

长江中上游地区的辐射气候特征*

潘 守 文

(南京大学气象系)

提 要

本文根据我国长江中上游地区 1958—1960 年, 三年辐射观测资料, 对该地区的辐射状况进行了分析和探讨。文中讨论了区域的直接太阳辐射、散射辐射、总辐射、反射辐射、有效辐射和辐射平衡的日变化和年变化特点, 并将它们与地区上空的大气环流特征、地形条件等联系起来加以研究。作为气候形成因子之一的长江中上游地区的辐射特征有着许多独特之处。

一、前 言

近年来随着近地面大气层物理学、动力气象学、气候学, 特别是小气候学中许多问题的提出与解决, 下垫面热量平衡的研究获得了迅速的进展。这对于解决与国民经济各部门密切相关的气候上的许多重大的实际问题和理论问题, 对于实行人工控制与定向改造小气候提供了依据, 热量平衡方程乃是研究下垫面能量的转换过程和转换方式的定量特征, 其数学表达式如下:

$$R = P + LE + B. \quad (1)$$

式中 R ——辐射平衡; P ——下垫面与空气层间的湍流热通量; LE ——蒸发热或凝结热, 其中 E ——蒸发速度, L ——蒸发潜热; B ——土壤上层中的热量交换。

公式(1)中的 R 实际上是其它三个分量的热能源泉, 因此, 要了解在各个不同气候带中各分量的相互变化、相互制约的规律, 就必须从研究辐射平衡入手。辐射平衡就是下垫面各种辐射能的收支差额。如果取 $Q = S' + D$ 表示到达下垫面的总辐射, 式中 S' 为到达水平面上的直接太阳辐射, D 为散射辐射, 取 A 表示下垫面对太阳辐射的反射率, F 表示长波辐射平衡 (即有效辐射), 则

$$R = Q(1 - A) - F. \quad (2)$$

从本世纪三十年代起, 苏联就开始进行了热量平衡各分量的研究。A. A. Григорьев 院士将热、水平衡的研究与自然地理过程联系起来探讨地理地带的规律等。他在一系列的研究工作中, 提出了将大气辐射平衡与热量平衡特征同基本的自然地区辐射过程的强度联系起来的规律。他的思想得到了苏联科学家特别是 M. И. Будык^[1,2] 的进一步发展, 它不仅使气候学这门科学向前推进了一大步, 而且有可能促使自然地理学逐渐由一门以描述为主的科学变成一门主要是应用定量方法进行研究的学科。

关于热量平衡和辐射平衡问题我国解放前没有进行过研究, 近几年来这方面的研究工作有所开展。文献 [3—7] 曾对我国东部地区的蒸发速度、总辐射以及广东省境内热量

* 本文 1961 年 10 月 19 日收到。

平衡的地理分布等作过研究。文献 [8] 比较详细地研究了我国东部热量平衡各分量的地理分布规律,但它只是从全国范围得出的有关规律,来作此地区辐射平衡各项年变化、日变化的详细研究,且缺乏此地区的实际资料的验证。本文试图从气候形成的观点出发,来讨论长江中上游地区的辐射因子与气候特征之间的联系。

本文所用的资料系选自 1958—1960 年宜昌 ($\varphi = 30^{\circ}42' N$, $\lambda = 111^{\circ}05' E$) 和重庆 ($\varphi = 29^{\circ}47' N$, $\lambda = 106^{\circ}20' E$) 两个站的辐射观测资料,部分地采用了重庆蒸发站的辐射平衡观测资料。各站观测仪器均系直接辐射表 (AT-50 型)、天空辐射表 (AC-3 \times 3 型)、微安表 (ГСА-1 型)。蒸发站的平衡观测仪器系 Янишевский 热电型辐射平衡表。观测资料是准确可靠的。在计算日总量时,凡缺测的均根据相邻日的天气状况、下垫面状态和特性等进行了补插。

关于长江中上游地区的地理特征在文献 [9, 10] 上已作过详细的叙述,这里不再重复。文献 [9] 曾经指出,长江中上游地区的天气气候特点基本上可以分为以重庆和宜昌为代表的两种类型。因此我们现在采用重庆和宜昌两站的辐射观测资料来表征长江中上游地区的辐射气候特点应当认为是具有实际意义的。

二、直接太阳辐射

太阳辐射是白昼活动面辐射平衡方程中的主要成分,白昼辐射平衡的变化在很大程度上取决于直接太阳辐射的变化,因此太阳辐射在各种类型活动面上的小气候特征的形成过程中是起着决定性的作用。

表 1 是长江中上游地区直接太阳辐射 (S_m) 的年变化资料。从表 1 可以看出,该地区的太阳辐射年变化与其它地区不同。在一般情况下, S_m 的最大值是出现在春末夏初,最小值是出现在 12 月^[11],但重庆和宜昌却不同, S_m 月总量的最大值均出现在夏季,最小值出现在冬季。最大值推迟到夏季是与该地区的气候状况有关。无论从平均状况或个别年份来看,4, 5 月份是该地区西南低压(西南涡)活动频繁时期。大气环流的这一特征,使该地区从印度洋带来了大量的水汽,云量增加,降水充沛,日照时间大为减少,使太阳直接辐射最大值的位相落后。关于这一点从 T. H. Витвицкий 的工作^[12]中可以找到证明。根据文献 [13—15] 研究结果表明,西南低压以冬春两季最多,秋季次之,夏季最少。它东

表 1 长江中上游地区直接太阳辐射 (S_m) 的年变化(仟卡/厘米²·月)

台 站 \ 月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	年
宜 昌	3.04	5.55	4.01	4.13	6.19	8.11	9.08	7.83	7.97	3.85	3.73	5.32	68.81
重 庆	1.06	1.68	4.09	6.71	4.48	4.02	9.78	8.09	7.13	1.55	0.73	1.00	50.32

移发展时,往往在四川盆地造成阴雨天气。在夏季随着南支急流的迅速消失和印度西南季风的迅速建立,在长江流域便开始出现梅雨季节。长江中上游地区的这些重要的天气系统,在该地区的辐射状况和辐射平衡各分量的变化中都有明显的反映。由于西藏高原对气流的影响具有显著的季节变化,因此在辐射总量的年变化中就存在着不规则的特

性。

长江中上游地区辐射状况的形成在很大程度上取决于云的状况。在文献[9]曾对该地区的云状况作过较详细的描述,以总云量而论,整个区域内在2,4,7三个月内每月的晴天平均日数不超过三天,有时甚至在一旬内也没有一个晴天。全年的阴天频率也很大,一般是西部大于东部。该地区到达地面的直接太阳辐射比同纬度的某些地区要小得多。如果将该区域东西两端加以比较,则可发现东部地区的日射强度比西部地区要大。这种情况由表2可以得到证明。表2是大致在同一纬度带内同一时期的几个地区冬夏月份的直接太阳辐射总量。由表2可知该地区辐射能通量的总趋势定由西向东增大的。上海在夏季月份的辐射总量较小,其原因与季风气候特点有关。

