

## 青藏高原地表长波辐射参数化及其气候计算

高 歌 张兰英 翁笃鸣

(南京气象学院应用气象学系, 南京 210044)

**摘 要** 根据 1982 年 8 月至 1983 年 7 月青藏高原辐射平衡资料, 详细讨论了该地区活动面温度与地表温度的关系, 提出了两种计算地表长波辐射的参数化方法  $U = k (T_0 + 273)^4$  和  $U = [(T_0 + 273) + T]^4$ 。经反演检验, 两式的拟合精度相同 (均为 3.6%), 并适用于作瞬时和平均通量密度计算, 文中还就  $k$ 、 $T$  的日、年变化作了分析, 计算并讨论了青藏高原地表长波辐射的气候特征。

**关键词** 青藏高原, 地表长波辐射, 活动面温度, 参数化

**分类号** P422.4

地表长波辐射是地表辐射平衡的重要分量。长期以来, 由于受观测仪器的限制, 人们无法直接测得活动面温度, 只能以地表温度近似代替并进行计算, 因而使所求地表长波辐射产生误差。80 年代以来, 一些研究者<sup>[1-3]</sup>曾先后根据实测资料, 讨论过地表向上长波辐射和地表比辐射率及活动面温度的确定方法。至于地表长波辐射的气候计算方法的研究, 则基本上仍是空白。对此, 本文试图根据青藏高原拉萨、甘孜、那曲、改则等四站 1982 年 8 月~1983 年 7 月实测辐射平衡资料<sup>[1]</sup>, 研究地表长波辐射的计算方法, 分析其在高原的气候特征, 并为更进一步探求青藏高原地区地表长波辐射交换的气候反演方法积累经验。

拉萨等四站的下垫面属草地或荒漠草地, 植被一般较稀。除那曲冬季积雪日数较多外, 其余站点积雪很少或基本无雪。各站大气和地表的向上长波辐射系据 PIR 精密红外辐射表测定, 各点所用仪器均与留作标准的新仪器进行了同步对比检验, 证实性能可靠<sup>[4]</sup>。

### 1 地表长波辐射的参数化式

地表长波辐射  $U$  的理论式可写成<sup>[2]</sup>

$$U = (\sigma + 273)^4 \quad (1)$$

式中  $\sigma$  为活动面温度( ),  $\sigma$  为斯蒂芬-波耳兹曼常数;  $\epsilon$  为地表比辐射率。在有地表向上长波辐射观测的条件下,  $U$  以及  $\sigma$  可通过地表长波辐射交换方法反演得到, 方程形式为

$$U = (\sigma + 273)^4 + (1 - \epsilon) G \quad (2)$$

收稿日期: 1996-10-25; 改回日期: 1997-01-07

国家攀登 B 计划项目“青藏高原试验”预研究成果

1) 中国科学院兰州高原大气物理研究所. 青藏高原辐射平衡观测资料(1982 年 8 月至 1983 年 7 月)

2) 为避免与后面符号混淆本文中温度单位均以摄氏度表示

第一作者简介: 高歌, 女, 1972 年 12 月生, 硕士

这里  $U$  为地表向上辐射;  $G$  为大气逆辐射。由于  $U$ 、 $G$  可由长波辐射表直接测定, 所以便有

$$U = U_0 - (1 - \alpha)G \quad (3)$$

及

$$T_0 = \sqrt[4]{\frac{U_0 - (1 - \alpha)G}{\epsilon}} - 273 \quad (4)$$

但因在多数情况下(包括在模式中使用), 并不进行长波辐射观测, 所以仅有(3)、(4)式还是不够的。还需研究利用地面温度计算长波辐射的参数化方法。

如以  $T_0 + T$  表示活动面温度与地面温度  $T_0$  的关系, 则  $T$  便是地面温度替代活动面温度的误差。有

$$T = T_0 - T_0 = \sqrt[4]{\frac{U_0 - (1 - \alpha)G}{\epsilon}} - 273 - T_0 \quad (5)$$

