

# 中国地表面辐射平衡 与热量平衡

高国栋 陆渝蓉

科学出版社

56.422

# 中国地表面辐射平衡 与热量平衡

高国栋 陆渝蓉

科学出版社

1982

## 内 容 简 介

本书系统地介绍了辐射平衡和热量平衡各分量的计算方法，并推求适合我国地理特征和季节变化的系数及气候计算公式，计算了我国 300 多个台站的辐射平衡、热量平衡和水热指标等 13 个分量全年各月的数值，分析了这些物理量的时空分布特征。

本书可供气象学、气候学、自然地理学、水文学及农林、生物学等方面的科学工作者，以及高等院校师生参考。

## 中国地表面辐射平衡 与热量平衡

高国栋 陆渝蓉

责任编辑 郑秀灵

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

\*

1982 年 11 月第 一 版 开本：787×1092 1/16

1982 年 11 月第一次印刷 印张：10 3/4

印数：0001—2,650 字数：245,000

统一书号：13031·2047

本社书号：2800·13—15

定价：1.70 元



## 前 言

太阳辐射是地球上能量的源泉,是地球大气中各种现象和一切物理过程的基本动力。计算地表面的辐射平衡和热量平衡,无论在理论上和实际应用上都具有重要意义。对于气象科学来说,它们既是天气、气候形成和变化的理论基础,也是重要的气候要素。另外,在生物学、土壤学、水文学、海洋学、医学以及工农业生产建设方面也有广泛的应用。

我们根据全国 76 个日射台站 1964 年以前全部的实测资料<sup>1)</sup>,以及 28 个台站 1959 年到 1961 年的探空资料,取用了全国 300 多个台站的气候资料,采用气候计算方法求出这些台站的辐射平衡和热量平衡各分量的数值,并绘制了每一个分量的时空分布图,从而分析了我国辐射平衡和热量平衡各个分量在时间和空间的分布和变化规律。

我们所使用的气候计算方法,除了注意它在气象学上的物理意义外,计算公式中的所用系数大都是根据我国的地理因素和季节变化推求确定的,因此所得结果符合我国的大气环流规律和气候特征,与实测资料比较,误差较小。

本书共分以下四章:第一章:大气上界的太阳辐射量——天文辐射量;第二章:我国地表面辐射平衡各分量的计算和时空分布;第三章:我国地表面热量平衡各分量的计算和时空分布;第四章:我国气候形成的热量指标和水分指标。总共包括直达辐射量、散射辐射量、总辐射量、反射率、有效辐射量、辐射平衡量、地表面与下层土壤间的热交换量、蒸发耗热量、地表面与大气间的乱流热交换量、地表面冷热源热交换量、最大可能蒸发量、干湿度、水分余亏量等十三个分量。

这项工作主要是由高国栋、陆渝蓉同志进行的,李怀瑾同志参加了部分工作,在进行辐射平衡各分量计算和研究时,南京大学气候专业 65 届同学 [姚家贵]、赵明明、石玉琪、陈菊英、夏道球、翟泉林、方国耀等参加了工作;在进行热量平衡和水、热指标的计算分析工作时,南京大学气象系 74 届气候进修班学员康建业、张绍棣、郭学英及 66 届同学周慧萌、宁庶财、韦友兰、姚远银等参加了工作。

工作中难免有不少缺点和错误,敬希读者指正。

---

1) 我们也把 1974 年以前的日射资料作了整理分析,并绘制分布图进行比较,发现其结果与用 1964 年以前资料计算的结果误差很小。因为 1966 年以后这段时期日射观测仪器长期没有订正,资料可靠性较差,故本书仍用 1964 年以前的日射资料。

# 目 录

前言 .....	iii
<b>第一章 大气上界的太阳辐射量(天文辐射量)</b> .....	<b>1</b>
第一节 天文辐射强度 .....	1
一、太阳常数 .....	1
二、太阳高度 .....	1
三、可照时间 .....	2
四、辐射强度 .....	3
第二节 天文辐射日总量 .....	4
一、计算方法 .....	4
二、分布特征 .....	5
第三节 天文辐射月、季、年总量 .....	6
一、计算方法 .....	6
二、分布特征 .....	7
<b>第二章 我国地表面辐射平衡各分量的计算和分布</b> .....	<b>9</b>
第一节 我国地表面的直达辐射量 .....	9
一、直达辐射量的气候计算 .....	9
二、直达辐射量的时空分布 .....	21
第二节 我国地表面的散射辐射量 .....	28
一、散射辐射量的气候计算 .....	28
二、散射辐射量的时空分布 .....	36
第三节 我国地表面的总辐射量 .....	41
一、总辐射量的气候计算 .....	41
二、总辐射量的时空分布 .....	47
第四节 我国地表面的反射率 .....	55
一、反射率的计算 .....	55
二、反射率的时空分布 .....	57
第五节 我国地表面的有效辐射量 .....	63
一、有效辐射量的气候计算 .....	63
二、有效辐射量的时空分布 .....	71
第六节 我国地表面的辐射平衡量 .....	78
一、辐射平衡量的气候计算 .....	78
二、辐射平衡量的时空分布 .....	79
<b>第三章 我国地表面热量平衡各分量的计算和分布</b> .....	<b>87</b>
第一节 我国地表面与下层土壤间的热交换量 .....	87
一、土壤热交换量的气候计算 .....	88
二、土壤热交换量的时空分布 .....	98