表2 冬夏月份太阳辐射总量的比较(仟卡/厘米²·月)

地 点	1 月	7 月
成 都	1.58	7.81
重 庆	1.06	9.78
宜 昌	3.04	9.08
汉 口	4.16	13.60
上 海	7.35	9.93

直接太阳辐射定时值的年变化能反映出它的月际变化和日平均变化的情况。本文在求定时观测的辐射值的平均数值时,曾考虑到太阳高度的变化对平均值的影响,由于在同一个月內由太阳高度的变动所引起大气质量的变化不大,所以按月将各个定时的太阳辐射通量加以平均是完全可能的。

表3表示宜昌地区直接太阳辐射的变化情况。由表3表明,一年中太阳辐射强度最大值出现在夏季,最小值出现在冬季。各月的平均日变化皆以正午为最大,向上下午减

表3 宜昌地区晴天(\odot^2)垂直面上直接太阳辐射的年变化(卡/厘米²·分)

时 間 \ 月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
6 时 30 分	—	—	0.17	0.28	0.38	0.66	0.55	0.54	0.39	0.16	0.05	—
9 30	0.72	0.87	0.65	0.82	0.86	0.98	0.96	1.05	0.95	0.80	0.77	0.78
12 30	0.94	0.96	0.77	0.91	1.04	1.13	1.09	1.14	1.13	0.98	0.89	0.96
15 30	0.57	0.58	0.60	0.63	0.77	1.01	0.96	0.89	0.95	0.58	0.48	0.52
18 30	—	—	—	—	0.04	0.18	0.19	—	—	—	—	—

小。为了更详细地表明直接太阳辐射的日变化特性,我们从重庆大型蒸发站的1959年夏季观测资料中,选出个别日期的和平均情况的晴天辐射强度变化资料制成表4。证明了上述结论是正确性的,同时从表中还能看出午前午后的辐射强度对正午而言大致是对称的。同有些地区相比,所不同的是午前的值有时比午后大,有时相反。后一情况不仅在个别日子里如此,即使从月平均情况来看也会出现。根据作者的研究,这主要是与该地大气中的水汽含量和大气透明度的日变化特性有关。^[16,30]

研究水平面上的直接太阳辐射(S')具有更大的实际意义。 S' 和 S_m 的关系是由下列公式确定的。

表 4 重庆地区夏季晴天(☉²)直接太阳辐射的日变化(卡/厘米²·分)

观 测 时 间													
5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
平均情况(7月)													
0.29	0.69	0.90	1.04	1.12	1.20	1.21	1.17	1.15	1.11	1.03	0.82	0.58	0.24
个别情况(7月12日)													
0.46	0.84	1.00	1.15	1.20	1.22	1.23	1.19	1.16	1.13	1.12	1.02	0.79	0.30

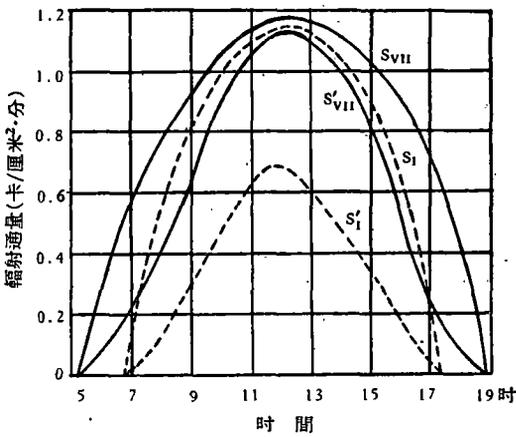


图 1 宜昌地区冬夏季 S_m 和 S' 的比较

$$S' = S_m \sin h_0, \quad (3)$$

式中 h_0 为太阳高度。图 1 是宜昌地区 S_m 和 S' 的变化曲线。曲线表明, S' 和 S_m 之差甚至在冬季也不很大(16%),重庆只相差 17%; 夏季的差更小, 只有百分之几。其原因主要是由于长江中上游地区所处的纬度较低, 太阳高度即使在冬季也较大。这是与文献[17]所示的高纬地区冬夏季的规律所不同的。

表 5 表示长江中上游地区水平面上直接太阳辐射的年变化。 S' 最大值出现在 7 月, 宜昌和重庆都为 7.7 仟卡/厘米²·月,

最小值出现在重庆, 它比宜昌要低, 因此长江中上游地区的直接太阳辐射的年振幅东部比西部要小得多。

表 5 水平面上直接太阳辐射 (S') 的年变化(卡/厘米²·月)

月 台 站	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	年
宜 昌	1.63	3.33	2.76	3.30	5.11	6.38	7.74	5.87	6.67	2.38	2.31	2.85	49.73
重 庆	0.81	1.04	3.15	5.55	3.28	3.02	7.76	6.23	5.92	1.19	0.56	0.77	39.28

为了获得各月直接太阳辐射的最大强度, 我们把每月中旬全天无云时正午 S' 的年变化制成表 6, 发现 S' 的最大值出现在 6 月, 最小值出现在 12 月—1 月之间, 其年振幅为

表 6 宜昌地区各月正午最大太阳辐射强度(卡/厘米²·分)

月 项 目	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	振 幅
h_0	38.2	45.2	57.4	66.3	75.5	78.8	78.0	74.0	63.0	64.8	40.1	35.6	—
S_m	1.17	1.11	1.10	1.10	1.19	1.23	1.15	1.17	1.18	1.14	1.10	1.14	0.13
S'	0.69	0.79	0.93	1.01	1.15	1.21	1.12	1.13	1.05	0.83	0.71	0.66	0.55

0.55 卡/厘米²·分。

三、散射辐射和总辐射

散射辐射在不同地理带气候形成中的作用是不可忽视的, 对于长江中上游地区来说尤其如此。以宜昌为例, 散射辐射年总量约占总辐射的 55%, 它在气候的辐射因子中超过了直接辐射的作用, 而重庆地区的资料更可说明这一点(表 7)。

表 7 长江中上游地区的散射辐射月总量(卡/厘米²·月)及其与总辐射之比(%)