考虑这种差异, 可提出两种利用地面温度计算地表长波辐射的参数化式

$$U = \epsilon [(T_0 + 273) + T]^4 \quad (6)$$

和

$$U = k (T_0 + 273)^4 \quad (7)$$

式中,  $k$  为订正系数。结合(1)、(2)式, 有

$$k = \frac{U_0 - (1 - \alpha)G}{(T_0 + 273)^4} \quad (8)$$

由(6)、(7)式, 还可得到  $k$  与  $T$  的关系式

$$k = \epsilon \left( 1 + 4 \frac{T}{T_0 + 273} \right) \quad (9)$$

至此, 我们已从理论上阐明了应用地表温度代替活动面温度计算地表长波辐射的误差产生原因, 及订正的依据和途径。余下的便是如何根据实测地表长波辐射观测资料确定  $k$  或  $T$ , 然后再建立  $k$ 、 $T$  的参数化式。

## 2 $k$ 、 $T$ 参数化式的建立

根据近地层辐射和热量交换的基本概念, 各地活动面温度与地面温度的差异主要与下垫面状况及辐射加热条件有关。由于地面温度是在裸地表面测定的, 所以地表植被状况以及湿润状况是造成上述差异的内在因素, 辐射加热(或冷却)则是加剧(或减小)这种差异的外部条件。因此, 可以认为, 对于给定站点或下垫面特征大致相似的地区,  $k$ 、 $T$  的变化在很大程度上是由辐射加热条件决定的, 而地面温度变化则是辐射加热的直观显示。

据此, 我们采用青藏高原地区拉萨、那曲、改则、甘孜四站各季代表月(1、4、7、10)共 4 894 次实测长波辐射资料, 先按(5)、(8)式依次算出各时次的  $T$  和  $k$  值(计算时, 取  $5.670 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ , 取 0.95<sup>1)</sup>, 然后分别给出  $k$ 、 $T$  与同时刻  $T_0$  的散布图(图 1)。可以看出,  $k$ 、 $T$  与  $T_0$  的整体相关是比较明显的, 它们都符合抛物线关系

$$k = a + bT_0 + cT_0^2 \quad (10)$$

1) 严格地说, 对不同性质下垫面, 应取不同的数值。这里统一取 0.95 是考虑了多数自然下垫面类型的  $\epsilon$  值一般都在 0.92 ~ 0.97 之间, 而 0.95 可作为各种下垫面的平均取值。这种处理对建立青藏高原地区地面长波辐射参数化式是很有必要的。对本文(3)的灵敏度试验表明, 当取值误差为 0.02 时, 由此引起的确定地表长波辐射的相对误差为 1.4%。雪面的  $\epsilon$  值虽更大些, 但它对确定长波辐射的影响也仅 2% ~ 3%

$$T = a + b T_0 + c T_0^2 \quad (11)$$

根据拟合结果,可得出全年和月的系数值(表 1)。

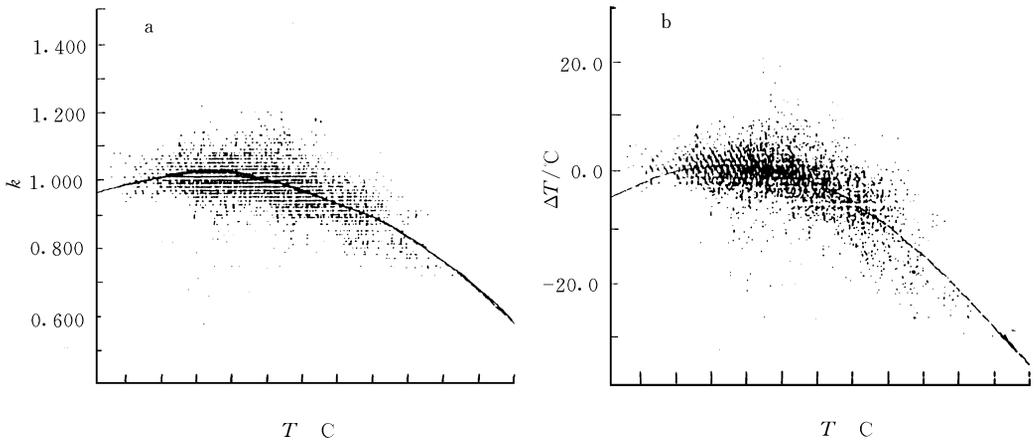


图 1 青藏高原 4 站  $k$ 、 $T$  与地面温度  $T_0$  的散布图(  $n=4894$  )

