

青藏高原气象科学实验文集

(三)

《青藏高原气象科学实验文集》编辑组 编

科学出版社

青藏高原气象科学实验文集

(三)

《青藏高原气象科学实验文集》编辑组 编

科学出版社

1987

内 容 简 介

1979年5—8月我国在青藏高原地区进行了第一次青藏高原气象科学实验,获得了大量的实测资料。在此基础上所取得的研究成果以文集形式分辑出版。本辑(第三辑)主要内容有:青藏高原地面辐射平衡时空分布特征、高原贴地层逆湿现象、我国夏季季风的来临的分析、夏季季风活动时期水汽输送状况、高原切变线及移动性高压分析、高原动力和热力影响的数值试验以及模拟实验等方面研究论文,共23篇。

本文集可供气象台站预报人员、气象院校师生和气象科研人员参考。

青藏高原气象科学实验文集

(三)

《青藏高原气象科学实验文集》编辑组 编

责任编辑 许贻刚

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

*

1987年5月第 一 版 开本:787×1092 1/16

1987年5月第一次印刷 印张:13 3/4

印数:0001—700 字数:319,000

统一书号:13031·3510

本社书号:5063·13—15

定 价: 3.30 元

前 言

1979年5—8月我国在青藏高原地区进行了第一次青藏高原气象科学实验,获得了大量的实测资料。在此基础上所取得的研究成果以文集形式分辑出版。本辑(第三辑)汇集了高原辐射和热状况、环流与季风、高原天气系统及有关高原的动力学和热力学数值分析等四方面的研究成果,主要内容有:

第一,关于高原辐射和热状况的计算及分布特征的研究有7篇。文中分析了青藏高原地面辐射平衡时空分布特征,并对高原贴地层的逆湿现象及实测辐射资料的应用作了探讨。

第二,关于环流与季风的研究有6篇。文中详细分析了1979年夏季季风活动时期水汽输送的变化,并对南支西风急流、东亚经圈环流和南亚高压的活动进行了天气学和数值诊断分析。

第三,关于高原天气系统和天气的研究有5篇。文中对1979年青藏高原气象科学实验期间高原上的各种天气系统、切变线和移动性高压进行了谱分析和天气学分析,并提出在高原上存在着超干绝热直减率现象。

第四,关于青藏高原的动力和热力影响的研究有5篇。文中探讨了大型瞬变扰动和定常扰动对东西风带季节突变的作用,并对夏季青藏高原和落基山上空的高压进行了模拟实验。

本辑是这次实验的第三批研究成果。文中所揭示的一些现象及对其的认识,尚有待于进一步在实践中验证和深化,加之我们的业务水平有限,在文中难免有不当之处,望读者批评指正。

本文集共三辑,发表了83篇论文。其中部分成果在“国际青藏高原和山地气象学术讨论会”(1984年3月20—24日,北京)上作了介绍,得到了与会者的好评,外国气象科学家十分重视我国的青藏高原气象科学实验。

在取得上述成果的基础上,我国气象工作者正在继续努力,进一步消化实验所获得的大量观测资料,并验证和深化已取得的成果。有关这次气象科学实验的进一步成果也将陆续在其他刊物上发表。

在本文集的整个出版过程中,得到了科学出版社的大力支持,特此致谢。

青藏高原气象科学实验领导小组

目 录

青藏高原总辐射任意时段总量的气候计算方法探讨.....	
.....翁笃鸣 陈万隆 沈觉成 高家表 (1)	
1979 年夏季青藏高原地区旬总辐射计算方法的探讨	项月琴 (9)
1979 年 5—8 月青藏高原地面辐射平衡时空分布特征	
.....青藏高原气象科学实验第一课题组 (16)	
拉萨河谷的热源特征和近地层气象状况.....	陈万隆 翁笃鸣 陈留华 (30)
南京的热状况分析.....	高家表 沈觉成 (40)
夏季青藏高原贴地层的逆湿现象.....	吴敬之 (49)
青藏高原地面净辐射对大气环流作用的一些观测事实.....	朱福康 赵 卫 (54)
1979 年初夏大气环流的季节转变过程与夏季季风来临的分析	郭其蕴 (62)
1979 年夏季季风活动时期水汽输送的变化	徐淑英 殷延珍 (73)
高原雨季与南支西风急流的关系.....	赵 卫 黄福均 (86)
1979 年夏季东亚经圈环流的演变及其数值诊断分析	
.....章基嘉 彭永清 朱 迅 梁佳兴 (93)	
南亚高压空间结构的分析研究.....	张鸿材 郁淑华 滕家谟 童文林 黄 萍 (108)
夏季青藏高原西部上空物理量特征与南亚高压的活动.....	
.....孙国武 单扶民 陈丽萍 (118)	
1979 年夏季青藏高原及邻近地区对流层中部天气系统的谱分析	
.....沈如金 黄福均 (123)	
青藏高原的干绝热直减率现象.....	张丙午 (135)
1979 年 5 月下半月青藏高原对西风带槽脊的影响	罗四维 郑 光 (145)
1979 年夏季青藏高原移动性高压分析	李桂琴 (153)
1979 年 5—8 月高空切变线分析	乔全明 蒋振强 (161)
大型瞬变扰动和定常扰动对东西风带季节突变的作用.....	骆美霞 朱抱真 (171)
夏季青藏高原热力影响的数值试验.....	沈如金 纪立人 陈于湘 (181)
初夏北半球青藏高原地区大气环流季节变化机制的初步研究.....	
.....朱抱真 宋正山 孙国武 (191)	
利用能谱分析对青藏高原涡旋的研究.....	苏炳凯 冯蕊英 (201)
夏季青藏高原与落基山上空高压活动的转盘模拟实验研究.....	
.....王允宽 宋正山 王桂芳 黄巧意 (206)	