项目 \ 月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	年
宜 昌 地 区													
ΣD	3.36	4.17	5.33	6.29	6.49	6.31	6.72	5.99	4.20	4.99	3.11	3.15	60.71
$\Sigma D/\Sigma Q$	67.3	55.6	65.9	65.6	55.9	49.7	46.5	50.5	44.2	67.7	60.0	52.5	55.1
$\Sigma S'/\Sigma Q$	32.7	44.4	34.1	34.1	44.1	50.3	53.5	49.5	55.8	32.3	40.0	47.5	44.9
重 庆 地 区													
ΣD	2.41	2.63	5.02	4.93	6.69	6.67	7.07	5.17	5.02	4.39	3.33	2.31	55.64
$\Sigma D/\Sigma Q$	74.8	71.6	61.4	47.0	66.9	68.8	47.6	45.3	46.8	78.6	85.6	75.0	58.6
$\Sigma S'/\Sigma Q$	25.2	28.4	38.6	53.0	33.1	31.2	52.4	54.7	53.2	21.4	14.4	25.0	41.4

晴天散射辐射的大小同太阳高度及大气中水汽含量有关。根据现有的资料, 无云晴天的散射辐射从 0.05 ($h_0 = 47^\circ$) 变化到 0.21—0.26 卡/厘米²·分 ($h_0 = 76^\circ-80^\circ$), 约占总辐射的 17—20%。另一方面, 对于同一个太阳高度 ($h_0 = 80^\circ$) 来说, 大气中水汽含量从 13.5 变化到 19.3 克/仟克时, 散射辐射相应地从 0.10 (约占总辐射的 7%) 增加到 0.26 卡/厘米²·分 (占 20%)。

同时, 散射辐射的大小同天空状况的关系也极为密切。图 2 表明所述地区的晴天和阴天的散射辐射变化是不同的, 虽然它们都是随着太阳高度的增加而增加, 但是阴天正午时的最大值约超过晴天正午时的一倍以上, 而前者随着天空状况的不同呈现着极不规则的变化。

总辐射日总量也受到云状况和太阳高度的影响, 其年变化情况见表 8 所示。该表指出, 长江中上游地区总辐射日总量的平均值具有明显的年变化, 但与高纬度地区比较, 则又显得缓和得多。在高纬度地区起决定作用的是太阳高度的年变化, 而在长江中上游地区云的变化则起着相当大的作用。

同日总量的年变化相似, 月总量和年总量也取决于所述地区的云状况和太阳高度的变化特点。如果将表 9 上的资料同苏联塔什干^[20]和第比利斯^[19]多年平均的总辐射值加以

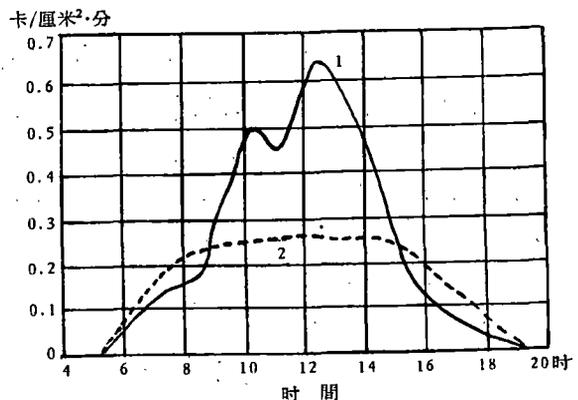


图 2 重庆地区散射辐射的日变化
1—阴天, 2—晴天

表 8 长江中上游地区总辐射平均日总量的年变化(卡/厘米²·日)

地 点 \ 月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
宜 昌	161	268	261	320	371	423	466	383	362	238	173	194
重 庆	104	134	264	349	322	323	478	368	365	180	96	99
莫 斯 科	54	66	237	311	476	525	502	420	268	128	64	41

比較,便发现在长江中上游地区仍然比較偏低, 而从“热量平衡图集”^[21]上求得的該地区总辐射值則比实际值高得多。

表 9 长江中上游地区总辐射月总量的年变化(仟卡/厘米²·月)

台 站 \ 月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	年
宜 昌	4.99	7.50	8.09	5.59	11.60	12.69	14.46	11.86	10.87	7.37	5.42	6.00	110.44
重 庆	3.22	3.67	8.17	10.48	9.97	9.69	14.83	11.40	10.94	5.58	3.89	3.08	94.92

由此可知,由于云量的增加使到达地面的总的太阳辐射大大减弱,这种减弱并不能因为散射辐射的增加而得到完全的补偿。

由于总辐射具有很大的实用价值,但是又不是到处都有該項观测的,所以有必要根据其它气象要素通过間接的方法进行計算。文献[4, 5]曾对若干公式在中国的应用进行了验证。我們根据长江中上游地区資料对 Берлянд 公式^[21], Браславский-Викулина 公式^[22], Black 公式^[23]进行了检验,发现用 Берлянд 公式求得的总辐射在所有季节都比实测值大, Black 方法除了冬季外所求得值皆比实测值偏低,而用 Браславский-Викулина 方法求得的值与实际情况比較符合。可是后者所依据的資料年限和精度都比用 Берлянд 公式計算的資料差。这些情况与 Т. В. Кириллова 的研究^[24]并不完全一致。这說明用以計算总辐射的各种公式的精度与地方緯度及气候区是有密切关系的。

四、反射辐射(反射率)

众所周知,到达地面的太阳辐射并非全部为活动面所吸收,活动面反射率的大小对于辐射平衡來說有着很大的影响。在分析长江中上游地区的反射辐射时,发现不仅在夏季,就是在冬季下垫面的反射率都不很大。这首先是因为該地区冬季很少降雪,稳定的雪被几乎从未出現过,同时也因为該地区的云量較多所致。

反射辐射对总辐射之比可以反映出該地区短波反射率的平均特性(表 10)。表 10 上資料虽然没有考虑太阳高度对反射辐射的影响,但是仍可由此得出一些有益的結論:

表 10 长江中上游地区的平均反射率(%)

地 点	冬	春	夏	秋	年
宜 昌	21	19	20	21	20
重 庆	15	18	17	16	17

(1) 在同一类型下垫面上, 反射率仍有年变化, 尽管这种变化甚微, 但是由于云状况和太阳高度的相互影响的结果, 使得它的变化规律比较复杂;

(2) 长江中上游地区西部(重庆)的平均反射率一般要比东部地区(宜昌)小, 这种情况在冬季表现得更为明显。

不同的下垫面状态可以使反射率呈现不同的变化^[25]。湿润土壤可以使反射辐射减小, 从而导致该下垫面上辐射平衡值的增大; 相反的, 干燥土壤表面的反射率比前者要大得多。图 3 是宜昌地区二个晴天土壤表面反射率的日变化情况。图中实线表示湿润表面(头一天有降雨), 虚线表示干燥表面的反射率。由图 3 不难看出, 在各个太阳高度数值下, 干土表面的反射率总要比湿土的大 10% 左右。

天气状况的不同也可以使得反射率具有不同的变化。晴天, 反射率与太阳高度的依赖关系极为明显, 阴天却完全不同。由表 11 看出, 阴天下垫面的反射率几乎没有变化, 这是因为天空为云所遮蔽, 下垫面所得到的辐射全系由天空各点投射到水平面上的散射辐射构成。在这种情况下, 下垫面反射率与太阳高度的关系就显现不出来了。