Fig. 1 Diagram of relations between  $k/T$  and surface temperature  $T_0$  for the study stations over the Qinghai-Xizang Plateau  
a. Relation between  $k$  and  $T_0$ ; b. Relation between  $T$  and  $T_0$

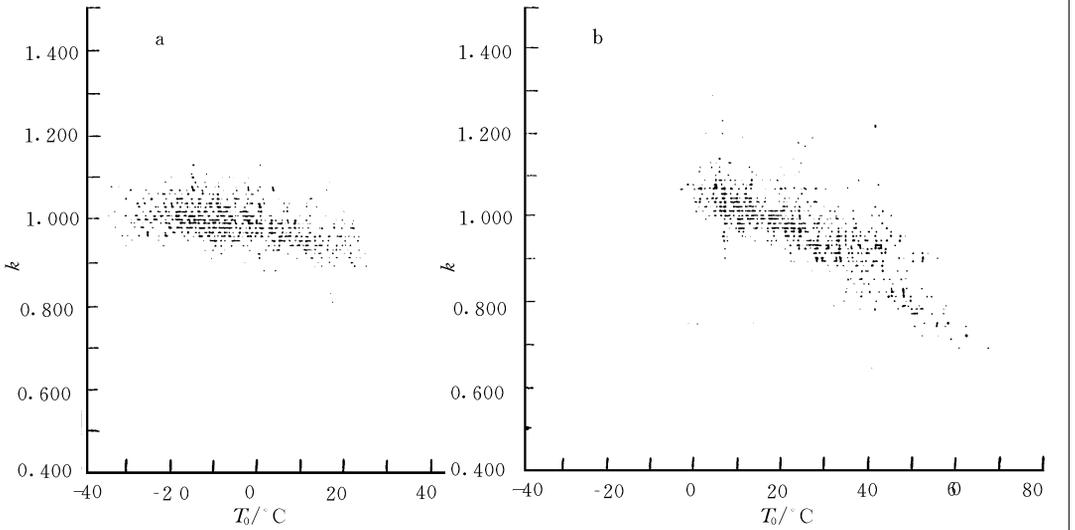
表 1  $k$ 、 $T$  参数化式中各经验系数的年和分月数值

Table 1 Empirical coefficients on a yearly and a monthly basis in the parameterized formula of  $k/T$

	$k$			$T$		
	$a$	$b(10^{-3})$	$c(10^{-5})$	$a$	$b(10^{-1})$	$c(10^{-2})$
1	0.999	- 1.707	- 2.728	- 0.744	- 1.229	- 0.222
4	0.998	- 0.908	- 3.542	- 0.211	- 0.554	- 0.336
7	1.046	- 1.464	- 5.754	2.564	- 0.118	- 0.681
10	1.015	- 1.142	- 8.897	1.137	- 0.564	- 0.844
年	1.011	- 0.899	- 5.577	0.823	- 0.615	- 0.505

图 1 给出的  $k$ 、 $T$  与  $T_0$  的全年散布情况是从整体来看的,如再具体分站或分月给出散布图便可看出整体与局部的配置关系。为此我们分月点绘了高原各站类似的相关图,并以 1、7 两月的  $k$  与  $T_0$  关系图举例说明(图 2)。图中 1、7 月因地面温度条件显著不同,散布点分别占据在图的低温( $-30 \sim 20$ )和高温( $0 \sim 60$ )区段(4、10 月图的散布点则介于其间,图略),各自虽仍具抛物线特点,但都很接近线性。这说明图 1 上所显示的全年  $k$  与  $T_0$  的抛物线关系,在不同季节(温度区段)都可近似地以线性关系表示出来。这很重要,它表示虽然  $k$ 、 $T$  在各季代表月的参数化式中的系数与全年系数有差别,但按各季参数化式计算的  $k$ 、 $T$  值与按年参数化式的相应计算结果的差异并不大。根据在极端情况下的试验, $k$  的极端偏差不足 2%, $T$  的偏差则小于 2% (表略)。