青藏高原总辐射任意时段总量的 气候计算方法探讨*

翁笃鸣 陈万隆 沈觉成 高家表

(南京气象学院)

一、前言

研究青藏高原地面的辐射特点是青藏高原气象科学实验的重要任务之一。这里除研究各个单点的地面辐射特征外,一个重要任务就是应用考察结果结合高原及周围地区日射台站资料进行地理扩展,研制计算方法,并由此绘出考察期间总辐射量的分布。

关于总辐射月总量的计算方法问题,文献[1]—[3]都进行过较细的讨论。本文着重讨论更短时段总量的计算方法,这与通常的气候计算方法有共同点也有不同点。共同点在于这种方法也利用经验或半经验途径建立计算公式;不同点是任意时段总量计算方法的计算时段更短(一日、三日、五日等)。因此,我们设想,公式应建立在日总量计算的基础上,并需考虑计算公式的线性特点。

拟订总辐射经验计算公式,有一些原则应当考虑:

(1) 计算方法必须具备足够的精度,通常在月总量的气候计算中。计算误差应小于总辐射的观测误差。对月总量应小于5%,但是这个标准还因进行气候计算的区域大小和时段不同而有所区别。如对中国乃至半球或全球的辐射计算,一般可用10%作为标准。文献[1], [2]和[4]大致是采用这个标准,这是当前辐射气候计算所能达到的水平。我们研究的是高原地区具体年份日总量的计算,误差可能大些,但在平均情况下仍能达到上述标准。

(2) 计算公式(包括经验和半经验公式)应当具备充分的物理依据,使公式具有生命力。这里所指的物理意义应有别于通常理解的严格定义。在气候计算时,由于在时间和空间上进行平均(或求和)的结果,原来适用于瞬时量之间的物理联系,除线性关系外,都将发生改变,即存在

$$\bar{y} = \overline{f(x, y, z, \dots)} \neq f(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}, \dots)$$

这种不相等情况,有时可达到很明显的程度。因此,拟合气候计算式时,还必须遵循统计的规律性,以保证计算公式的精度。

(3) 计算公式应具有最简便的形式,经验参数和因子个数要尽可能少,以保证气候计算的精度和减轻工作量。在辐射气候计算中,影响的因子比较多,但因子之间往往是不独立的。因此,要保留独立的因子,尽量剔除不独立的因子,使经验公式的参数最少。

* 参加部分工作的还有中国科学院兰州高原大气物理研究所季国良、水登朝、杨化益等。

(4) 为保证计算公式的推广,要求公式所用参数在空间和时间上保持相对的稳定性和变化有规律性。

(5) 计算公式所选择的气象因子必须是常规台站的常规要素,尽可能选用器测要素,避免使用目测要素。

(6) 建立经验公式时,要尽可能增加资料数量(扩大样本容量),以减小抽样误差。一般认为资料数量在 30 以上就可作为大样本处理。

考虑上述各点对拟订适当的计算公式是有益的。

二、几种计算总辐射日总量的方法

我们选择了三种方法进行对比。

1. 移置法

根据各站点观测时的日光状况,把总辐射日变化曲线区分成两种典型情况:一种是日面完全无遮挡或被薄云遮挡,即取日面状况符号 $\odot^2$ 和 $\odot$,此时由于太阳辐射较强,日照计上可留下感光记录。第二种是日面被厚云或较厚云(如 As 、 Ac) 遮挡,日面状况符号为 $\odot^0$ 或 Π ,日照计上不留感光记录。图 1 是拉萨 1979 年 6 月两种典型日面状况下的总辐射平均日变化和小时总量累积曲线。

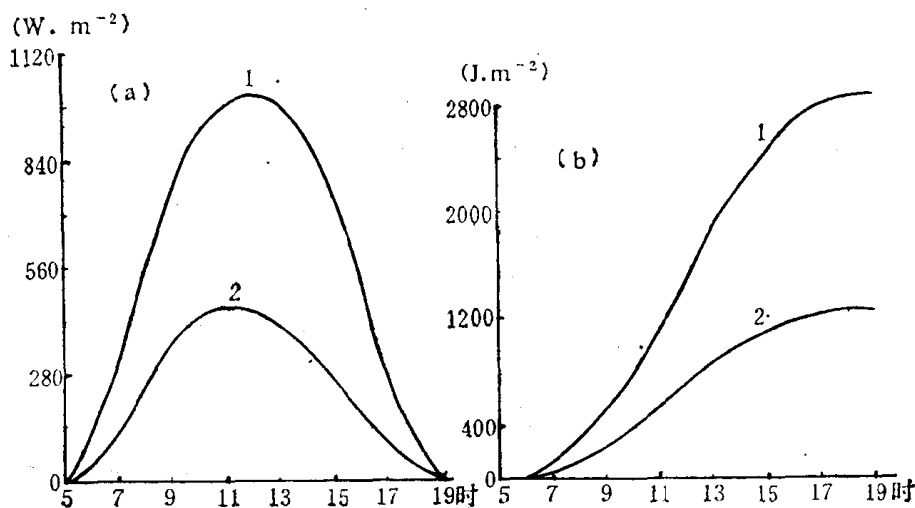


图 1 两种日面状况下总辐射平均日变化曲线(a)和小时总量累积曲线(b)
1——在日面状况 $\odot^2$, $\odot$ 下;2——在日面状况 $\odot^0$, Π 下