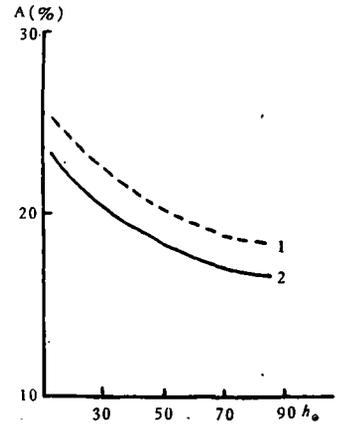


图 3 土壤表面反射率的日变化
1——干土, 2——湿土

表 11 长江中上游地区不同天气型下垫面反射率的变化情况

观测时间	云量	反射率 (%)	云量	反射率 (%)
6 时 30 分	0/0	27	10/10	19
9 30	0/0	19	☉/☉	20
12 30	1/0ci	18	☉/0	19

五、有效辐射

有效辐射是活动面辐射平衡方程中一个重要的组成部分。有效辐射的大小和变化规律主要决定于下列许多因子: 诸如空气的温度和湿度、土壤表面的辐射特性、活动面温度和天空状况, 等等。

到目前为止, 直接用仪器测量活动面有效辐射的方法还不普遍, 在我国为数也很少。因此有必要借助于间接方法用其它气象要素进行计算。我们采用 M. E. Берлянд 根据大气中热量输送理论所制定的用以计算有效辐射的公式^[27,28]。这个公式是目前同类公式中精度较好的公式之一, 它的正确性已不止一次地得到了证实^[2,25]。我们也用上述公式的计算结果与重庆蒸发站的实测资料作了比较, 在比较时, 我们注意了水陆下垫面反射率的差别, 将有效辐射作为辐射平衡方程中的余项求之, 结果表明 Берлянд 公式基本上是适用的。

M. E. Берлянд 和 T. Г. Берлянд^[29] 从晴天有效辐射同空气温度和空气湿度的理论关系出发, 得出一个计算有效辐射的近似公式:

$$F_0 = \delta \sigma T^4 (0.39 - 0.058 \sqrt{e}), \quad (4)$$

式中 F_0 ——晴天的有效辐射, δ ——相对辐射系数, σ ——斯蒂芬-波尔兹曼常数, T ——地面以上 2 米高处的空气温度 (以绝对温标表示), e ——空气绝对湿度 (毫米). 为了计算方便, Берлянд 曾制定了相应的表和列线图.

对于天空有云时有效辐射的计算, 必须考虑云对有效辐射的影响. 同时, 当近地气层的温度层结处于非平衡状态时, 还必须考虑下垫面和空气的温度差对有效辐射的影响. 因此, 在天空有云时有效辐射的计算公式如下:

$$F = F_0(1 - cn^2) + 4\delta\sigma T^3(T_w - T), \quad (5)$$

式中 n ——云量 (以小数表示), T_w ——活动面的温度, c ——各层云对有效辐射影响的系数的平均值, 它是由下式确定的:

$$c = \frac{c_d n_d + c_n n_n + c_g n_g}{n}, \quad (6)$$

式中 c_d, c_n, c_g ——分别为与低云、中云和高云有关的系数; n_d, n_n, n_g ——分别为低云、中云和高云的云量; n ——总云量. 关于系数 c , Берлянд 曾求得各纬度的平均值. 但是根据我们自己计算的结果与上述纬度平均值略有不同. 对于北纬 30° 来说, 我们的结果^[30]比纬度平均值要偏低些, 其结果如下:

C_d	C_n	C_g	C
0.94	0.80	0.35	0.69

由于我们采用了根据本地资料求得的 c 值, 可以认为我们所得的结果比较更正确些.

表 12 长江中上游地区有效辐射月总量的年变化 (仟卡/厘米²·月)

月 台 站	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	年
宜 昌	3.47	3.41	3.27	3.00	3.11	2.56	2.08	2.16	3.29	3.86	3.85	3.39	37.45
重 庆	2.92	3.11	3.24	3.25	2.44	2.00	2.28	2.21	2.83	2.22	2.34	2.54	31.38

根据长江中上游地区的气象资料, 利用所述方法求得该地区有效辐射月总量的年变化制成表 12. 表 12 表明, 在有效辐射的年变化中皆以夏季为最小, 而最大值出现在冬季. 因为在该地区温度对有效辐射的影响较小, 温度的影响往往被大气中的水汽和云的影响所掩盖. 例如在宜昌地区有效辐射最大值发生在全年中温度较低的月份就是这个道理. 但是从表上的资料看来也不尽然, 重庆地区有效辐射最大值不在冬季, 而出现在 3, 4 月间, 这是因为该地区在四川盆地之中, 从印度来的西南气流到达该地区之前温度升高较快, 在这种情况下, 温度的影响超过了水汽和云的联合影响而居于首位, 因而有效辐射达到最大. 此后由于西南潮湿气流的不断影响, 空气中水汽含量加大, 云量增加, 大气逆辐射随之加大, 结果促使有效辐射减低. 这种现象在苏联的雅库茨克也曾出现过^[31].

由表上的资料还可以看出, 长江中上游地区西部的有效辐射在一年内可以变化一倍半左右, 而东部地区可达两倍以上. 如从绝对值来看, 西部的有效辐射比东部要低些.

六、辐射平衡

根据上面的讨论,我们可以按照公式(2)确定长江中上游地区活动面辐射平衡的大小及其变化的规律性。

首先讨论一下辐射平衡总量的年变化特性。关于这一点可以从表13上得到一个明确的概念。该表揭示了在所研究的地区内,全年除了个别月份以外,活动面辐射平衡值絕大

表 13 长江中上游地区辐射平衡月总量的年变化(仟卡/厘米²·月)

月 台 站	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	年
宜 昌	0.52	2.44	3.28	4.86	6.29	7.47	9.78	7.31	5.19	2.11	0.38	1.29	50.88
重 庆	-0.22	0.05	3.62	5.76	5.34	6.04	9.88	7.02	5.92	2.72	0.97	0.01	38.34

多数皆为正,其最大值出现在7月(约为10仟卡/厘米²),最小值出现在1月(东部为0.5,西部为-0.2仟卡/厘米²)。辐射平衡年总量为40—50仟卡/厘米²。但是,如果与文献[20]上所给出的该地区辐射平衡年总量(约为60仟卡/厘米²)比较,就可看出后者比实测值要大得多。即使根据最近的更为详细的研究^[8],也比实测值大10—15仟卡/厘米²。这正表明了由于长江中上游地区的地形条件和天气气候条件比较复杂,使辐射平衡的变化特性与用一般的计算方法所得出的数值有很大的偏离。