第二节 我国地表面蒸发耗热量 .....	103
一、蒸发耗热量的气候计算 .....	103
二、蒸发耗热量的时空分布 .....	121
第三节 我国地表面与大气间的乱(湍)流热交换量 .....	126
一、乱流热交换量的气候计算 .....	126
二、乱流热交换量的时空分布 .....	130
<b>第四章 我国气候形成的热量指标与水分指标 .....</b>	<b>135</b>
第一节 我国地表面冷(热)源热交换量的计算和分析 .....	135
一、冷(热)源热交换量的定义与气候计算 .....	135
二、冷(热)源热交换量的时空分布 .....	135
第二节 我国最大可能蒸发量的计算和分析 .....	139
一、最大可能蒸发量的计算方法 .....	139
二、最大可能蒸发量的时空分布 .....	143
第三节 我国干湿度的计算和分析 .....	148
一、干湿度的定义和计算方法 .....	148
二、干湿度的时空分布 .....	148
第四节 我国水分余亏量的计算和分析 .....	154
一、水分余亏量的定义和计算方法 .....	154
二、水分余亏量的时空分布 .....	155
参考文献 .....	163
主要物理量符号表 .....	165

# 第一章 大气上界的太阳辐射量(天文辐射量)

计算地球上实际太阳辐射能量的大小和它在时间、空间上的分布和变化规律是比较复杂的,因为地球的外围有一层大气圈,地球的表面地形高低、海陆分布不一样。太阳辐射能通过大气时,要受到大气的减弱作用;太阳辐射能到达地球表面时,由于地面性质不同,又要发生不同的反射辐射;另外,地球大气又是不断变动着的,它不仅对太阳短波辐射要发生反射、吸收和散射等作用,并要吸收地面的长波辐射,同时大气本身也要放射长波辐射。致使太阳辐射能量不但随纬度和季节变化,也因地理特征和大气状况而变化。

为了简明地了解传输给地球的太阳辐射能在时间(各季节)、空间(各纬度)上的分布特征和变化规律,我们首先讨论到达大气上界的太阳辐射能量,也就是不考虑地球大气和地球表面不同性质对太阳辐射的影响,把地球假想为没有大气的均一球体,这种假想条件下的太阳辐射量,称作天文辐射量。

## 第一节 天文辐射强度

### 一、太阳常数

单位时间内垂直投射于单位面积上的太阳辐射通量称为太阳辐射强度。在大气上界,在太阳离地球平均距离处,与太阳光垂直的每一个平方厘米面积上,每分钟时间内所获得的太阳辐射通量称为太阳常数 ( $I_0$ )。换句话说,就是在平均日地距离处到达大气上界的太阳辐射强度。根据最近的观测资料,太阳常数 ( $I_0$ ) 的平均值约为  $1.94$  卡/厘米<sup>2</sup>·分。

### 二、太阳高度

不同时间、不同地点的太阳辐射能量是由太阳对地球的天文位置所确定的,一般用太阳高度和日照时间来表示。太阳高度 ( $h$ ) 是光线和受光面的交角,它是纬度 ( $\varphi$ )、太阳赤纬 ( $\delta$ ) 和时角 ( $\tau$ ) 的函数,根据球面三角可表示为

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau \quad (1.1)$$

讨论太阳高度在时间、空间上的分布一般以正午时的高度为标准,正午时的时角为零 ( $\tau = 0$ )。

$$\sin h_{\text{正午}} = \cos(\varphi - \delta); h_{\text{正午}} = 90^\circ - |\varphi - \delta| \quad (1.2)$$

由上式可见  $h_{\text{正午}}$  与  $|\varphi - \delta|$  成反相关,  $|\varphi - \delta|$  愈大,则  $h_{\text{正午}}$  愈低,  $\varphi = \delta$  时,  $h_{\text{正午}}$  达最大。

春秋分时,  $\delta = 0$ ,  $h_{\text{正午}} = 90^\circ - \varphi$ , 正午的太阳高度随纬度升高而降低。冬、夏至时,  $\delta = \pm 23.5^\circ$ ,  $h_{\text{正午}} = 90^\circ - |\varphi \pm 23.5^\circ|$ , 表示北半球冬至正午太阳高度随纬度升高而降低,至  $\varphi = 66.5^\circ\text{N}$  以北处  $h_{\text{正午}}$  为负值,太阳在地平线以下,即  $\varphi \geq 66.5^\circ\text{N}$  处为永夜。夏至正午太阳高度在北回归线处 ( $\varphi = 23.5^\circ$ ) 最高,向南、向北都降低。南

半球与北半球情况相反(表 1.1)。

表 1.1 地球上两分、两至正午的太阳高度

太阳高度 $\delta$ 纬度	$\delta = 0^\circ$ (春分)	$\delta = 23.5^\circ$ (夏至)	$\delta = 0^\circ$ (秋分)	$\delta = -23.5^\circ$ (冬至)
90°N	0° (太阳在地平线上)	23.5°	0° (太阳在地平线上)	无阳光
66.5°N	23.5°	47°	23.5°	0°
23.5°N	66.5°	90°	66.5°	43°
0°	90°	66.5°	90°	66.5°
23.5°S	66.5°	43°	66.5°	90°
66.5°S	23.5°	0°	23.5°	47°
90°S	0° (太阳在地平线上)	无阳光	0° (太阳在地平线上)	23.5°

### 三、可照时间

除南、北极圈之内的地区以外,一日之内可划分为昼、夜两部分,以日出到日没的时间称为可照时间或昼长时数。所以到达地表面的太阳辐射能量也与可照时间的长短有关。

可照时间除因纬度而异(表 1.2)外,还因季节而不相同,所以可照时间可用  $\varphi$  和  $\delta$  的函数表示之。在日出、日没时 ( $\tau = \tau_0$ ), 太阳高度等于 0,

$$\text{即} \quad \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau_0 = 0 \quad (1.3)$$

$$\cos \tau_0 = -\tan \varphi \tan \delta, \quad \tau_0 = \cos^{-1}(-\tan \varphi \tan \delta) \quad (1.4)$$