把由(10)、(11)式确定的  $k$ 、 $T$  值分别回代(7)、(6)式便可反演出地表长波辐射。对高原 4 站的反演结果见表 2。表中两方案的反演误差基本一致,年和分月的平均绝对误差在 8.4 ~

图 2 1、7月青藏高原 4 站  $k$  与  $T_0$  的散布图

a. 1 月; b. 7 月

Fig. 2 Diagram of relation between  $k$  and  $T_0$  over the Qinghai-Xizang Plateau for January (a) and July (b)

15.4  $W \cdot m^{-2}$  之间, 相对误差在 3.0% ~ 3.8%。由此可见, 分别由 (10)、(7) 式及 (11)、(6) 式组成的地表长波辐射参数化方案是可行的, 而且仅用年的参数化式已能满足实际计算精度的要求。

表 2 两种参数化方案反演地表长波辐射的平均误差

Table 2 Mean error of retrieved SLWR for two parameterization schemes

	$k$ 方案					$T$ 方案				
	1 月	4 月	7 月	10 月	年	1 月	4 月	7 月	10 月	年
绝对误差 ( $W \cdot m^{-2}$ )	8.37	10.47	15.35	11.16	11.86	8.37	10.47	15.35	11.16	12.56
相对误差 (%)	3.0	3.2	3.8	3.2	3.6	3.0	3.2	3.8	3.2	3.7

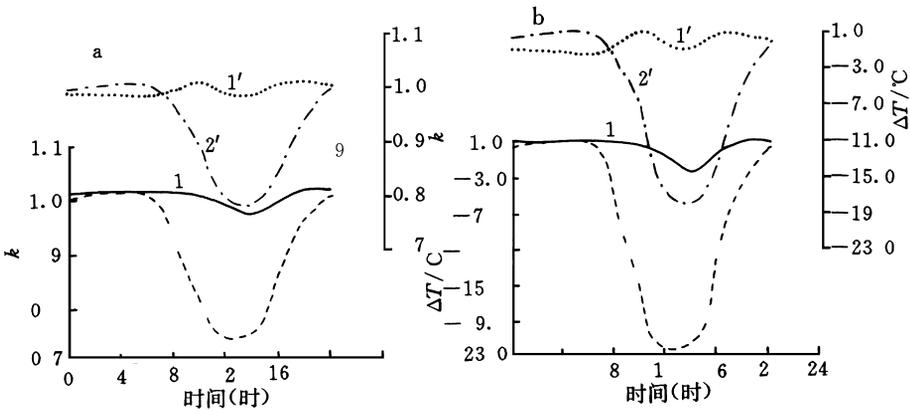
为进一步检验  $k$ 、 $T$  参数化式反演地表长波辐射的精度, 我们还从拉萨、甘孜两站 1982 年 8 月至 1983 年 7 月的资料中, 逐月随机抽取 10 天(每天 10 次观测)资料(共有 2 400 次瞬时测值, 240 个日平均值, 24 个月平均值), 再进行反演检验。发现误差情况与表 2 一致, 甚至更好(表 3)。由于检验所取的两站资料中, 除 1、4、7、10 月已参加过 (10)、(11) 式拟合外, 其余各月资料(共 1 800 次)均未参加拟合, 所以其检验效果是比较客观的。表中日、月平均值的反演误差更小, 这是符合统计规律的, 它表明此地地表长波辐射参数化方案不仅适用于瞬时计算, 还同样适用于气候计算。

$k$ 、 $T$  具有明显的日变化和年变化。作为例子, 图 3a、b 分别给出拉萨、改则冬、夏季两个全晴天的  $k$  和  $T$  的日变化。可以看出, 两地  $k$ 、 $T$  的日变化曲线形式相同, 都具有日间小夜间大的特点, 特别是在日间, 地表在强烈的辐射加热影响下, 裸地温度明显高于活动面温度, 致使  $k$ 、 $T$  迅速减小, 并在午间(12~14 时)降至最低(分别为 0.75 和 -20 左右)。此后随着地表辐射加热的不断减弱,  $k$ 、 $T$  随之回升, 至傍晚地表转入辐射冷却,  $k$ 、 $T$  增大态势渐趋减缓, 并在夜间持续至翌日日出。冬季两地  $k$  和  $T$  日变化形式虽与夏季相似, 但变幅已很小。