根据总辐射的典型日变化曲线可以确定两种日面状况下的小时总量,然后结合气象台站的逐时日照记录算出逐时的总辐射量,最终可得到日总量。任一小时的总辐射量 Q_i 可按式确定

$$Q_i = Q_{1i}t_{1i} + Q_{2i}(1 - t_{1i}) \quad (1)$$

式中下标 i 表示某一小时, Q_1, Q_2 分别表示第一种和第二种日面状况下的小时总量, t_1 为该小时中有日照的成数(以小数表示)。日总量的计算则为

$$Q = \sum_{i=1}^n Q_i = \sum_{i=1}^n [Q_{si}t_{si} + Q_{ni}(1 - t_{si})] \quad (2)$$

n 为全天可照时数。由于日出和日落时刻并不正好在正点时刻, 因此对第一和最后时段应作相应订正。

根据拉萨 5—8 月的逐日验证, 表明这种方法对云状况比较稳定的月份(5—6 月), 可得到满意的结果, 而对于阴雨天较多的 7—8 月, 一方面由于天空状况不稳定, 同时也因缺测较多, 以致误差较大。各月的平均误差可见表 1。

表 1 拉萨各月总辐射计算的平均相对误差

月 份	5 月	6 月	7 月	8 月
平均误差($W \cdot m^{-2}$)	14.5	18.9	39.3	25.4
总辐射($W \cdot m^{-2}$)	329.7	297.2	260.0	233.3
相对误差(%)	4.4	6.4	15.1	10.9

2. 乌克兰英采夫法^[9]

这是最简单的一种计算日和月总量方法。计算公式为

$$Q = m\Sigma t + n \quad (3)$$

式中 Σt 为日照时数, m, n 为经验系数。该式清楚地表明, 对于给定的月份, 各日总辐射日总量正比于全天实际日照时数。

利用该式对高原及其邻近地区 14 个日射站(包括 6 个科实考察站)共 54 个月的资料进行验证, 效果较好, 平均相对误差为 10.7%, 误差的方差为 3.6%。平均误差分布可见表 2。从表上可看出, 拟合误差分布比较集中, 有 87% 集中在 5—15% 的范围内。

表 2 公式(3)的拟合误差分布

误差等级(%)	≤ 5	≤ 10	≤ 15	≤ 20	≤ 25
月 数	1	24	48	52	54
占总数(%)	1.8	44.4	88.9	96.2	100.0

但是, 该法主要不足在于对不同地区, 不同月份经验系数 m, n 有较大的变幅^[3], 不利于在空间和时间上推广。

3. 埃斯川姆公式

这在我国辐射气候计算中使用比较普遍, 公式的形式由于采用相对辐射标准的差异, 可有三种表示。按在国内发表的先后有

$$Q = Q_0(a_1 + b_1s_1)^{[1]} \quad (4)$$

$$Q = S_0(a_2 + b_2s_1)^{[3]} \quad (5)$$

$$Q = Q_A(a_3 + b_3s_1)^{[2]} \quad (6)$$

式中 s_1 是日照百分率, Q_0, S_0, Q_A 分别为晴天总辐射、天文辐射、理想大气辐射。 $a_1, a_2, a_3, b_1, b_2, b_3$ 为经验系数。由于上述各式所采用公式的形式一致, 自变量(因子)也相

同,所以对于每个站来说,拟合的误差是完全一致的,只是经验系数 a, b 在时空分布上的稳定性不同而已。

事实上公式(4)一(6)与(3)是有共同点的。文献[3]中曾证明,对于月总辐射量的气候计算,它们完全相等。但是,用于日总量计算时,可能有某些细微的差别。表3列出了拉萨5—8月各月按(3)和(5)式的拟合误差。对其它站点的验证结果也是这样。

表3 按(3)和(5)式拟合总辐射日总量的平均相对误差(%)

月 份	5 月	6 月	7 月	8 月
按(3)式	6.1	6.6	9.6	10.3
按(5)式	5.9	6.6	9.9	10.2

三、适用于计算总辐射任意时段总量的方法

从上述三种方法比较中,可以选择比较恰当的计算方法。

移置法的设想是合理的,在云状况比较稳定的时期,能得到较好的计算效果。但有一定局限性,而且计算过程比较繁琐,不便于进行推广。

公式(3)是最简单的经验公式,拟合的效果也普遍较好,且具有明确的物理意义。此外,由于该式是线性公式,无论进行时间或空间上的平均(或求和),原式都保持不变。这很适用于由日总量计算推广到任意时段总量的计算,这是本法最大的优点。但式中经验系数 m, n 在时空分布上的明显变化又不利于该式推广。

公式(4)一(6)正好与(3)相反,由于公式中的相对辐射 $\frac{Q}{Q_0}, \frac{Q}{S_0}, \frac{Q}{Q_A}$ 及日照百分率 s_1 都与所求取总量的时段长短有关,而且是非线性的,即

$$\left(\frac{Q}{Q_0}\right) \neq \frac{\bar{Q}}{\bar{Q}_0}; \left(\frac{Q}{S_0}\right) \neq \frac{\bar{Q}}{\bar{S}_0}; \left(\frac{Q}{Q_A}\right) \neq \frac{\bar{Q}}{\bar{Q}_A}; \left(\frac{\Sigma t}{\Sigma t_0}\right) \neq \frac{\bar{\Sigma t}}{\bar{\Sigma t}_0}$$

所以,严格地说这些式子不能任意扩展,亦即适用于日总量计算的公式不能用来计算候、旬总量。可是(4)一(6)却具有(3)式所缺少的优点,即经验系数 a, b 的时空变化比较稳定且有规律。