所以  $2\tau_0$  就是昼长时数。

表 1.2 地球上各纬度最长日与最短日的昼长(小时)

纬度	最长日	最短日
0°	12.00	12.00
10°	12.35	11.25
20°	13.13	10.47
30°	13.56	10.04
40°	14.51	9.09
50°	16.09	7.51
60°	18.30	5.30
66.5°	24.00	0.00

根据式 (1.4), 在北半球 ( $\varphi > 0$ ) 从春分到秋分期间 ( $\delta > 0$ ) 或在南半球 ( $\varphi < 0$ ) 从秋分到春分时期 ( $\delta < 0$ ),  $\cos \tau_0$  为负值,  $|\tau_0| > \frac{\pi}{2}$  表示日出在午前 6 时前, 日没在午后 6 时后, 昼长时数在 12 小时以上, 且纬度和赤纬愈高, 昼长愈大, 直至永昼。

在北半球 ( $\varphi > 0$ ) 从秋分到春分期间 ( $\delta < 0$ ) 或南半球 ( $\varphi < 0$ ) 从春分到秋分期间 ( $\delta > 0$ ),  $\cos \tau_0$  为正值,  $|\tau_0| < \frac{\pi}{2}$  表示昼长时数小于 12 时, 纬度和赤纬愈高, 昼长愈短, 直至永夜。



在赤道地区 ( $\varphi = 0$ ),  $\cos \tau_0 = 0$ ,  $\tau_0 = \pm \frac{\pi}{2}$ , 因此赤道上任何季节, 昼夜时数相等, 为 12 小时。

在春秋分时 ( $\delta = 0$ ),  $\cos \tau_0 = 0$ ,  $\tau_0 = \frac{\pi}{2}$ , 故春秋分时地球上任何地区, 昼夜时数也相等。

#### 四、辐射强度

若  $a$  为地球轨道的平均半径,  $\rho_i$  为某时刻地球离太阳的距离, 则大气上界垂直于阳光表面上的辐射强度应为

$$I = I_0 \frac{a^2}{\rho_i^2} \quad (1.5)$$

假设采用  $a$  为单位长度, 则式 (1.5) 为

$$I = \frac{1}{\rho_i^2} I_0 \quad (1.6)$$

$\rho_i$  即为日地平均距离订正因子。一年中大气上界辐射强度因日地距离而发生变化, 以 1 月 1 日为近日点, 7 月 3 日为远日点, 便得到各月 1 日大气上界的太阳辐射强度变化值 (给出与太阳常数相差的百分数)。

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
%	3.4	2.8	1.8	0.2	-1.5	-2.8	-3.5	-3.1	-1.7	-0.3	1.6	2.8

这样, 一年内大气上界的太阳辐射强度是从 +3.4% 变动到 -3.5%。

如果考虑水平面的法线与阳光成  $Z$  角, 那么投射于单位面积上的辐射能量就要减少 (图 1.1), 这时单位面积上单位时间所得到的辐射能量为:

$$I = \frac{I_0}{\rho_i^2} \cos Z = \frac{I_0}{\rho_i^2} \sin h \quad (1.7)$$

若考虑的表面是地平面, 则上式中的  $Z$  就是太阳的天顶距,  $h$  就是太阳的高度角。由式 (1.7) 可知: 水平面上的辐射强度 ( $I$ ) 与太阳高度的正弦或天顶距的余弦成正比。

任何纬度和任何时刻太阳高度的正弦由式 (1.1) 已知, 代入式 (1.7) 即得任何纬度任何时刻的太阳辐射强度为:

$$I = \frac{I_0}{\rho_i^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau) \quad (1.8)$$

各地中午的辐射强度应为:

$$I_{\text{正午}} = \frac{I_0}{\rho_i^2} \sin [90^\circ - (\varphi - \delta)] = \frac{I_0}{\rho_i^2} \cos (\varphi - \delta) \quad (1.9)$$

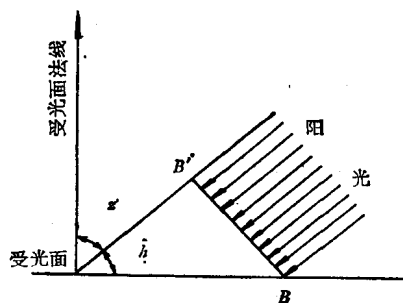


图 1.1 水平面上太阳辐射强度与光线投射角之间的关系图

由上式可知：从春分到秋分期间 ( $\delta > 0$ )，南半球的  $I_{\text{正午}}$  由北向南减低；北半球在  $\varphi \geq \delta$  的地区， $I_{\text{正午}}$  由南向北递减；在  $\varphi \leq \delta$  的地区， $I_{\text{正午}}$  由北向南递减。 $|\varphi - \delta|$  愈大则中午太阳辐射强度愈弱，且与  $\cos(\varphi - \delta)$  成正比例。当  $\varphi = \delta$  的纬度处，中午太阳辐射为最大。

从秋分到春分期间 ( $\delta < 0$ )，南、北半球情况相反。

在春、秋分时 ( $\delta = 0^\circ$ )， $I_{\text{正午}} = \frac{I_0}{\rho_i^2} \cos \varphi$ ，即正午太阳辐射与纬度的余弦成正比，在赤道最大为  $\frac{I_0}{\rho_i^2}$ ，在极地则为零。

在赤道地区 ( $\varphi = 0^\circ$ )， $I_{\text{正午}} = \frac{I_0}{\rho_i^2} \cos \delta$ 。正午太阳辐射以春秋分为最大，冬至至为最小。

