

利用卫星云图对1979年夏季青藏高原月、旬辐射平衡场的研究

周允华 项月琴

(中国科学院地理研究所)

提 要

根据1979年夏季青藏高原气象科学试验期间获得的地面辐射资料 and 从 TIROS-N 卫星云图照片得到的云量和地面冰雪覆盖资料,采用 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 的经纬网格,计算并绘制了青藏高原1979年5—8月的月、旬辐射平衡分布图。结果表明:夏季青藏高原辐射平衡高中心往往出现在 35°N 以南 83° — 93°E 的地区内。

一、引 言

青藏高原冷热源问题一直是气象工作者十分关心的问题之一,由于高原测站稀疏,加之缺乏实测资料,对高原辐射平衡值的计算难于准确,特别在高原西部和北部,以往绘制的辐射分布图严重失真。

自从人造地球卫星发射以来,人们利用卫星携带的辐射仪器在外层空间获得了地球-大气系统的大量遥感信息,并据此研究了地球-大气系统的辐射平衡场^[1-4]。有些学者还利用卫星辐射观测资料研究了入射到地表的太阳辐射能和地表反射率,从而推算出地表的太阳短波辐射平衡场^[5,6]。遗憾的是由于目前的遥感技术还无法测量云底高度、云底温度和云下的地面温度^[6],所以直至目前为止,还无法利用卫星遥感的数值资料来推算地表有效辐射值,从而无法获得地表辐射平衡场的图像。

考虑到云量场是影响地表辐射场的最重要因子之一,本文利用卫星云图照片并结合1979年夏季青藏高原气象科学试验期间获得的辐射观测资料,作了推算高原地表辐射平衡场的初次尝试。

二、青藏高原地表辐射平衡计算方法

1. 辐射平衡各分量的计算公式

周允华等^[7]利用 TIROS-N 卫星一日两次的红外云图照片,采用地物目标定位的方法,用 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 的经纬网格,统计并绘制了1979年5—8月青藏高原白天(中午前后)和夜间

(午夜前后)的总云量以及用一日一次(中午前后)的可见光云图照片得到了白天浓密云(即反射率较强因而亮度较高的那部分云)的云量分布。项月琴^[9]的分析发现: 卫星浓密云量和日照百分率有良好关系, 并由此根据高原 22 个日射站的资料得到了计算高原月、旬总辐射 Q 的经验公式:

$$Q = Q_0(a_1 - b_1 n_1^{1.5}) \quad (1)$$

式中 Q_0 为理想大气条件下的总辐射; n_1 为卫星浓密云的云量; a_1 和 b_1 为经验系数, 和地点有关。她采用 $2^\circ \times 2^\circ$ 的经纬网格, 利用(1)式计算并绘制了 1979 年 5—8 月青藏高原月、旬总辐射分布图。

周允华^[9]曾根据高原科学试验期间 6 个测点的有效辐射测量结果, 得到了利用地面气象资料计算高原月、旬有效辐射的经验公式, 此后又进一步指出^[10]: 在高原地区, 还可以用总云量一个要素经验地确定有效辐射, 并由此得到利用卫星总云量计算高原月、旬有效辐射 F 的经验公式:

$$F = a_2 - b_2 n_2^{1.7} \quad (2)$$

式中 n_2 为由 TIROS-N 卫星红外云图一日二次平均得到的总云量, a_2 和 b_2 为与地点无关的经验系数。他采用 $2^\circ \times 2^\circ$ 的经纬网格据此计算并绘制了 1979 年 5—8 月高原月、旬有效辐射分布图。

谢贤群^[11]曾采用下列公式计算并绘制了 1979 年 5—8 月青藏高原月、旬地表反射率 A 的分布图:

$$A = \sum_{i=1}^n k_i A_i \quad (3)$$

式中 k_i 为 $2^\circ \times 2^\circ$ 经纬网格内第 i 种类型下垫面的面积所占比例, A_i 为该种类型下垫面的反射率。

本文采用了余项法来计算青藏高原 $2^\circ \times 2^\circ$ 经纬网格上的月、旬辐射平衡值 B :

$$B = Q(1 - A) - F \quad (4)$$

式中 Q 、 F 和 A 分别取用了文献 [8、10、11] 中按 (1) (2) 和 (3) 式计算得到的 $2^\circ \times 2^\circ$ 经纬网格上的相应值。由于文献 [11] 没有考虑冰雪覆盖对反射率的影响, 所以本文对那些有冰雪覆盖的经纬网格上的反射率 A 重新作了如下节所述的处理。