表 3 两种参数化方案反演地表长波辐射的检验误差

Table 3 Verification error of retrieved SLWR for the two parameterization schemes adopted

	<i>k</i> 方案		<i>T</i> 方案	
	日、月平均值	瞬时平均值	日、月平均值	瞬时平均值
	<i>n</i> = 264	<i>n</i> = 2 400	<i>n</i> = 264	<i>n</i> = 2 400
平均误差( $W \cdot m^{-2}$ )	6.21	11.93	6.14	11.93
相对误差(%)	1.72	3.28	1.68	3.28

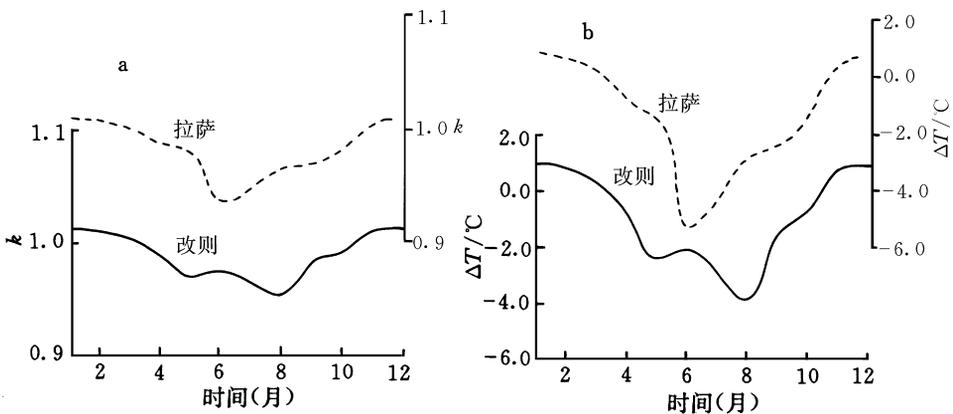
图 3 拉萨、改则冬、夏季晴天 *k*(a) 和 *T*(b) 的日变化

1 拉萨 1月 11日; 2 拉萨 5月 31日; 1 改则 12月 26日; 2 改则 7月 22日

Fig. 3 Clear sky daily variation in *k* (a) and *T* (b) at Lasa and Gaize in winter and summer

Lasa on Jan 11 (curve 1), May 31 (2), Gaize on Dec 26 (curve 1) and Jul (2)

*k*、*T* 的年变化曲线比较平缓, 大致都是冬大夏小的单峰型(图 4a、b)。它同样反映出地表辐射加热条件对活动面温度与地表温度关系的主导影响。

图 4 拉萨、改则 *k*(a) 和 *T*(b) 的年变化Fig. 4 Annual variation in *k* (a) and *T* (b) at Lasa and Gaize

综观 *k* 和 *T* 的日、年变化, 可以认为它们主要都是由地表辐射加热条件所决定的。而且在数值上具有如下规律性: 凡在以加热为主的日间和暖季月份, *k* 值均小于 1, *T* 则为负值,

加热越强烈,  $k$  和  $T$  值就越小; 反之, 在以辐射冷却为主的夜间和冷季月份,  $k$  值均略大于 1,  $T$  为略大于零的正值 ( $< 1$  )。由此可见, 在利用地面温度计算日间和暖季的地表长波辐射时, 考虑地面温度 and 活动面温度的差异, 并引入订证系数  $k$  或  $T$  是完全必需的。

关于  $k$  与  $T$  的关系问题, (9) 式已从理论上证明它们之间存在着近似的线性关系。实际估算所得  $k$  与  $T$  的各种变化特征以及由 (7)、(6) 式反演的地表长波辐射误差都很一致。可以认为, 利用  $k$  或  $T$  参数化计算地表长波辐射是等效的。下面我们就应用 (10)、(7) 式对青藏高原及其周围地区共 60 个站点的地表长波辐射进行气候计算, 并绘制出分布图。