于是要选择适用于任意时段总量计算并能在区域上扩展的公式,就需把(3)和(4)一(6)式这两类公式的优点集中起来。恰当的形式为

$$Q = Q_{0.15} \left[\frac{n}{Q_{0.15}} + \frac{m}{Q_{0.15}} \cdot \frac{\Sigma t_{0.15}}{\Sigma t_{0.15}} \Sigma t \right] = Q_{0.15} \left(a_1 + b_1 \frac{\Sigma t}{\Sigma t_{0.15}} \right) \quad (7)$$

$$Q = S_{0.15} \left[\frac{n}{S_{0.15}} + \frac{m}{S_{0.15}} \cdot \frac{\Sigma t_{0.15}}{\Sigma t_{0.15}} \Sigma t \right] = S_{0.15} \left(a_2 + b_2 \frac{\Sigma t}{\Sigma t_{0.15}} \right) \quad (8)$$

$$Q = Q_{A.15} \left[\frac{n}{Q_{A.15}} + \frac{m}{Q_{A.15}} \cdot \frac{\Sigma t_{0.15}}{\Sigma t_{0.15}} \Sigma t \right] = Q_{A.15} \left(a_3 + b_3 \frac{\Sigma t}{\Sigma t_{0.15}} \right) \quad (9)$$

式中 $Q_{0.15}, S_{0.15}, Q_{A.15}$ 表示月中的晴天总辐射,天文辐射以及理想大气总辐射的日总量, $\Sigma t_{0.15}$ 为月中的可照时数。由于这些量对于给定的月都可预先确定,因此都是常数。所以(7)一(9)式具有(4)一(6)的形式,并基本上保持了相对值 $Q/Q_{0.15}, Q/S_{0.15}, Q/Q_{A.15}$ 及

$\Sigma I / \Sigma I_{0.15}$ 的原有物理意义,而且系数 a, b 在时空变化上的稳定性仍能满足。同时,还完整地保留了(3)式的严格线性特点。因此,这些公式能够满足本题要求的。它们的拟合误差与(3)式完全一样。为书写方便,可把(7)–(9)式写成

$$Q = Q'_0(a_1 + b_1 s'_1) \quad (10)$$

$$Q = S'_0(a_2 + b_2 s'_1) \quad (11)$$

$$Q = Q'_A(a_3 + b_3 s'_1) \quad (12)$$

这里带撇者表示月中的日总量,而 s'_1 则是当日日照时数与月中可照时数的比值,可看作为准日照百分率。

现在讨论从(10)–(12)中确定适当的式子问题。一般说,(10)式使用月中的晴天总辐射日总量,由于确定比较困难,特别是对于当前的短时段资料处理不如(11),(12)式方便。因此,可以从(11),(12)中进行选择。

(11)式用的是月中的天文辐射日总量 S'_0 ,数据容易取得,并且没有计算误差。只缺的是 S'_0 只表示大气上界的辐射到达量,反映不出站点本身海拔高度的差异,而这种差异反映在 a_2, b_2 系数中。

(12)式中的 Q'_A 也是从理论上计算出来,由于它考虑各理想大气对太阳辐射的削弱,所以在一定程度上估计了测点海拔高度以及大气质量的年变化影响。但是从数据取得的可靠性和公认程度自然要差些。

通过一系列的对比分析,可以看出利用 $S'_{0.15}$ 和 $Q'_{A.15}$ 的计算效果是一样的。我们曾按(11)和(12)式分别算出 14 个站共 54 个月的回归方程,并对系数 a_2, b_2 与 a_3, b_3 进行统计分析。发现两组系数之间的变差系数 c_v 是一致的(表 4)。说明从整体上采用 S'_0 或 Q'_A 作为起始数据所得到的经验系数 a, b ,无论从空间或时间分布上并无显著差别。

表 4 按(11)和(12)计算的系数 a, b 的变差系数比较

		5 月		6 月		7 月		8 月		平均	
		(11)	(12)	(11)	(12)	(11)	(12)	(11)	(12)	(11)	(12)
系数 a	s_a	0.069	0.072	0.100	0.103	0.065	0.067	0.076	0.078		
	$\bar{a}$	0.211	0.224	0.245	0.256	0.237	0.248	0.259	0.272		
	c_{va}	0.325	0.323	0.409	0.403	0.274	0.270	0.292	0.288	0.325	0.321
系数 b	s_b	0.086	0.103	0.094	0.102	0.071	0.073	0.025	0.079		
	$\bar{b}$	0.612	0.659	0.583	0.612	0.577	0.604	0.545	0.524		
	c_{vb}	0.140	0.156	0.162	0.167	0.123	0.121	0.137	0.137	0.141	0.145

其次从 S'_0, Q'_A 的时空变化比较,两者具有很高的相关性,全年各月相关系数都在 0.980 以上,春秋季节(3 月、9 月)可达 0.9995 以上。

理想大气总辐射日总量随测点气压(就是海拔高度)变化,按文献[2]数据可近似地用线性关系表示。由 1000—500hPa,在夏季月份可递增 3.2%,冬季月份递增 4.5%左右。对于青藏高原及其周围地区,平均高度在 3000—4000m(约 700—600hPa),高差一般在 1000—2000m 间(约 100—150hPa)。所以实质上对 a, b 系数的稳定性的影响也很有限。总之,采用(11)式比较适当。

四、计算公式的推广

1. 时间上的推广

由于(11)式是严格的线性公式,因此可直接用来计算一个月内任意时段的总辐射总量,即

$$\sum^n Q = nS'_0(a_2 + b_2\bar{s}_1) \quad (13)$$

式中 $\sum^n Q$ 为 n 日的总辐射总量, $\bar{s}_1$ 为 n 日的平均准日照百分率。当 n 比较小时,计算误差可直接按计算值与实测值比较得出。但当 n 增大,特别是当 n 取 30 时(与建立经验方程的样本容量相同),经验计算的误差将为零,这显然就不合理了。因此,当(11)用来作时间上推广时,计算误差的估计不能靠经验途径求得,而必须给出理论上的估计。