辐射平衡年变化特性最能反映出各该地区气候变化的一般规律。为了比较辐射平衡的地理分布,在图4上给出了下列地区的辐射平衡年变化资料:宜昌、第比利斯、薩拉托

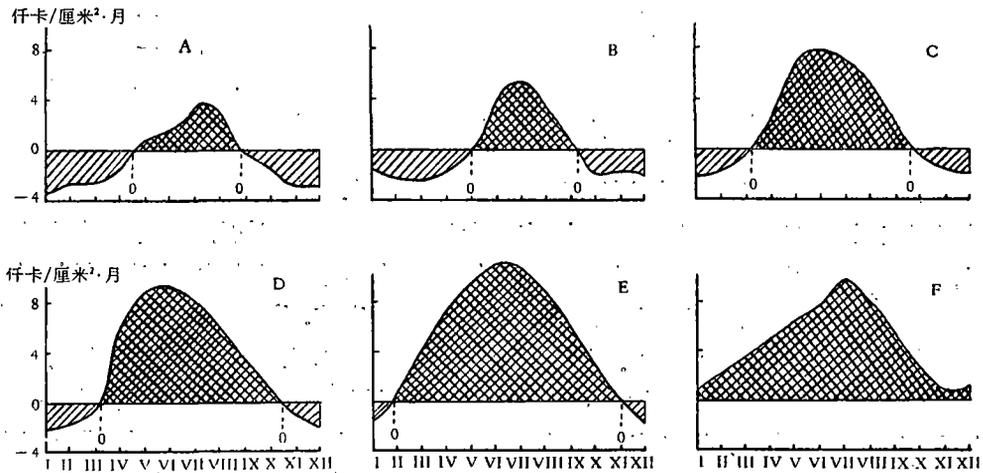


图 4 不同纬度带内辐射平衡的年变化

A——太平港(80°19'N), B——梯克夕港(71°36'N), C——列宁格勒(59°56'N);
D——薩拉托夫(51°32'N), E——第比利斯(41°43'N), F——宜昌(30°42'N)

夫、列宁格勒、梯克夕港和太平港。上述资料除了宜昌地区以外皆引自文献[19,28,32]。虽然这些资料的年代不完全相同,但是在第一近似上它们仍能反映出所在纬度的辐射平衡特征。图4表明,在极地区(如太平港),辐射平衡年总量为负,正值辐射平衡的持续

時間在一年中只有四個月。由極地向南隨着緯度的降低，正值輻射平衡的持續時間逐漸增長，在列寧格勒有 6—7 個月，到了第比利斯已經增加到 10 個月之久了。到了緯度 30° 的宜昌地區，輻射平衡在全年內皆為正，只是在西部地區在冬季由於陰天頻率顯著增加，日照時間減少，加上平均溫度較高，因而導致活動面輻射平衡方程中的支出部分超過收入部分而出現負值，但是就絕對值而言，其量甚微接近於零。

輻射平衡絕對值在極大多數情況下決定於一般的天氣狀況和活動面的特性。

關於宜昌地區活動面上輻射平衡的日變化特點可從表 14 得到一個初步的概念。表

表 14 宜昌地區不同天氣型輻射平衡各分量的日變化

項 目	觀 測 時 間(時)							日 總 量
	1 ⁰⁰	6 ⁰⁰	9 ⁰⁰	12 ⁰⁰	15 ⁰⁰	18 ⁰⁰	1 ⁰⁰	
晴 天 (1958 年 7 月 × 日, ☉ ²)								
S'	—	0.14	0.79	1.12	0.67	0.02	—	484.4
D	—	0.10	0.20	0.13	0.14	0.03	—	100.7
Q	—	0.24	0.99	1.25	0.81	0.05	—	585.1
R_k	—	0.06	0.20	0.24	0.16	0.01	—	116.8
$Q(1-A)$	—	0.18	0.79	1.01	0.65	0.04	—	468.3
F	0.137	0.140	0.140	0.150	0.140	0.130	0.133	199.2
R	-0.137	0.040	0.650	0.860	0.510	-0.090	-0.133	269.1
陰 天 (1958 年 7 月 × 日, π, ☉ ²)								
S'	—	—	—	—	—	—	—	—
D	—	0.12	0.43	0.65	0.43	0.06	—	293.7
Q	—	0.12	0.43	0.65	0.43	0.06	—	293.7
R_k	—	0.02	0.09	0.13	0.08	0.00	—	53.0
$Q(1-A)$	—	0.10	0.34	0.52	0.35	0.06	—	240.7
F	0.060	0.110	0.110	0.130	0.110	0.110	0.050	142.1
R	-0.060	-0.010	0.230	0.390	0.240	-0.050	-0.050	98.6

上給出了夏季晴天和陰天輻射平衡各分量的日變化資料。由表中可以看出，晴天活動面輻射平衡在正午前後最大，上下午減小，直接太陽輻射的強度是決定輻射平衡大小的主要因素。而在陰天，由於天空狀況的不同，輻射平衡也發生相應的變化，這時散射輻射的強度是決定它大小的主要因素。如果將晴天和陰天進行比較，發現陰天輻射平衡及其各個分量比晴天相應的分量要小得多。就輻射平衡日總量而言，也可得出類似的結論。

至於重慶地區活動面上輻射平衡各分量在不同天氣型下的變化規律，更能代表長江中上游地區西部的情形。圖 5 表明，無論在晴天或是在陰天，重慶地區輻射平衡變化規律同宜昌的趨勢是極為相近的。不過由圖上更能清楚地看出雲狀況對輻射平衡值的決定性的影響。例如在晴天正午到達下墊面的總輻射為 1.36 卡/厘米²·分，而在陰天只有 0.64 卡/厘米²·分，即減少達一半以上，同時輻射平衡值也發生相應的變化，由晴天正午的 1.17 減少到全陰天時的 0.55 卡/厘米²·分。