在极地地区 ( $\varphi = 90^\circ$ )， $I_{\text{正午}} = \frac{I_0}{\rho_i^2} \sin \delta$ ，正午太阳辐射在北半球以夏至为最大而南半球以冬至为最大。在永夜期间太阳辐射为零，而且不存在太阳辐射的日变化。

## 第二节 天文辐射日总量

### 一、计算方法

在某纬度上每日的太阳辐射总量就是(1.8)式从日出到日没的时间积分，即

$$Q_{0\text{日}} = \int_{t_1}^{t_2} \frac{I_0}{\rho_i^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau) dt \quad (1.10)$$

式中  $t_1$  为日出时间， $t_2$  为日没时间。以  $dt = \frac{T}{2\pi} d\tau$  代入(1.10)式 ( $T$  为一日的长度) 得

$$Q_{0\text{日}} = \int_{-\tau_0}^{+\tau_0} \frac{TI_0}{2\pi\rho_i^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau) d\tau$$

其中  $I_0$ ， $T$ ， $\rho_i$ ， $\varphi$ ， $\delta$  在求日总量时都可作为常量，故得

$$Q_{0\text{日}} = \frac{TI_0}{\pi\rho_i^2} (\tau_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \tau_0) \quad (1.11)$$

式中  $\varphi$ ， $I_0$ ， $T$  为已知， $\delta$ ， $\tau_0$  与  $\rho_i$  可由天文年历查出。

因此，某纬度在某日的辐射量可由式(1.11)计算之。

在春秋分时，因为  $\tau_0 = \frac{\pi}{2}$ ， $\delta = 0$ ，于是(1.11)式为

$$Q_{0\text{日}} = \frac{TI_0}{\pi\rho_i^2} \cos \varphi = \frac{24 \times 60}{\pi} \frac{I_0}{\rho_i^2} \cos \varphi = 458.4 \frac{I_0}{\rho_i^2} \cos \varphi$$

如  $\rho_i$  取平均日地距离 ( $\rho_i = 1$ )，则

$$Q_{0\text{日}} = 458.4 I_0 \cos \varphi \quad (1.12)$$

因此，在春秋分时，地球上每日辐射量的分布和纬度的余弦成正比。

$$\text{在赤道上 } \left( \varphi = 0, \tau_0 = \frac{\pi}{2} \right), Q_{0\text{日}} = 458.4 \frac{I_0}{\rho_i^2} \cos \delta \quad (1.13)$$

在极地 [ $\varphi = 90^\circ$ ， $\tau_0 = 0$  或  $\pi$  (夏季)]，

$$Q_{0\text{日}} = 458.4 \frac{I_0}{\rho_i^2} \pi \sin \delta \quad (1.14)$$

所以极地和赤道同时期所接受热量的比是

$$\pi \sin \delta : \cos \delta = \pi \tan \delta$$

如  $\delta = 23^\circ 27'$ ，比值为 1.364，因此，极地在夏至所接受的热量大于同时期赤道所受的 36%。

计算一日的辐射总量时，用一年中变化十分均匀的太阳黄经  $\lambda$  代替赤纬  $\delta$  较为方便，因  $\lambda$  不仅变化均匀，而且能由日期而不需任何公式即能算出， $\delta$  与  $\lambda$  的关系可借球面三角形的正弦定理来确定。

$$\text{即} \quad \frac{\sin \lambda}{\sin \frac{\pi}{2}} = \frac{\sin \delta}{\sin \epsilon'} \quad \therefore \quad \sin \delta = \sin \lambda \sin \epsilon' \quad (1.15)$$

式中  $\epsilon'$  为黄道对赤道的倾角，现在约等于  $23^\circ 27'$ 。 $\lambda$  在春分为  $0^\circ$ ，夏至为  $90^\circ$ ，秋分为  $180^\circ$ ，冬至为  $270^\circ$ ，而每隔一天  $\lambda$  相差为  $\frac{360^\circ}{365.3 \text{ 天}} \approx 0.986^\circ / \text{天}$ 。

## 二、分布特征

取  $I_0 = 1.94$  卡/厘米<sup>2</sup>·分，则根据式 (1.11)、可计算各纬度全年中任一天内的太阳辐射总量。我们计算了 1979 年北纬  $10^\circ$  到  $50^\circ$  (我国全部在此纬度范围之内) 的天文辐射

表 1.3 天文辐射日总量的分布(卡/厘米<sup>2</sup>·日)(1979 年)

