  $0-0.3$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月,  $45^{\circ}\text{N}$  以北在 4、5 月可达  $-0.9-1.0$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月, 3、6、7、为  $-0.6-0.7$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月。8 月整个东亚地区  $Q_A$  值都很小, 从北方  $-0.6$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月到南方  $-0.3$  千卡/厘米<sup>2</sup>·月。9 月在  $25^{\circ}\text{N}$  以北地区开始出现正值  $Q_A$ , 至 11 月整个东亚又出现正值。

$Q_A$  值年变化与正弦曲线近似, 暖季 (3—8 月) 为负值, 说明地面有部份太阳辐射能量消耗在土壤下层增暖上。  $Q_A$  最大负值出现与雨季影响很大。 北方在 4、5 月, 长江流域一带在 7 月, 南方在 7、8 月。 冷季 (11—1 月)  $Q_A$  为正值, 说明土壤下层放出热量而变冷, 最大正值大部地区出现在 12 月, 仅南方在 1 月。 年振幅明显地由南向北增大。 (图 3)

### 3. 地表面冷热源分布

由于  $Q_A$  值比  $R$  值小得多, 所以冷热源所产生地面与大气间的热量交换值分布与辐射平衡大致相似, 仅在冬季  $R$  值小时,  $Q_A$  才影响较大, 它的分布参考附图, 这里仅就青藏高原冷热源问题提出我们的看法, 因为这问题许多气象工作者争论较大, 我们从地表面热

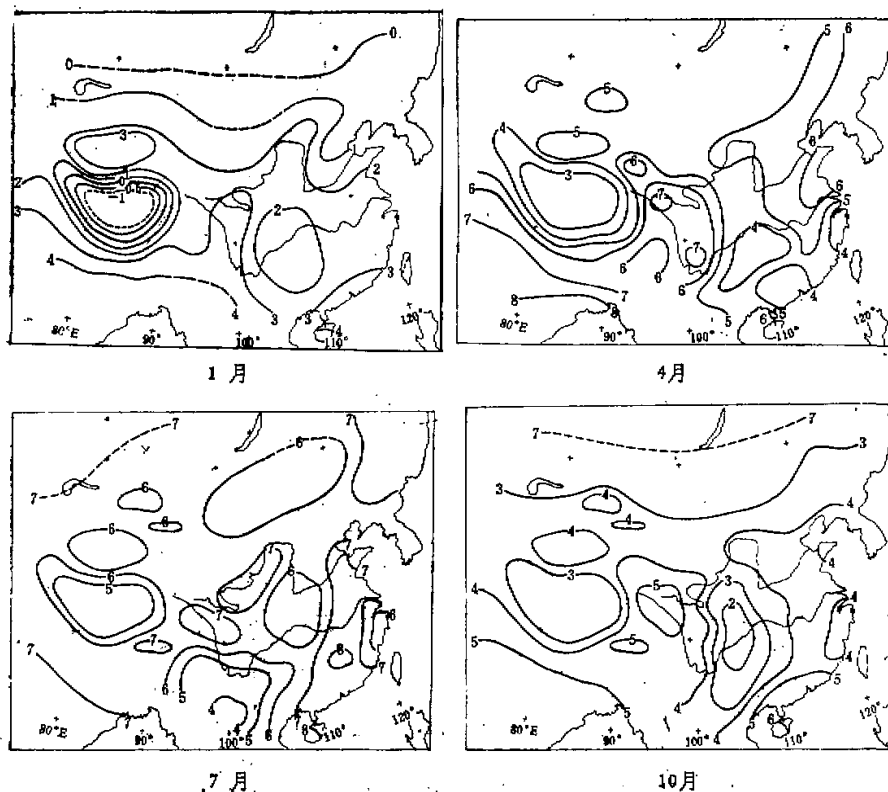


图 4 东亚地区冷热源分布图, 千卡/厘米<sup>2</sup>·月。 (1、4、7、10 月)

量平衡出发,通过详细计算指出,我国青藏高原除 1、12 月外都是热源区,1、12 月仅在高原中部地区是个冷源区,但它从大气中取得的热量相当小,仅在 1 千卡/厘米<sup>2</sup>·月以内,高原周围地区仍是热源区,其供给大气热量亦很小,约 1—2 千卡/厘米<sup>2</sup>·月,高原东南部较大为 2—3 千卡/厘米<sup>2</sup>·月。

此外,在 50°N 以北地区,冬季月份为冷源区,界线比 R 零线稍偏北一些,其它除高原在 1、12 月外的地区,全年各月都是热源区,热交换量分布与 R 值较一致。

冷热源作用所产生的地面与大气间的热交换量的年变化也与 R 年变化一致,最大在夏季,主要由于太阳辐射量较大,通过湍流及蒸发输送给大气热量亦大。相反,最小在冬季,高原中部及高纬度地区甚至变成冷源区,需从大气中取得少量的补偿热量。(图 4)