為了比較不同地理帶上輻射平衡日變化的特性，我們在圖 6 上給出了下列地點輻射平衡日變化曲綫：宜昌、漢口、上海、塔什干（7 月份的平穩日變化）和列寧格勒（在一個

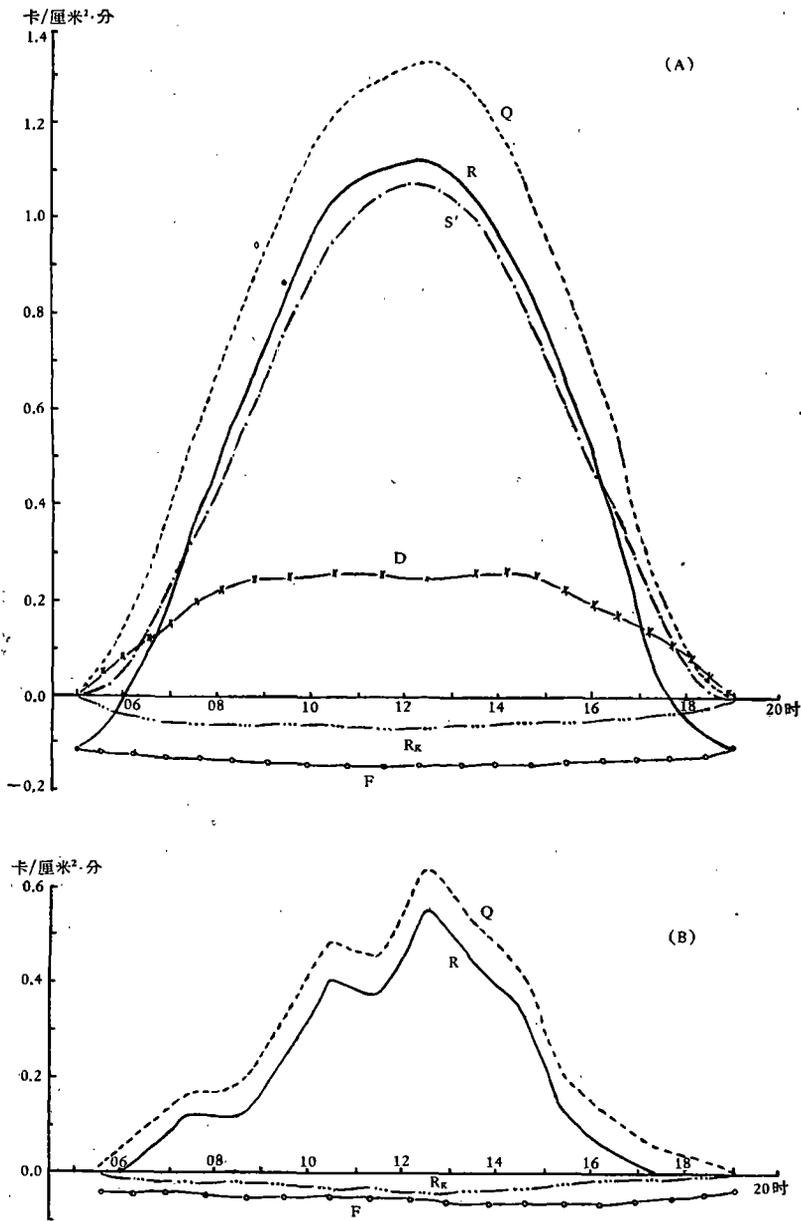


图5 重庆地区夏季月份不同天气型辐射平衡及其各分量的日变化
A——晴天, B——阴天

月内的晴天日变化)。图上资料皆系夏季晴天辐射平衡平均日变化,由此可以看出,各地区变化的总趋势是很接近的。在宜昌地区辐射平衡日变化的一般特性是以正午为最大,日落以后不久达到最小。后者是由于在日落以后不久,活动面的辐射收入量(吸收辐射)急剧减小为零,而这时辐射支出部分(有效辐射)仍然很大。由图上更可看出,在我国中纬度地区的变化规律极为一致,只不过在宜昌地区辐射平衡的最大值较小而已。如果将它们与高纬地区的资料进行比较便可以看出,随着纬度的增加,正午辐射平衡的绝对值相应地

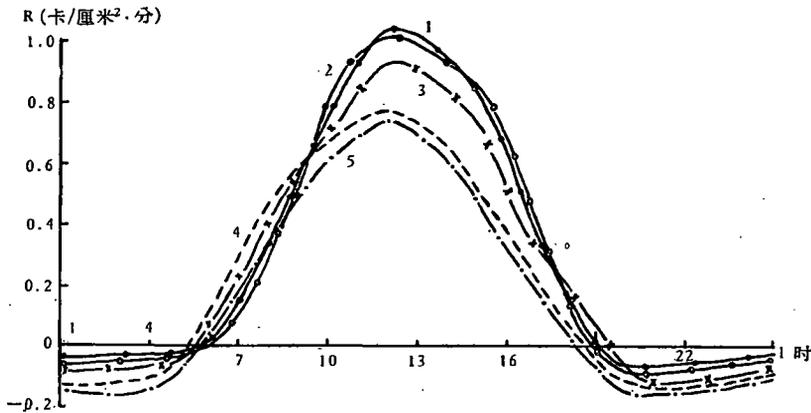


图6 不同地区夏季(7月)晴天辐射平衡平均日变化的比较
1—上海, 2—汉口, 3—宜昌, 4—塔什干, 5—列宁格勒

减小了。此外, 无论在高纬或是中纬地区, 夜间辐射平衡值皆为负, 而其绝对值都要比白天小得多。

辐射平衡由白天的正值转变为夜间的负值, 或者相反的转变, 对于研究近地气层逆温的形成与破坏时间具有很重要的意义, 特别是在冬季, 在进行防霜时更需要知道辐射平衡经过零的转变时间。在这方面曾有不少学者进行了专门的研究^[18,33]。从上面的图4—6已经可以看出, 辐射平衡经过零的转变时间并不与日出日落时间相一致。根据 B. A. Айзенштадт 的研究^[18], 在苏联较南地区, 早晨约在日出以后 40—60 分钟观测到正值平衡, 在傍晚由正值向负值的转变时间约在日落以前一个半小时左右。根据我们的资料, 在长江中上游地区正值辐射平衡的建立约在日出以后 40—70 分钟, 傍晚由正值向负值的转变时间出现在日落前 30—60 分钟。傍晚的转变时间距日落时间的距离比苏联南部某些地区短的主要原因, 可能是这个地区平均太阳高度较高, 有效辐射胜过吸收辐射只在日落前一些时间出现的关系。

上述情况并不是偶然的。考察一下其它地方(如上海、汉口等地)的早晨和傍晚辐射平衡经过零的转变时间与长江中上游地区大致相等。因此对于纬度 30°N 地区来说, 正值辐射平衡的形成与终止时间可以归结为如表 15 所示。为了比较起见, 表上同时还给出

表 15 活动面上正值辐射平衡的形成 (t_1) 和终止 (t_2) 时间(时)

北 月 份	30		40		50		60	
	t_1	t_2	t_1	t_2	t_1	t_2	t_1	t_2
3 月	6—8	16—18	—	—	—	—	—	—
4 月	6—8	17—19	—	—	—	—	—	—
5 月	5—7	17—19	5—7	16—18	5—7	16—18	5—7	16—18
6 月	5—7	17—19	5—7	17—19	4—6	17—19	4—6	17—19
7 月	5—7	17—19	4—6	17—19	4—6	18—20	4—6	18—20
8 月	5—7	17—19	5—7	17—19	4—6	17—19	4—6	17—19
9 月	5—7	16—18	5—7	17—19	5—7	16—18	5—7	17—19
10 月	6—8	16—18	5—7	16—18	5—7	16—18	6—8	15—17
11 月	6—8	15—17	6—8	15—17	6—8	15—17	7—9	14—16