### 3 青藏高原的地表长波辐射的地理分布

青藏高原的地表长波辐射分布具有明显的特点。它主要受高原大地形背景(主要是海拔高度)的影响, 天文因素和大气环流条件作用则可使其分布形势产生季节性调节。

冬季(1月, 图 5), 在天文因素和地形条件的共同作用下, 高原主体为一东西向大低值区, 低中心出现在纬度较高的祁连山区。在高原南部等值线比较密集且略呈纬向状。四川盆地和雅鲁藏布江河谷地带的地表长波辐射较大。在高原北缘, 塔里木盆地因海拔高度低和受天山屏障, 地表温度较高, 所以其地表长波辐射较大。

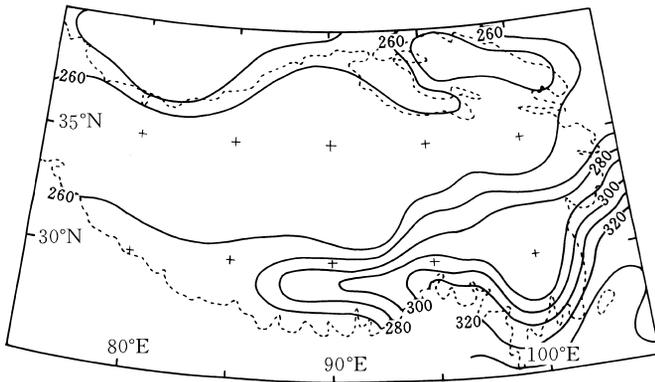


图 5 1月青藏高原地表长波辐射平均通量密度分布(单位:  $W \cdot m^{-2}$ )

Fig. 5 Distribution of SLWR mean flux density ( $W \cdot m^{-2}$ ) over the study plateau in January

夏季(7月, 图 6)高原地表长波辐射分布形势发生明显改变。在强大的夏季风影响下, 高原东部、东南部先后进入雨季, 其地面温度较之西部有所降低, 所以高原主体原有低值区向东部偏移并相对加深, 还出现若干小的低中心。四川盆地和塔里木盆地仍为地表长波辐射的高值区。另外, 在高原东部和北部边缘, 因海拔高度急剧变化而使等值线密集。高原地表长波辐射的年分布形势兼有 1、7 月分布的特点(图 7), 它集中反映出地形高度的决定性作用。高原主体东西向低值区表现更明显, 且在其中西部形成  $320 W \cdot m^{-2}$  的低中心。祁连山低中心的强度与此相当, 它的形成还受高纬度的影响。四川盆地、塔里木盆地以及雅鲁藏布江河谷地带的高值区也有明显表示。高原东部和北部边缘的等值线仍较密集。

高原各地地表长波辐射的年变化比较简单, 基本上都呈单峰型, 最大值出现在 7 月份, 1 月份为最小(图略), 其年较差变化也较有规律, 一般都随纬度增高而增大, 西北部最大可达  $170 W \cdot m^{-2}$ , 东南部最小仅  $70 W \cdot m^{-2}$ 。

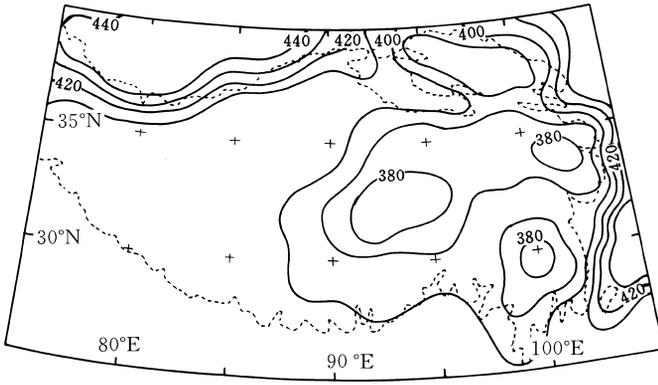


图 6 7月青藏高原地表长波辐射平均通量密度分布(单位:  $W \cdot m^{-2}$ )

Fig. 6 Distribution of SLWR mean flux density ( $W \cdot m^{-2}$ ) over the study plateau in July