#### 4. 地表面蒸发耗热量分布

实际年蒸发量是根据年降水量和年径流量的差值间接求得的。从图上可见,干旱地区的蒸发量决定于降水量,湿润地区决定于热量多少。东亚地区蒸发耗热量分布大致由东南向西北减少。东南沿海地区 LB 可达 40—50 千卡/厘米<sup>2</sup>·年。我国西北干旱地区 LB 不到 5 千卡/厘米<sup>2</sup>·年,高原地区约 10 千卡/厘米<sup>2</sup>·年,沙漠地区为 2—3 千卡/厘米<sup>2</sup>·年,南亚地区由于多雨, LB 为 40—50 千卡/厘米<sup>2</sup>·年。(图 5)

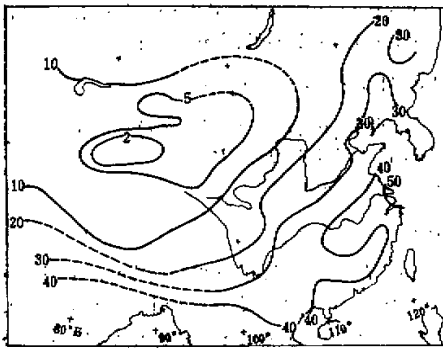


图 5 东亚地区蒸发耗热量分布图, 千卡/厘米<sup>2</sup>·年。

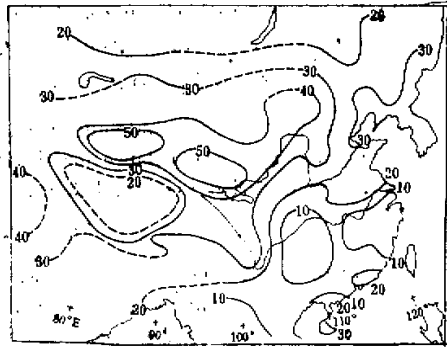


图 6 东亚地区地表面与大气间的湍流热交换量分布图, 千卡/厘米<sup>2</sup>·年。

#### 5. 地表面与大气间的年湍流热交换量分布

年湍流热交换量是从年辐射平衡量与蒸发耗热量差值得到的。影响湍流热交换量分布的因子与蒸发相反。在湿润地区由于热量大量消耗在蒸发上,故湍流热交换量较小。在干燥地区蒸发耗热量较小,而热量大部用于湍流热交换上。由图上可见,它的分布大致从东南向西北增大,最低值区在潮湿多雨的长江以南地区,其值为 10 千卡/厘米<sup>2</sup>·月,次低值区在华南和西南以及 50°N 以北地区,约 10—20 千卡/厘米<sup>2</sup>·月,最大值区在沙漠干旱地区、塔里木盆地、柴达木盆地及印度北部沙漠地区可达 50 千卡/厘米<sup>2</sup>·月,其次为青藏高原约 40 千卡/厘米<sup>2</sup>·月,内蒙、新疆北部为 30—40 千卡/厘米<sup>2</sup>·月。(图 6)

## 参 考 资 料

- [1] 陆渝蓉、高国栋等,我国辐射平衡各分量计算方法及时空分布的研究(1): 总辐射和有效辐射. 南京大学学报, 1976年,第二期, 89—103页.
- [2] 高国栋、陆渝蓉、康建业、郭学英、张绍禄、姚家贵等,青藏高原的辐射平衡、热量平衡及冷热源问题的研究. 1976年青海省西宁市高原会议材料.
- [3] М. Е. Берлянд, и Т. Г. Берлянд, Определение Эффективного Излучения земли с учетом влияния облачности, *ИЗВ. АН СССР, Сер. Геофиз.*, 1952, № 1.
- [4] М. И. 布德科: 地表面热量平衡, 科学出版社, 1960.

## A STUDY OF THE RADIATION BALANCE, HEAT BALANCE AND HEAT AND COLD SOURCES ON THE EARTH'S SURFACE IN EASTERN ASIA

Gao Guo-dong, Lu Yu-rong

(Department of Meteorology, Nanking University)

### Abstract

In this paper, we have suggested the following formulas for determining the total radiation ( $Q + q$ ); the direct radiation ( $Q$ ) and diffused radiation ( $q$ ):

$$(Q + q) = Q_0sb + a; \quad Q = Q_0sb_1 + a_1; \quad q = Q_0sb_2 + a_2$$

The value of effective outgoing radiation is given by  $E = E_0(I - \alpha_n)$

The equation of heat balance for the land is  $R + LB + Q_A + P = 0$

For annual period the heat balance equation is simply

$$R + LB + P = 0$$

Using the routine meteorological observations of more than 300 stations, we have calculated with the formulas as mentioned above the amounts of the radiation balance, heat balance, heat and cold sources, and plotted a series of maps showing their distributions in eastern Asia. The features of their geographical distributions and annual variations are analysed.