对日总量 y 和某时段平均总量 $\bar{y}$ 的回归误差($S_{xy}, S_{\bar{x}\bar{y}}$)可写成

$$S_{xy} = S_y \sqrt{1 - r_{xy}^2} \quad (14)$$

$$S_{\bar{x}\bar{y}} = S_{\bar{y}} \sqrt{1 - r_{\bar{x}\bar{y}}^2} \quad (15)$$

而 S_y 和 $S_{\bar{y}}$ 之间又有

$$S_{\bar{y}} = S_y / \sqrt{n}$$

的关系。这里 $S_y, S_{\bar{y}}$ 分别为 y 和 $\bar{y}$ 的均方差, $r_{xy}, r_{\bar{x}\bar{y}}$ 依次为日总量和平均总量与相应时段准日照百分率的相关系数。因此,如能找出 r_{xy} 与 $r_{\bar{x}\bar{y}}$ 的联系,即可从统计上确定计算任意时段总量的误差大小。

经适当运算,并在各物理量间不存在后延效应的假设下,可以证明随机变量个体值之间的相关系数就等于各自平均值之间的相关系数,即

$$r_{xy} = r_{\bar{x}\bar{y}}$$

如存在物理量间联系的后延效应,则有

$$r_{\bar{x}\bar{y}} = r_{xy} + \sum r_{x_i y_j} \quad (i \neq j)$$

这里 $r_{x_i y_j}$ 表示两物理量间的交错相关。在这种情况下,一般存在

$$|r_{\bar{x}\bar{y}}| > |r_{xy}|$$

为了提高计算精确度,对总辐射任意时段总量的回归误差,可用 r_{xy} 代替 $r_{\bar{x}\bar{y}}$,并代入(15)式,可得

$$S_{\bar{x}\bar{y}} = \frac{S_y}{\sqrt{n}} \sqrt{1 - r_{xy}^2} = \frac{S_{xy}}{\sqrt{n}} \quad (16)$$

其中 n 就是进行平均的天数。根据此式就可估计出利用(13)式计算高原及其邻近地区总辐射任意时段总量的误差。如用平均差表示,从理论上则还需对 $S_{\bar{x}\bar{y}}$ 乘以 0.8:

n	1 天	3 天	5 天(候)	10 天(旬)	30 天(月)
平均相对误差(%)	10.7	6.2	4.8	3.4	2.0

为了验证上述结果的可靠性,曾经验地对高原 6 个考察站 24 个站月进行候总量计算误差估计,平均相对误差恰好是 4.84%,与理论结果一致。虽然完全一致带有随机性,但由此可以认为上述理论估计方法还是正确的。至此,经验公式在平均时段的推广方面已得到初步解决。

2. 区域上的推广

这是辐射气候计算的共同问题,关键在于方程中经验系数 a, b 在区域上的稳定性大小。 a, b 系数的物理意义,我们在文献[6]中曾作过比较细致的理论分析,并分别给出它们的表达式。表明它们分别与大气透明度状况、云的透射率以及日照计本身的灵敏度等都有关系。但从直观上可粗略认为当 s_1 为 1 时,有

$$Q_0 = S_0'(a + b) \quad (17)$$

表示月中全晴天时的总辐射。而 $a + b$ 则为站点晴天时的相对辐射。

在高原及其邻近区域($a + b$)相当稳定,平均为 0.804,均方差为 0.0486,变差系数 c_v 仅 0.06。它表明大气中水汽和气溶胶对大气透射系数具有某种补偿作用: 凡是水汽多(降水多、湿度大)的地方,由于降水的冲洗作用,灰尘含量就少;反过来凡是干燥地区大气中灰尘含量多,水汽含量就少,结果使得($a + b$)在区域上相对稳定。不难发现,系数 a, b 之间的反相关是很明显的(图 2)。相关系数可高达 -0.844 。不仅如此,我们计算了文献[4]中表 2 针对全国各地的 a, b 系数的相关系数,也达到 -0.814 。这种反相关特点,在分析 a, b 系数分布图时也可看得十分清楚。正因如此,使得寻找($a + b$)与气象因子间的关系发生困难。从整体上看, ($a + b$) 与月平均绝对湿度呈弱的负相关,相关系数为 -0.357 。

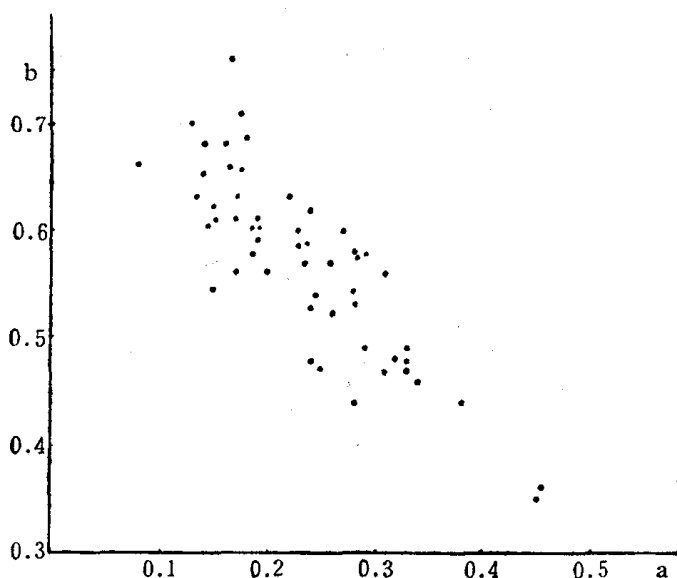


图 2 回归方程中系数 a, b 间的相关

我们还寻求过 a, b 同有关气象要素(月平均绝对湿度、月降水量、月平均低云量、总云量、日照百分率等)的经验关系,结果都不理想。虽然如此,由于 a, b 系数在区域上变化比较有规律,因此仍能满意地分析出它们的地理分布。以 6 月为例,系数 a 由高原西部向东部递减,而 b 则由东向西递减(图略)。