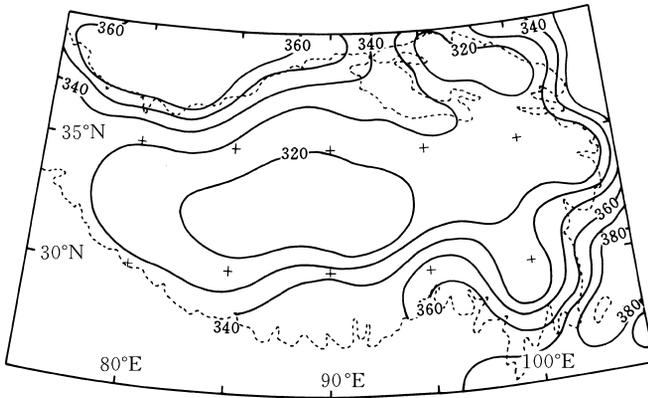


图 7 青藏高原地表长波辐射平均通量密度年分布(单位:  $W \cdot m^{-2}$ )

Fig. 7 Distribution of SLWR mean flux density over the plateau on an annual basis

## 4 结 论

(1) 计算地表长波辐射时,考虑活动面温度与地面温度差异并作相应的订正是必要的。订正式为

$$U = k (T_0 + 273)^4 \text{ 或 } U = [(T_0 + 273) + T]^4$$

其中  $k$  与  $T$  的统一参数化形式为

$$k = 1.011 - 0.899 \times 10^{-3} T_0 - 5.577 \times 10^{-5} T_0^2$$

$$T = 0.823 - 0.062 T_0 - 0.005 T_0^2$$

且两者具有相同的拟合效果(平均绝对误差为了  $11.86 W \cdot m^{-2}$ , 相对误差为 3.6%)。

(2) 活动面温度与地面温度的差异主要由地面辐射加热条件决定。在以辐射加热为主的日间或暖季月份,活动面温度低于地面温度,  $k$  小于 1,  $T$  为负值;反之,在以辐射冷却为主的夜间或冷季月份,则  $T$  为略大于零的正值,  $k$  略大于 1。

(3) 在地面温度变化的任一有限范围内(如  $20^\circ$ ),上述  $k$ ,  $T$  参数化式都接近线性,所以本文提出的地表长波辐射计算方法既适用于瞬时通量密度计算,也可用于气候计算。

(4) 青藏高原地表长波辐射分布特点主要由地形高度、天文因素以及大气环流条件所决

定, 其中海拔高度的影响是基本的, 它决定了高原主体为地表长波辐射的一大低值区, 四川盆地、塔里木盆地为高值区, 高原东部和北部边缘等值线密集等基本特征。而天文因素以及大气环流条件则可使上述背景形势发生季节改变。

### 参 考 文 献

- 1 周允华. 青藏高原地面长波辐射经验计算方法. 地理学报, 1984, 39( 2 ): 148 ~ 162
- 2 金一谔. 自然表面的比辐射率与表面温度. 气象学报, 1989, 47( 1 ): 92 ~ 96
- 3 江 灏, 钟 强. 自然表面比辐射率测定方法的理论分析和实验. 大气科学, 1992, 16( 4 ): 393 ~ 399
- 4 季国良, 姚兰昌, 王文华. 1982 ~ 1983 年青藏高原热源野外考察概况. 高原气象, 1985, 4( 4 ) 增刊: 1 ~ 9

## QINGHAI-XIZANG SURFACE LONGWAVE RADIATION PARAMETERIZATION WITH ITS CLIMATIC CALCULATION

Gao Ge Zhang Lanying Weng Duming

( Department of Applied Meteorology, NIM, Nanjing 210044 )

**Abstract** In the context of August, 1982- July, 1983 radiation balance data of the Qinghai - Xizang Plateau, study is made of the relation between the active-surface temperature and surface temperature, proposing two parameterization schemes on Surface Long-Wave Radiation (SLWR) of the form:  $U = k (T_0 + 273)^4$  and  $U = [(T_0 + 273) + T]^4$ , where  $k$  and  $T$  are indicated by parameterized equations, separately, others being in conventional notation. Retrieved verification shows two formulas to be of the same fitting accuracy with the mean relative error of 3.6 % ec. and suitable for calculating instantaneous and mean flux density, alongside analysed daily and annual variations of  $k/T$ . In the end, SLWR in the target area is investigated and climatic characteristics discussed.

**Keywords** Qinghai-Xizang plateau, surface long-wave radiation, active-surface temperature, parameterization