2. 对有冰川和雪被覆盖地区反射率的处理

1979 年 5—8 月青藏高原晴朗条件下的 TIROS-N 卫星云图照片清楚表明, 大面积冰川雪被区主要分布在帕米尔高原、喜马拉雅山脊及雅鲁藏布江大拐弯东北侧的念青唐古拉山区。同时卫星照片上冰川雪被区内所显示出的“树枝状”结构又表明, 即使在冰雪区内也不是全被地面都冰雪覆盖着的, 其中还夹杂着不少无冰雪覆盖的裸露区。所以 $2^\circ \times 2^\circ$ 经纬网格上的平均反射率 A 为:

$$A = kA_1 + (1 - k)A_2 \quad (5)$$

式中 k 为该网格内的冰雪覆盖率, A_1 为冰雪的反射率, 一律取 0.60, A_2 为该网格内非冰雪覆盖区的反射率, 取用文献 [10] 在该网格内原先使用的数值, 冰雪覆盖的定位方法参见文献 [7]。

3. 月、旬辐射平衡的计算误差

$2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 经纬网格上的月、旬辐射平衡值 B 是用余项法(公式(4))计算的,这是因为月、旬总辐射 Q 和有效辐射 F 的计算误差,可以使月、旬辐射平衡计算值包含较大的累积误差。整个观测期间,拉萨、那曲、双湖、狮泉河、林芝和格尔木 6 个热源点共获得了 6—8 月 18 个站月的实测辐射平衡值和 5 月中旬至 8 月下旬共 62 个站旬的实测辐射平衡值。按余项法(4)式计算得到的结果和这些实测值的比较表明:对月值而言,差异小于 5% 的占 61%,小于 10% 的占 83%,差异大于 20% 的 1 次,占 6%,18 个站月的平均差异为 6%。对旬值而言,差异小于 5% 的占 44%,小于 10% 的占 57%,小于 20% 的占 84%,差异大于 30% 的共 4 次占 7%。62 个站旬的平均差异为 12%。

三、辐射平衡月总量时空分布特征

以海拔 3000 米等高线为高原廓线(包括柴达木盆地),计算并绘制了 1979 年 5—8 月青藏高原逐月的辐射平衡月总量分布图(图 1)。

从图 1 可以看到高原辐射平衡时空分布有如下几个基本特点:

(1) 雅鲁藏布江大拐弯以东、以北、横断山脉以西,由于西南气流的爬坡抬升作用,这里阴雨多云,总辐射小,加上念青唐古拉山区的冰川雪被,这片地区成为藏东南辐射平衡的小值区;而横断山脉以东,由于气流滑坡下沉作用,天空较为晴朗,总辐射较大,成为藏东南辐射平衡的高值区,高值中心可超过 7 千卡/厘米²·月。

(2) 帕米尔高原和沿喜马拉雅山山脊地区,由于多冰雪覆盖,这里形成了一条狭长的辐射平衡低值带。低中心在帕米尔高原,5 月份低于 5 千卡/厘米²·月,6 月份低于 4 千卡/厘米²·月,7—8 月份低于 3 千卡/厘米²·月。

(3) 高原中南部是辐射平衡的高值区,高值中心往往在 35°N 以南 83° — 93°E 的地区内,5 和 8 月份高于 8 千卡/厘米²·月,6 和 7 月份则高于 9 千卡/厘米²·月。

为了能对整个高原的能量收支状况有个总体概念,表 1 列出了整个高原逐月的辐射平衡各分量的平均值。为了了解辐射平衡的区域差异,又把高原分成四大片, 83°E 以西为西片, 83° — 93°E 为中片, 93°E 以东、 32°N 以南为东南片, 93°E 以东、 32°N 以北为东北片。其中的中、西两片为高原的主体部分。四片地区辐射平衡各分量的月平均值一并列于表 1。为了了解各分量所占的比例,把总辐射取为 100,得到了其它各分量的相对值,列于表 2。

从表 1 和表 2 可以看到:夏季(5—8 月)青藏高原总辐射在全区域平均为 575 卡/厘米²·日,其中地表反射掉 24%,剩下的正好分成两半,一半以有效辐射的形式耗损掉,另一半计 218 卡/厘米²·日成为净余辐射用于加热大气和传入地下。

就逐月的变化而言,6 月份高原总辐射最大,达 621 卡/厘米²·日,8 月份最小,仅 529 卡/厘米²·日。与此相应的辐射平衡值也是 6 月份最大,达 250 卡/厘米²·日,8 月份最小,仅 191 卡/厘米²·日。

就地区而言,夏季高原西部的总辐射最高,平均达 659 卡/厘米²·日,但由于这里是

图 1 1979 年 5~8 月青藏高原辐射平衡月总量分布图
单位: 千卡/厘米²·月, 虚线为 3000 米等高线.