北緯 $40-60^{\circ}$ 地方的相应的轉变時間^[33]。

此外,在 Б. А. Айзенштат 的工作中^[33],曾根据三年的观测資料繪出了苏联塔什干地区的辐射平衡經過零的轉变時間的年变化曲綫,并且由此得出辐射平衡經過零的轉变時間与活动面状态有关的結論。該文认为,草被的存在可使轉变時間提早出現。在早晨,自然草被要比裸露地上早 15—20 分钟(从 4 月到 9 月);在傍晚要推迟 15—30 分钟(从 3 月到 12 月)。这种現象的出現是跟裸露表面的反射率大,而表面温度又比較高有关。雪被的存在使得轉变時間略有变动,早上轉变時間約比平均情况落后 30—50 分钟出現,傍晚的轉变時間差別不大,略提前一些时候。由于观测資料的限制,我們只能对一种下垫面作出辐射平衡轉变時間的年变化(图 7)。由图看出,辐射平衡經過零的轉变時間

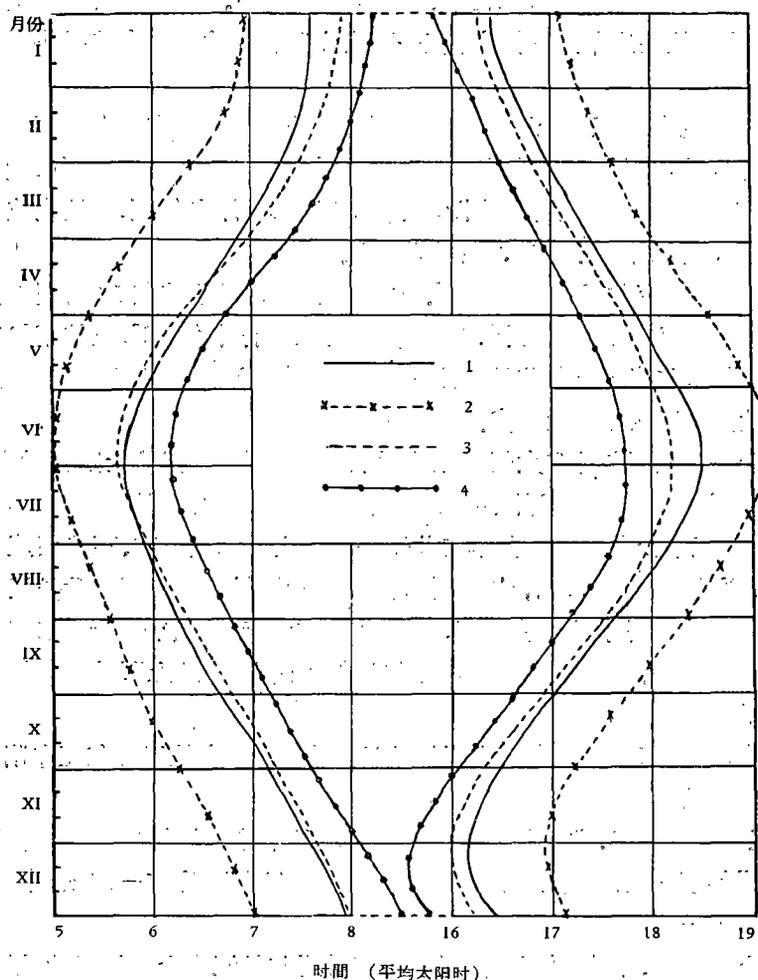


图 7 重庆地区辐射平衡經過零的轉变時間的年变化

1——辐射平衡經過零的轉变時間, 2——日出、日落時間, 3——太阳高度等于 10° 的时间, 4——太阳高度等于 15° 的时间

与日出日落時間間隔的变动范围,平均說来,春秋二季在早晨約为 60 分钟左右,在傍晚約为 50 分钟左右;夏季稍小一些,冬季略增加一些,但是,总的說起来这一带辐射平衡經

过零的轉变時間約出現在太阳高度等于 10° 左右的时间;而在苏联大部分地区为 15° 。由此可见,早晨和傍晚辐射平衡經過零的轉变時間同較高緯度的苏联南部地区的資料比較接近。

七、結 論

根据現有資料,对于长江中上游地区的辐射气候特征,可得到如下几点結論:

第一、在长江中上游地区由于全年內阴天頻率很大,日照时数少,所以到达地表面的直接太阳辐射强度不大,其年总量不超过 70 仟卡/厘米²,最热月的月总量約为 9 仟卡/厘米²左右。在年变化中以夏季为最大,冬季最小。从地区的分布来看,东部大于西部。

在直接太阳辐射的日变化中,由于大气透明度的影响,即使在大气质量相同的情况下,午后的辐射强度往往比午前来得大。在一天內太阳辐射强度最大值很少超过 1.3 卡/厘米²·分。

第二、散射辐射在长江中上游地区气候形成中的作用超过直接太阳辐射的作用而居于主要地位。就全年而論,在到达地面的总的辐射通量中,散射辐射約占 55% 以上。散射辐射年总量东部地区为 61 仟卡/厘米²,西部地区为 56 仟卡/厘米²,最大值出現在夏季月份,相应地为 7.1 仟卡/厘米²和 6.7 仟卡/厘米²。

第三、总辐射的年变化极为明显,最大值出現在 7 月,最小值在 12 月到 1 月。总辐射年总量在东部地区为 110 仟卡/厘米²,在西部地区为 95 仟卡/厘米²,該值不仅比同緯度的其它地区为小,就是与高緯度某些地区比較起来也嫌过低。如果將它們同“热量平衡图集”上所有的数值相比較也要低得多。

因此,由于局部地形条件和大气环流的影响,使得到达地面的太阳辐射大大地减弱,同时也可以看出总辐射值的降低并不能因为散射辐射量的增加而得到完全的补偿。

第四、由于长江中上游地区在全年內几乎全无稳定的雪被形成,下垫面反射率的年变化就不太显著,平均約等于 0.20 仟卡/厘米²,因此吸收辐射的增加便导致长江中上游地区辐射平衡在全年內各个月中几乎皆为正,其年总量达到 51 仟卡/厘米²(东部地区)和 38 仟卡/厘米²(西部地区)。但是上述資料如与“热量平衡图集”上所示的辐射平衡資料相比較,前者仍然要低得多。

在一天之內,活动面辐射平衡具有明显的日变化,其最大值出現在正午附近,最小值出現在日落以后一些時間。

第五、长江中上游地区,或我国 30° 緯度地区自然下垫面辐射平衡經過零的轉变時間与日出日落時間并不一致。早晨的轉变時間約出現在日出以后 40—70 分钟,晚上的轉变時間約在日落前 30—60 分钟。