赤 纬 日期 纬度	-21°	-13°	-2°	10°	19°	23°	22°	14°	3°	-8°	-18°	-23°
	1月 16日	2月 15日	3月 16日	4月 16日	5月 16日	6月 11日	7月 13日	8月 16日	9月 16日	10月 15日	11月 14日	12月 12日
10°N	756.52	818.96	875.47	899.54	890.60	874.91	876.60	886.02	878.44	838.73	776.26	736.99
12	733.95	802.34	867.81	902.19	901.05	888.72	889.53	892.06	875.08	826.25	756.00	713.08
14	710.66	784.80	859.10	903.78	910.53	901.63	901.56	897.08	870.66	812.78	734.94	688.50
16	686.67	766.37	849.34	904.29	919.03	913.63	912.65	901.07	865.18	798.35	713.10	663.29
18	662.02	747.08	838.55	903.75	926.54	924.72	922.82	904.04	858.65	782.97	690.53	637.48
20	636.74	726.94	826.73	902.14	933.07	934.88	932.05	905.99	851.08	766.66	667.24	611.11
22	610.87	705.98	813.92	899.47	938.60	944.12	940.33	906.90	842.47	749.44	643.27	584.22
24	584.45	684.24	800.11	895.75	943.14	952.43	947.67	906.79	832.84	731.33	618.66	556.86
26	557.53	661.74	785.33	890.98	946.69	959.81	954.07	905.67	822.20	712.37	593.45	529.07
28	530.14	638.51	769.59	885.17	949.26	966.27	959.53	903.52	810.56	692.56	567.67	500.89
30	502.34	614.59	752.92	878.33	950.84	971.81	964.06	900.37	797.94	671.94	541.36	472.38
32	474.16	590.01	735.33	870.47	951.45	976.44	967.67	896.22	784.35	650.53	514.56	443.59
34	445.67	564.81	716.85	861.60	951.10	980.18	970.36	891.09	769.81	628.37	487.32	414.58
36	416.92	539.02	697.50	851.74	949.81	983.05	972.17	884.98	754.34	605.48	459.70	385.40
38	387.96	512.68	677.30	840.91	947.59	985.06	973.10	877.92	737.96	581.89	431.72	356.12
40	358.86	485.84	656.28	829.12	944.48	986.25	973.19	869.92	720.68	557.64	403.46	326.81
42	329.69	458.54	634.46	816.40	940.49	986.66	972.47	861.00	702.53	532.76	374.96	297.54
44	300.51	430.83	611.87	802.76	935.65	986.32	970.98	851.20	683.53	507.28	346.29	268.40
46	271.41	402.75	588.54	788.24	930.02	985.29	968.78	840.53	663.70	481.23	317.51	239.48
48	242.84	374.35	564.50	772.85	923.64	983.64	965.91	829.04	643.08	454.67	288.70	210.89
50	213.83	345.70	539.77	756.63	916.56	981.46	962.47	816.76	621.68	427.63	259.94	182.75

日总量,列在表 1.3 中。以全年各月每日的黄经值代入,就可求出太阳辐射量随太阳黄经和地方纬度而变的天文辐射日总量立体模型(图 1.2)。

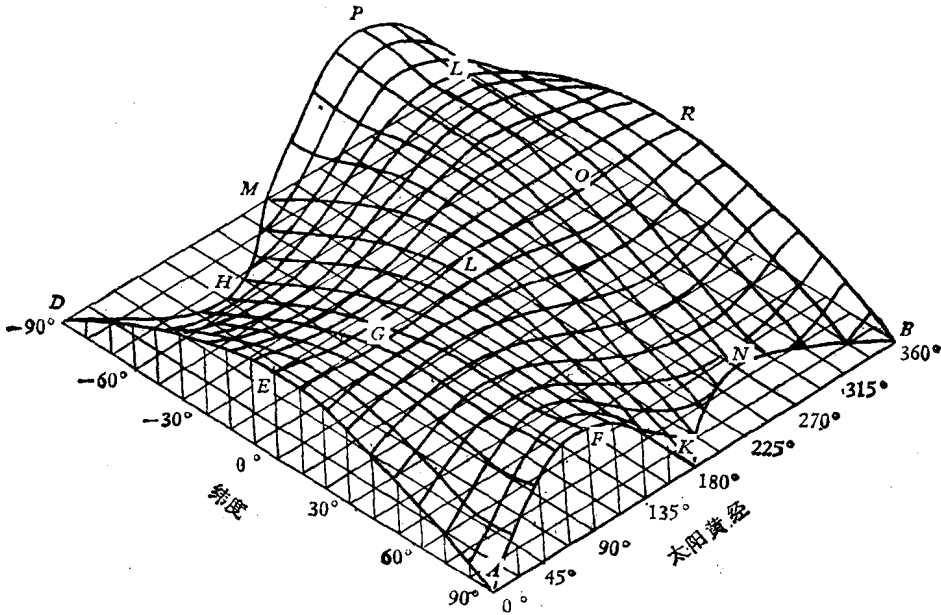


图 1.2 天文辐射日总量立体模型图

### 第三节 天文辐射月、季、年总量

#### 一、计算方法

将日总量  $Q_{0日}$  的计算公式再对一月或一年时间进行积分即可求得月总量与年总量,在求日总量中我们把  $t$  变为  $\tau$ ,而在求月和年总量中应变为  $\lambda$ 。 $t$  与  $\lambda$  的关系根据刻卜勒第二定律,即行星与恒星连线所扫过的面积与时间成比例,故有

$$\frac{1}{ab\pi} \frac{1}{2} \rho_i^2 d\lambda = \frac{dt}{T}$$

$a$  为公转轨道的长轴,  $b$  为短轴,  $T$  为一年的周期,  $\rho_i$  为日地距离。故  $\frac{1}{2} \rho_i^2 d\lambda$  为  $dt$  时间扫过面积,  $ab\pi$  为一年扫过面积; 当  $a = 1$ , 又有  $ab = \sqrt{1 - e^2}$ ,  $e$  为偏心率, 故  $\frac{1}{\rho_i^2} dt = \frac{T}{2\pi\sqrt{1 - e^2}} d\lambda$ , 因此,某时段内辐射总量由式(1.11)应为:

$$\begin{aligned} dQ_{0t} &= \frac{I_0}{\pi\rho_i^2} (\tau_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \tau_0) dt \\ &= \frac{TI_0}{2\pi^2\sqrt{1 - e^2}} (\tau_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \tau_0) d\lambda \end{aligned} \quad (1.16)$$

对非永昼(夜)地区将(1.16)式代入太阳黄经  $\lambda$ 。并展开  $\lambda$  的收敛级数,得地球对太阳移动  $dt$  时间内的辐射量为:

$$dQ_{0i} = \frac{TI_0}{2\pi^2\sqrt{1-e^2}} \left( b_0 + \frac{\pi}{2} \sin \varphi \sin \varepsilon \sin \lambda - b_1 \cos 2\lambda + b_2 \cos 4\lambda - b_3 \cos 6\lambda + b_4 \cos 8\lambda \dots \right) d\lambda \quad (1.17)$$