绘制出 a, b 分布图后,就能按(11)或(13)式计算出整个高原及邻近区域各站点的总辐射任意时段总量。作为例子,我们计算并绘制了 1979 年 6 月 1, 18 日, 6 月 6—8, 6—10, 16—20 日以及 6 月各旬和全月总辐射量的分布。这些样图的实际计算误差如下:

6月	1日	18日	6—8日三天	2候平均	旬	月
平均相对误差(%)	7.1	3.9	5.7	4.7	4.5	2.2

看来,利用(11),(13)式计算总辐射各时段总量能够满足精度要求。

五、小 结

综合上述讨论,可得出几点初步认识:

(1) 利用野外考察资料,通过气候计算途径可以计算总辐射任意时段总量,并具有相当的精度。

(2) 为进行总辐射任意时段总量的计算,计算公式应当是线性的,比较恰当的形式为

$$Q = S'_0(a_2 + b_2s'_1)$$

(3) 计算总辐射各时段总量(或平均日总量)的回归误差,在假设各物理量间不存在后延效应的前提下,从理论上可由

$$S_{\bar{x}\bar{y}} = \frac{S_y}{\sqrt{n}} \sqrt{1 - r_{xy}^2} = \frac{S_{xy}}{\sqrt{n}}$$

表示。因此,计算总量的误差将随时段(日数 n)的增长而减小,它与日总量的回归误差 S_{xy} 呈正比,而与日数 n 的平方根成反比。

(4) 经验方程的系数 a, b 之和具有空间上的稳定性,因而 a, b 的负相关系数在高原地区可高达 -0.844 ,说明影响 a, b 系数的各主要因子,即大气中水汽和气溶胶含量对大气透明度条件的影响具有某种补偿作用。

(5) 可通过绘制 a, b 系数分布图,确定任意站点的系数值。这样,各种时段的总辐射分布图可以计算并绘制出来。

参 考 文 献

- [1] 左大康等,中国地区太阳总辐射的空间分布特征,气象学报,33,78—97,1963。
- [2] 王炳忠、张富国、李立贤,我国的太阳能资源及其计算,太阳能学报,1,1—9,1980。
- [3] 翁笃鸣,试论总辐射的气候学计算方法,气象学报,34,304—314,1964。
- [4] 布德科, М. И., 沈钟译,地球热量平衡,气象出版社,3—6,1980。
- [5] Барашкова, Е. П., Опыт расчёта дневных сумм суммарной радиации по срочным наблюдениям, Труды ГГО, вып. 80, 51—70, 1959。
- [6] 祝昌汉,再论总辐射的气候学计算方法(一),南京气象学院学报,第1期,1982。

1979 年夏季青藏高原地区旬总辐射 计算方法的探讨

项 月 琴

(中国科学院地理研究所)

一、引 言

太阳总辐射是地表面主要的能量来源,是地面辐射平衡和热量平衡中一个主要分量,研究和了解青藏高原地区总辐射的特征,在青藏高原冷热源问题的研究中有着至关重要的意义。

关于我国各地区总辐射的计算,已有不少论述。在六十年代初期,左大康等人^[1]就对国内外已有的各种总辐射计算方法作了比较详细的介绍和评述,并且结合我国的具体情况提出了方便的计算公式,但它们通常适用于海拔较低、地形较为一致的地区。有关青藏高原地区总辐射的计算,近年来我国也做了一些工作。但由于青藏高原地区海拔高差悬殊,大气透明度和云的状况差异甚大,加之日射站点稀少,因此,如何确定经验公式中的经验常数,还没有得到很好的解决。

本文利用 1979 年 5—8 月青藏高原气象科学实验期间 5 个热源站、17 个常规日射站的资料¹⁾,探讨青藏高原地区(71°—105°E, 24°—40°N)暖季(5—8月)旬总辐射的计算方法。从讨论总辐射经验计算公式中经验系数的物理含义入手,寻求确定经验系数的客观依据。

二、总辐射计算方法的探讨

1. 总辐射计算公式

王炳忠等人^[2]利用我国多年实测的月总辐射资料,分析比较了国内外 21 个总辐射经验计算公式,认为

$$Q = Q_0(a + bs_1) \quad (1)$$

的计算结果其均方差最小。式中 Q 和 Q_0 分别为实测的和理想大气下的月总辐射量, s_1 为月日照百分率, a, b 为两个经验系数。但本文讨论的是旬总辐射量的计算,上述公式是否适用,必需通过实际资料检验。因此,我们分别用青藏高原地区 22 个日射站 1979 年 5—8 月各旬实测的旬平均总辐射日总量和日照百分率建立相关公式,所得结果与公式(1)完全一致。式中理想大气下的旬平均总辐射日总量由文献[2]提供。由于青藏高原各

1)青藏高原气象科学试验期间共设 6 个热源站:双湖、狮泉河、那曲、拉萨、林芝和格尔木。格尔木热源站 5 月和 6 月设在格尔木气象站,因场地均一性不理想,7 月和 8 月改设在格尔木机场,两地相距 9 公里。考虑到资料的系统性,本文中格尔木用了气象站的辐射和有关的地面常规气象观测资料,其余五站用热源站的资料。