在汉口和上海等地,辐射平衡經過零的轉变時間与长江中上游地区的数据等同。因此可以这样认为,上述辐射平衡經過零的轉变時間,对于我国中緯度地区来说是具有代表性的。

綜上所述,长江中上游地区的辐射状况由于地形条件、大气环流特点的綜合影响而具有許多独特之处,但是由于資料年限較短,台站不多,这些特征毕竟只是初步的、还需要更进一步研究。我們认为,要更加清楚地闡明长江中上游地区的气候形成过程及其內在的变

化规律, 热量平衡及其各个分量的研究是必不可少的。

参 考 文 献

- [1] Будыко, М. И., Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат, Л., 1948.
- [2] Будыко, М. И., Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеиздат, Л., 1956.
- [3] 朱崗崑、楊紉章, 中国蒸发量的初步研究. 气象学报, 26, (1955).
- [4] 尹宏, 利用經驗公式由日照记录计算中国中部总辐射分布. 气象学报, 28, (1957).
- [5] 肖文俊, 中国总辐射的年分布与季分布. 气象学报, 30 (1959).
- [6] 钟大庆, 日射观测记录的一般变化规律. 天气月刊, 1958 年 4 月号.
- [7] 黄潤本, 广东地面的热量平衡. 地理学报, 26 (1960).
- [8] Ин Цзун-чжао, Характеристики теплового и водного балансов на территории Китая. *Тр. ГГО*, вып. 92, 1959.
- [9] Щербань М. И., 潘守文、刘蕙兰、傅抱璞、柳又春等(未发表).
- [10] 陆渝蓉, 长江中上游地区的温度状况. 南京大学学报, 第 2 期, 1962 年.
- [11] Тверской, П. Н., Курс метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1951.
- [12] Витвицкий, Т. Н., Циркуляция воздуха над Китаем. *Изв. АН СССР, сер. геогр.*, № 2, 1956.
- [13] 叶篤正, 西藏高原对大气环流影响的季节变化. 气象学报, 23 (1952).
- [14] 陶詩言, 冬季由印度来的低槽对于华南天气的影响, 气象学报 26 (1955).
- [15] 叶篤正、罗四維、朱抱真, 西藏高原及其附近的流場結構和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 28 (1957).
- [16] Лилеев, М. В., Радиационные характеристики г. Свердловска 1940 г. *Тр. ГГО*, вып. 1 (63), 1947.
- [17] Калитин, Н. Н., Соотношение между приходом солнечной и рассеянной радиаций при различных климатологических условиях. *ДАН СССР*, т. 53 вып. 3, 1946.
- [18] Айзенштат, Б. А., Радиационный баланс и температура поверхности почвы в Ташкенте. *Тр. ГГО*, вып. 13, 1957.
- [19] Мосидзе, Ш. В., Радиационный и тепловой баланс Тбилиси и его окрестностей. *Тр. ТНИГМИ*, вып. 1, 1956.
- [20] Под редакцией М. И. Будыко, Атлас теплового баланса. Гидрометеиздат, Л., 1955.
- [21] Будыко, М. И. Берлянд Т. Г. и Зубенок Л. И., Методика климатологических расчётов составляющих теплового баланса. *Тр. ГГО*, вып. 48 (110), 1954.
- [22] Браславский, А. П. и Викулина З. А., Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеиздат, Л., 1954.
- [23] Black, J. N., The Distribution of Soar Radiation over the Earth's Surface. *Archiv fur Meteor. Geoph. und Bioklima. Seric B*, Band 7, Heft 2, 1956.
- [24] Кириллова, Т. В. О методах расчёта радиационного баланса. *Тр. ГГО*, вып. 59 (121), 1956.
- [25] Щербань, М. И., 小气候学讲义. 南京大学油印本, 1959 年.
- [26] Кондратьев, К. Я., Лучистая энергия Солнца. Гидрометеиздат, Л., 1956.
- [27] Берлянд, М. Е., Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1956.
- [28] Кондратьев, К. Я., Лучистый теплообмен в атмосфере. Гидрометеиздат, Л., 1956.
- [29] Берлянд, М. Е. и Берлянд Т. Г., Определение эффективного излучения земли с учётом влияния облачности. *Изв. АН СССР, сер. геофиз.*, № 1, 1952.
- [30] 潘守文, 长江中上游地区的辐射平衡和大气透明度特性. 南京大学学报, 第二期, 1962 年.
- [31] Евфемов, Н. Г., Величины сумм эффективного излучения для некоторых пунктов СССР и некоторые величины, характеризующие эффективное излучение. *Тр. ГГО*, вып. 26 (88), 1951.
- [32] Берлянд, Т. Г., Радиационный и тепловой баланс ЕТС. *Тр. ГГО*, вып. 10 (72), 1948.
- [33] Сапожникова, С. А., Микроклимат и местный климат. Гидрометеиздат, Л., 1950.

ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДИАЦИОННОГО КЛИМАТА В РАЙОНЕ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ЯНЦЗЫ

Пан Шоу-вэнь

(Метеорологический факультет Нанкинского университета)

Резюме

В настоящей работе разработаны характеристики радиационного баланса и его составляющих в районе средне-верхнего течения р. Янцзы КНР на основе данных актинометрических наблюдений за три года (1958—1960), по стандартным актинометрическим аппаратам.

В изучаемом районе в целый год как прямая и суммарная радиация, так и радиационный баланс намного меньше, чем соответственные величины в других пунктах находящихся почти в одинаковой широте. Это объясняется значительным содержанием водяного пара в атмосфере, местным условиям, и характерной особенностью атмосферной циркуляции данного района.

Годовая сумма суммарной радиации в этом районе составляет 110 (восточной части) и 95 ккал/см² в году (западной части), а сумма радиационного баланса — соответственно 51 и 38 ккал/см² в году. Их максимум наблюдается в июле, минимум — в декабре — январе. Причём вклад рассеянной радиации играет важную роль в формировании климата данного района.

Что касается суточного хода составляющих радиационного баланса в данном районе, то наблюдается максимум около полудня и минимум в некоторое время после захода солнца. Но отметим, что величина радиации, как и прямой, так и суммарной асимметрична по отношению к полудню из-за асимметричности абсолютной влажности воздуха или содержания водяного пара в атмосфере относительно полудня.

В данной территории, например, в районе Ханькоу и Шанхай момент перехода радиационного баланса через нуль имеет место утром после восхода солнца за 40—70 мин., вечером — до захода солнца за 30—60 мин.

Наконец, необходимо отметить, что об исследованных закономерностях составляющих радиационного баланса в рассматриваемом районе надо проводить дальнейшее исследование на основе еще больших наблюдений над составляющими радиационного и теплового баланса.