式中  $b_0, b_1, b_2, \dots$  为米兰可维奇级数的系数, 是因纬度而变的。

因此, 某月份的总辐射量即从月初  $\lambda'$  到月末  $\lambda''$  积分, 故为

$$Q_{0i} = \frac{TI_0}{2\pi^2\sqrt{1-e^2}} \int_{\lambda'}^{\lambda''} \left( b_0 + \frac{\pi}{2} \sin \varphi \sin \varepsilon \sin \lambda - b_1 \cos 2\lambda + b_2 \cos 4\lambda - b_3 \cos 6\lambda + b_4 \cos 8\lambda \dots \right) d\lambda$$

即

$$Q_{0i} = \frac{TI_0}{2\pi^2\sqrt{1-e^2}} \left[ b_0(\lambda'' - \lambda') - \frac{\pi}{2} \sin \varepsilon \sin \varphi \times (\cos \lambda'' - \cos \lambda') - \frac{b_1}{2} (\sin 2\lambda'' - \sin 2\lambda') + \frac{b_2}{4} (\sin 4\lambda'' - \sin 4\lambda') - \frac{b_3}{6} (\sin 6\lambda'' - \sin 6\lambda') + \frac{b_4}{8} (\sin 8\lambda'' - \sin 8\lambda') \dots \right] \quad (1.18)$$

## 二、分布特征

根据式(1.18)就可计算不同月份天文辐射月总量随纬度分布值(图 1.3)。

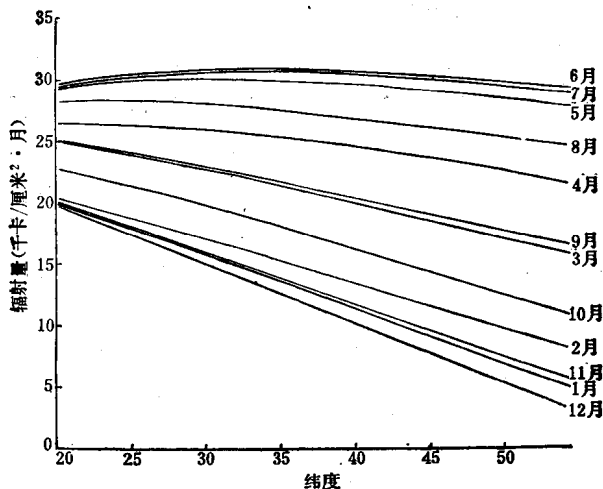


图 1.3 不同月份天文辐射月总量随纬度的分布图

若将  $0^\circ-90^\circ, 90^\circ-180^\circ, 180^\circ-270^\circ, 270^\circ-360^\circ$  代入  $\lambda'$  与  $\lambda''$ , 就可以求出春、夏、秋、冬的各季总辐射量, 则

$$Q_{0春(0^\circ-90^\circ)} = Q_{0夏(90^\circ-180^\circ)} = \frac{T}{4\pi} \frac{I_0}{\sqrt{1-e^2}} (b_0 + \sin \varphi \sin \varepsilon) \quad (1.19)$$

$$Q_{0\text{秋}(180^\circ-270^\circ)} = Q_{0\text{冬}(270^\circ-360^\circ)} = \frac{T}{4\pi} \frac{I_0}{\sqrt{1-e^2}} (b_0 - \sin \varphi \sin \delta) \quad (1.20)$$

四者之和就是一年内的总辐射量

$$Q_{0\text{年}} = Q_{0\text{春}} + Q_{0\text{夏}} + Q_{0\text{秋}} + Q_{0\text{冬}} = \frac{TI_0}{\pi \sqrt{1-e^2}} b_0 \quad (1.21)$$

表 1.4 为式(1.19)、(1.20)、(1.21)计算的不同纬度夏、冬半年及全年天文辐射量(表 1.4)。

表 1.4 天文辐射季总量和年总量的分布(卡/厘米<sup>2</sup>)

纬 度	夏季半年	冬季半年	全 年
0°	160580	160580	321160
5°	165860	154240	320100
10°	169950	146800	316750
15°	172860	138360	311220
20°	174570	128980	303550
25°	175130	118780	293910
30°	174450	107800	282250
35°	172650	96190	268840
40°	169710	84030	253740
45°	165760	71500	237260
50°	160860	58740	219600
55°	155300	46100	201400
60°	149080	33620	182700
65°	143000	22180	165180
70°	138700	13440	152140
75°	136150	7380	143530
80°	134520	3240	137760
85°	133590	740	134330
90°	133300	0	133300

0.4477214/m



## 第二章 我国地表面辐射平衡各分量的计算和分布

前面我们讨论了天文辐射在时间上和空间上的变化,但这仅仅是大气上界简单情况下的太阳辐射能分布状况。实际上地球外围是具有大气的,地面所接受到的太阳辐射能量与天文辐射量相差很远。因为当太阳辐射通过大气层时,由于受到大气的反射、吸收和散射作用,它的辐射不只在量方面受到大气的影晌,在质方面也受到影响。

到达地表面的太阳辐射通常是由两部分组成的,一部分是太阳辐射通过大气直接到达地表面的直达辐射;另一部分是太阳辐射被空气分子和大气中悬浮的微粒所散射的来自天穹各个部分的散射辐射。直达辐射与散射辐射的和,称为总辐射。到达地面的总辐射并不是全部被地表面所吸收,有一部分被地表面所反射,称为反射辐射;另一部分被地面所吸收,称为吸收辐射。