地海拔高度相差悬殊,因此选用理想大气下的总辐射作为计算的基准值,以消除大气厚薄的影响是必要的。

从表 1 可知,相关系数大于 0.85 的站点达 86% 以上,全部相关公式的信度均达到 0.01。由表 1 的结果表明,公式(1)对青藏高原暖季旬总辐射的计算完全适用。

表 1 各站旬总辐射经验计算公式的有关数据

站名	东经	北纬	海拔高度 (m)	a	b	τ	相关系数 r	标准差 s	$\bar{Q}$
								(W · m ⁻²)	
双湖	89°00'	32°38'	4920	0.387	0.499	0.886	0.82	18	325
狮泉河	80°05'	32°30'	4278	0.306	0.592	0.898	0.86	13	334
格尔木	94°54'	36°25'	2808	0.271	0.615	0.886	0.87	13	300
那曲	92°03'	31°29'	4507	0.332	0.501	0.833	0.85	16	279
拉萨	91°03'	29°40'	3633	0.390	0.441	0.831	0.86	18	286
林芝	94°21'	29°33'	3000	0.331	0.535	0.866	0.89	17	244
昌都	97°10'	31°09'	3306	0.238	0.631	0.869	0.98	8	248
玉树	97°01'	33°01'	3681	0.217	0.593	0.810	0.88	18	229
西宁	101°46'	36°37'	2261	0.198	0.636	0.834	0.97	8	246
兰州	103°53'	36°03'	1517	0.116	0.677	0.793	0.98	9	213
阿坝	102°14'	32°40'	3300	0.185	0.568	0.753	0.79	19	200
民勤	103°05'	38°38'	1367	0.171	0.460	0.631	0.90	12	196
喀什	75°59'	39°28'	1289	0.197	0.635	0.832	0.91	14	267
和田	79°56'	37°08'	1375	0.258	0.575	0.833	0.96	12	225
若羌	88°10'	39°02'	888	0.323	0.473	0.796	0.83	15	278
绵阳	104°41'	31°28'	471	0.178	0.625	0.803	0.95	12	161
成都	104°01'	30°40'	506	0.194	0.612	0.806	0.93	14	161
乐山	103°45'	29°34'	424	0.164	0.565	0.729	0.98	7	145
威宁	104°17'	26°52'	2238	0.156	0.625	0.781	0.95	11	153
昭通	103°45'	27°20'	1950	0.267	0.541	0.808	0.87	16	210
腾冲	98°30'	25°01'	1648	0.234	0.519	0.753	0.92	17	177
昆明	102°41'	25°01'	1891	0.193	0.516	0.709	0.86	16	168

2. 经验系数 a, b 的物理含义

利用气象台站的常规资料,按公式(1)计算总辐射时,计算值的精度在很大程度上取决于系数 a, b 的选取。迄今为止,确定系数 a, b 的方法有三种:(1)在所研究的广大地域范围内取一个统一的 a, b 值^[3,4],这样处理是十分粗糙的。(2)将整个研究地区,按各地的地理气候条件分区,每区取一个统一的 a, b 值^[1,2]。这样在分区线的两侧,对 a, b 的取值会造成人为的不连续,可能会给总辐射的计算结果带来较大的误差。(3)根据各日射站点的 a, b 值画出等值线分布图,然后内插得到各地的 a, b 值^[6]。这种方法在日射观测站点较多的地区能保证一定的计算精度,但对站点稀疏,地理气候条件复杂的地区,等值线的走向缺乏依据。由此可见,系数 a, b 的确定在总辐射的计算中是个十分重要的问题,至今没有得到合理的解决。因此,本文的重点是探求系数 a, b 的空间变化规律,寻求它们与地面常规气象要素间的数学联系,为使青藏高原地区总辐射的推广计算具有充分的客观依据。下面我们首先讨论(1)式中的经验系数所表征的物理含义。

对(1)式,令 $s_1 = 0$,即全天有蔽光云,则 $Q/Q_0 = a$,可见 a 表征了该地区蔽光云及

大气中的水汽和气溶胶等杂质对总辐射的透过程度。

云量和日照百分率是两个表征天空遮蔽度的物理量,通常它们是可以近似地相互取代的^[1]。因此(1)式也可以写成

$$\frac{Q}{Q_0} = a + b(1 - n) \quad (2)$$

这里 n 为蔽光云量。对(2)式两边微分则得

$$\frac{\partial \frac{Q}{Q_0}}{\partial n} = -b \quad (3)$$

式中 Q/Q_0 为天空中的云层和大气中的水汽、气溶胶等杂质对总辐射的透过率。上式表明这种透过率随天空中蔽光云量的增加而减小。因此,实际上 b 反映了蔽光云对总辐射的减弱程度。

把系数 b 和 a 作一对照即可看出: a 和 b 从不同角度都可反映蔽光云对总辐射的减弱特性。由此可见对某一地区而言,若蔽光云的云层越厚,云中含水量越多,或蔽光云的反射和散射特性越差,则该地区的 a 值越小, b 值越大。反之,若该地区空气干燥,蔽光云的云层较薄,云中含水量较少,或蔽光云的反射和散射特性较好,则该地区有较大的 a 值和较小的 b 值。

如令 $s_1 = 1$,即该地区全天有日照,则 $Q/Q_0 = a + b$ 。令 $a + b = \tau$,则 τ 表征大气中水汽和气溶胶等杂质的及能透过太阳辐射的薄云(主要是高云)对总辐射的透过率。显然,对任一地区,应该有 $0 < \tau < 1$ 。对某一地区,如果该地区空气越潮湿,大气中可降水量越多,或大气含尘量越高,即大气越浑浊以及高云等透光云量越多,则 τ 值越小。反之,则越大。