地面由于吸收辐射能而变暖,便变成了向大气的热辐射的源地,因而构成所谓地面长波辐射或地面射出辐射。大气也由于与地面进行热量交换,水汽凝结放出的潜热以及吸收太阳辐射而增暖,便变成指向四面八方的热辐射的源地,由大气到达地面的那部分长波辐射叫做大气长波辐射或大气逆辐射,逸入宇宙空间的热辐射叫做大气外逸辐射。地面长波辐射与地面吸收的大气逆辐射之差就是有效辐射。

直达辐射、散射辐射、总辐射和反射辐射的主要光谱波长部分是在短波区域(可见光谱区),因此这些辐射便称为短波辐射。相反地,地面和大气的热辐射由于它完全处于光谱的长波区域(红外光谱区),故称为长波辐射。

地表面收入的太阳辐射量与支出的长波辐射量之间的差额,称为辐射平衡量。

下面我们分别介绍辐射平衡各个分量的计算方法,并讨论各分量的时空分布规律及其对于气候形成的影响。

### 第一节 我国地表面的直达辐射量

#### 一、直达辐射量的气候计算

##### (一) 计算方法

直达辐射是辐射平衡的主要分量,其量大小,除决定于天文辐射量外,还决定于天空晴朗程度和大气透明状况。所以到达地面的实际直达辐射可以表示为<sup>[10]</sup>:

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

就月总量而言, $Q_0$ 是天文辐射月总量,随着纬度和季节的不同而变化。可以根据公式(1.18)计算而得。 $f(a, b)$ 是表明大气透明程度的函数。 $\varphi(s, n)$ 是表明天空晴朗程度的函数。

表示天气晴朗程度的函数取法各有不同,一般常用的是日照( $s$ )或云量( $n$ )。为了精确地采取 $\varphi(s, n)$ 的形式,我们根据不同的纬度和地理条件在全国选取了十多个台站,求

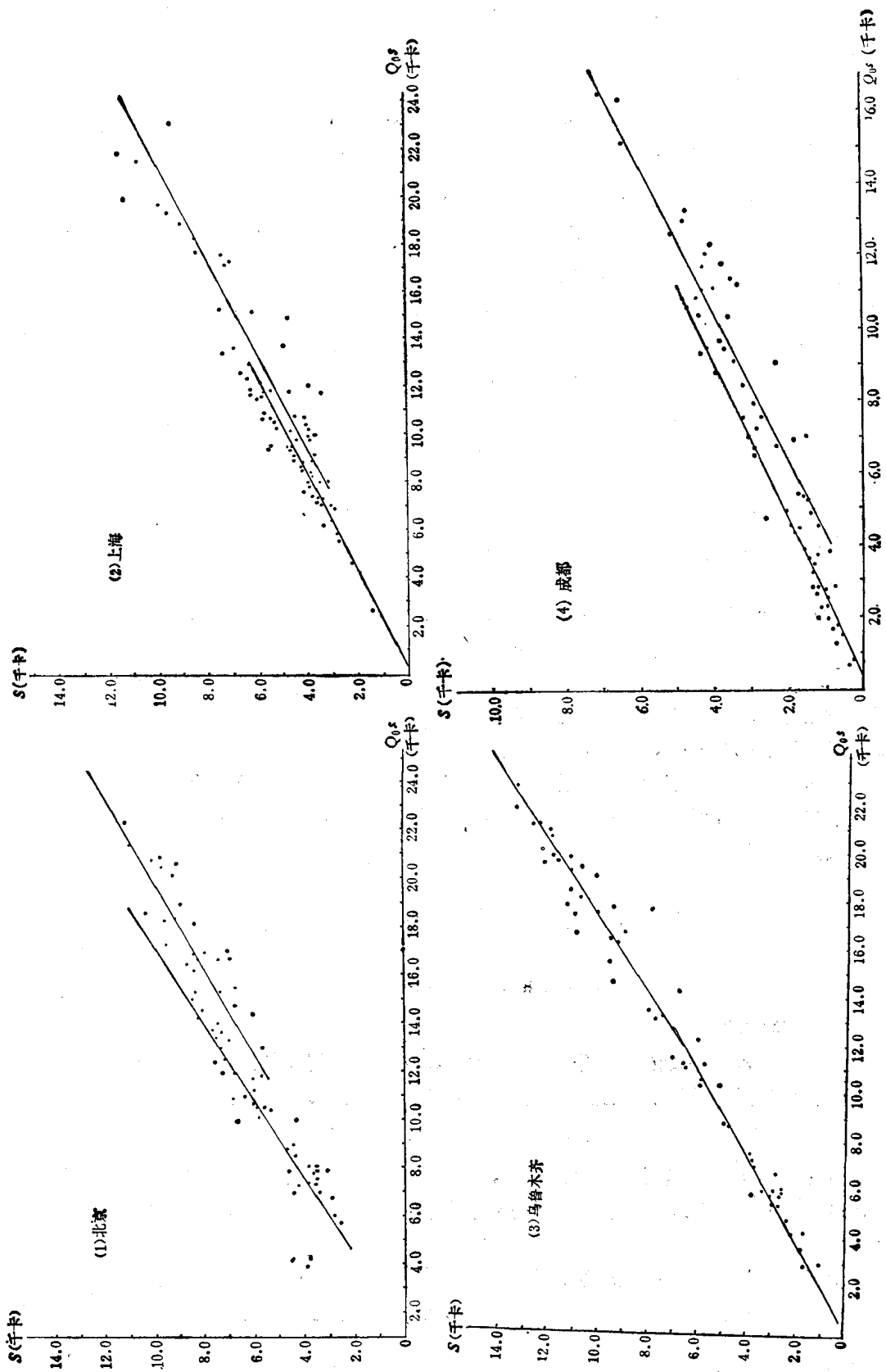


图 2.1(a) 直达辐射量和相对日照的相关图

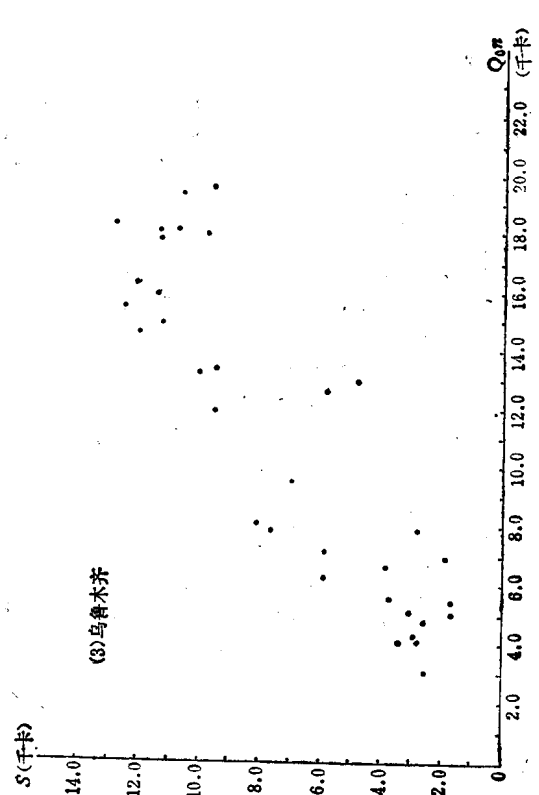
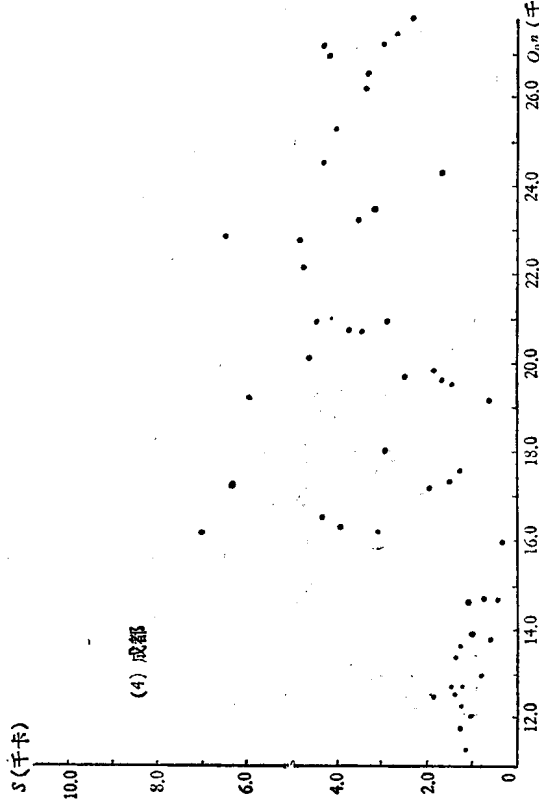
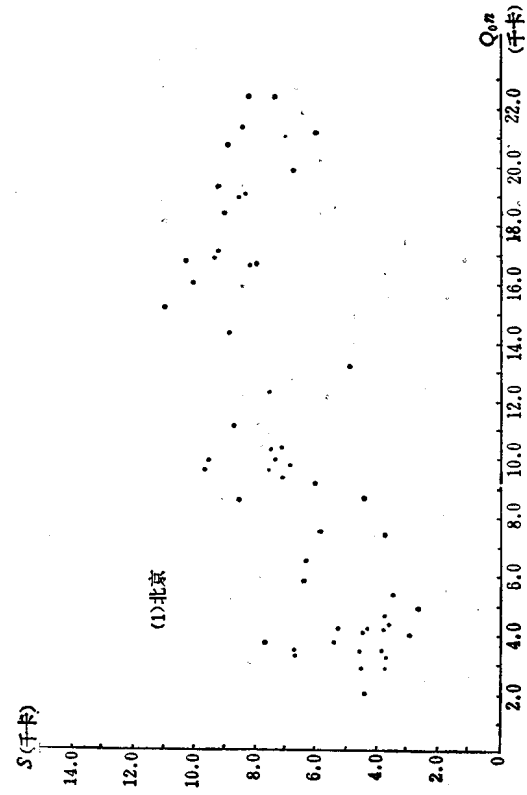
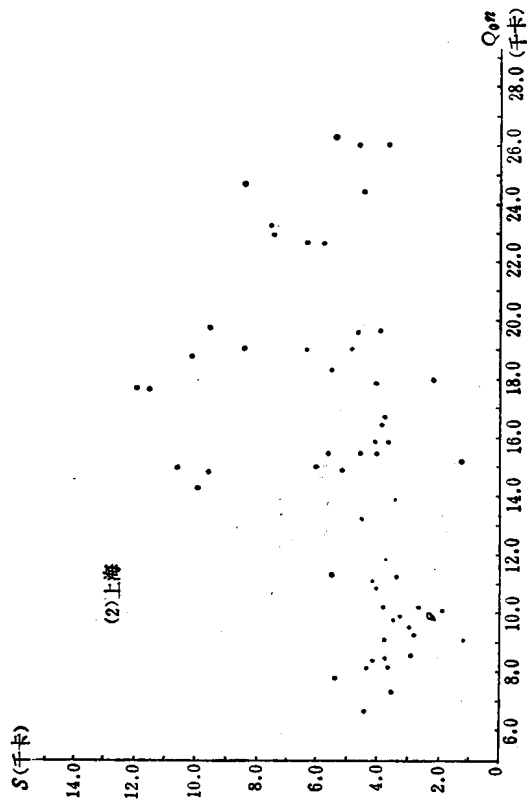


图 2.1(b) 直达辐射和云量的相关图