3. 经验系数 a, b 与地面常规气象要素的关系

蔽光云对入射到地面的总辐射的影响,应该包括云对总辐射的透过特性和散射特性两个方面。为了建立系数 a, b 和地面常规气象要素间的经验关系,就必须选择能反映云从上述两方面对总辐射影响的特性气象要素。我们不能期望某一个单项的地面常规气象要素能够全面的反映蔽光云的这些特性,可是我们相信有许多地面气象要素与蔽光云的某些光学特性有关。因此有可能寻找出多种地面要素和 a, b 的经验关系,这种关系可以是多种多样的。例如:地面水汽压、日照百分率等气象要素在一定程度上都能反映大气的湿润情况,因此,也能部分地反映蔽光云的特性。一般而言,湿度越大,日照百分率越小,则浓云量也越多,云层一般也就越厚,对辐射的透过能力则越差。因此,它们与 a, b 也就会有一定的关系。M. R. Rietveld^[7] 收集了世界 42 个地区相关系数达 0.80 以上的 52 个计算总辐射的经验相关公式,研究了日照百分率和 a, b 的关系,得到 a 与日照百分率呈线性相关, b 与日照百分率呈双曲线相关,它们的相关系数分别为 0.67 和 0.73。显然上述关系只是部分地反映了蔽光云的光学特性,因此,相关系数势必较低。又如王炳忠等人^[2] 在青藏高原及其同纬度地区总辐射的计算中,得到系数 b 与地面水汽压呈双曲线相关,相关系数高达 0.86,但对 a 未找到合适的相关公式。

综上所述,我们觉得很难期望用某个单项的地面常规气象要素来较全面地表征蔽光云对总辐射影响的光学特性。实际上,为了能比较全面地反映蔽光云对总辐射的影响,可

以用几个地面常规气象要素的组合来表征它们对总辐射的透过特性和散射特性。蔽光云的透过特性取决于云的厚薄和含水量,上面已经提到它应该与日照百分率或地面水汽压有关,至于蔽光云的散射特性,则应该与云状有关。一般而言,积状云的反射和散射特性(特别是直展云)应该大于层状云。因此,对于具有相同日照百分率或地面水汽压的地区,积状云多的地方, a 值应该更大些,则 b 值应该更小些。遗憾的是目前尚无云状的定量资料可供使用。众所周知,青藏高原地区夏季多积状云,因此该地区夏季低云量中应该以积状云居多,这里我们试用低云量 n_l 和总云量 n_t 之比值 n_l/n_t 来粗略地表征一个地区云状的差异对总辐射影响的特性。因此,我们用一个综合变量 x 来表征蔽光云对总辐射影响的特性,即

$$x = As_1 + B \frac{n_l}{n_t} \quad (4)$$

式中右边第一项表示蔽光云对总辐射的透过特性,第二项表征蔽光云对总辐射的反射和散射特性, A 和 B 是两个加权系数,即 $A + B = 1$ 。至于 A 和 B ,可以经验地确定。我们发现系数 a, b 与综合变量 x 之间有很好的经验相关,其表达式如下:

$$a = \alpha_1 + \beta_1 \ln(1 - x) \quad (5)$$

$$\frac{1}{b} = \alpha_2 + \beta_2 \frac{1}{1 - x} \quad (6)$$

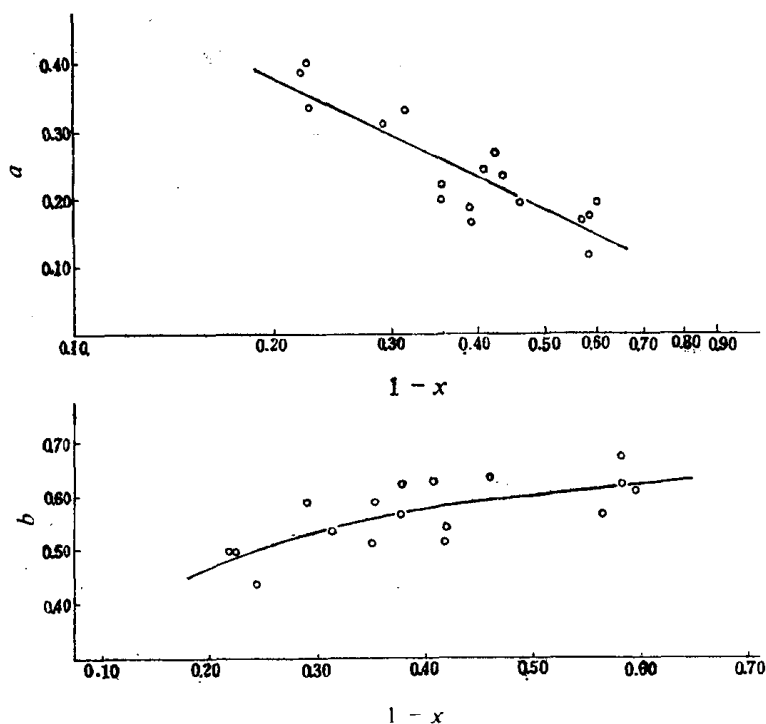


图1 系数 a, b 与综合变量 $(1 - x)$ 的相关图

日照百分率和云量均以小数表示。

$$a = 0.034 - 0.213 \ln(1 - x) \quad \frac{1}{b} = 1.336 + 0.160 \frac{1}{1 - x} \quad x = 0.40s_1 + 0.60 \frac{n_l}{n_t}$$