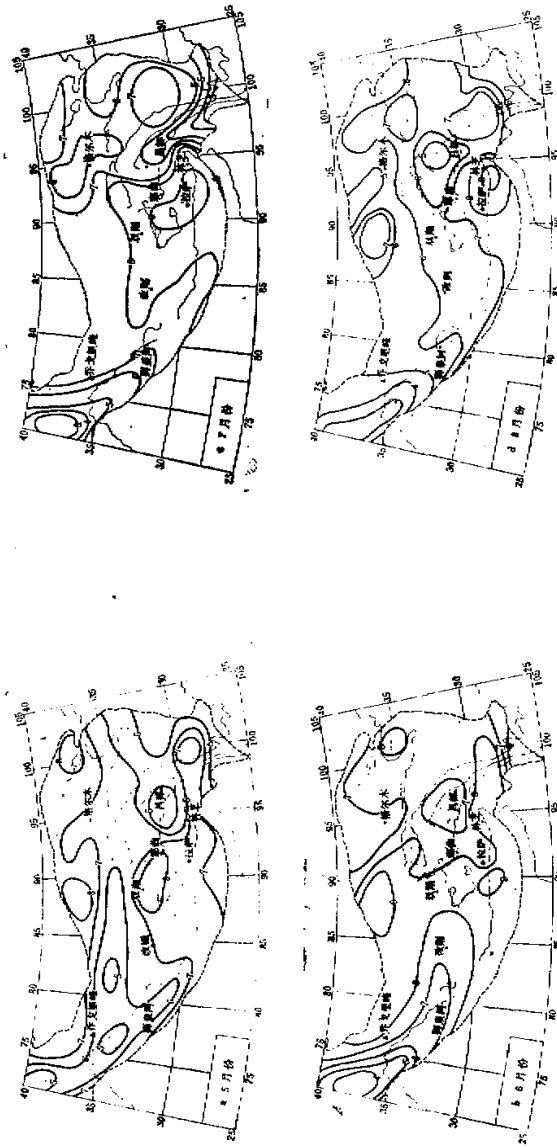


表 1 1979 年 5—8 月青藏高原总辐射 Q 、反射辐射 R_K 、有效辐射 F 和辐射平衡 B 的区域平均值
(单位: 卡/厘米²·日)

辐射平衡分量	区域	东南部 (93°E 以东 32°N 以南)	东北部 (93°E 以东 32°N 以北)	中 部 83°—93°E	西 部 83°E 以西	整个高原
Q	5	459	563	632	594	576
	6	410	565	663	755	621
	7	402	492	632	693	575
	8	391	487	579	595	529
	平均	416	527	627	659	575
R_K	5	89	129	156	185	146
	6	74	120	153	235	153
	7	72	102	144	211	139
	8	70	100	133	179	127
	平均	76	113	147	203	141
F	5	199	216	244	208	220
	6	93	205	234	290	218
	7	149	186	228	273	216
	8	119	192	239	255	211
	平均	140	200	236	257	216
B	5	171	218	232	201	210
	6	243	240	276	230	250
	7	181	204	260	200	220
	8	202	195	207	161	191
	平均	199	214	244	200	218

干旱的荒漠地带,反射率较东部和中部为高,加上部分地区的冰川雪被,使高原西部平均反射率高达 31%。有效辐射也最强,占总辐射的 39%,其结果是地面净余辐射仅占总辐射的 30%,即 198 卡/厘米²·日。与此相对照的是东南部地区,这里夏季的总辐射最小,平均仅 416 卡/厘米²·日,反射辐射也最小,仅占总辐射的 18%,有效辐射耗损也少,仅占 34%,因此地面的净余辐射所占总辐射的比例最大,达到 48% 即 199 卡/厘米²·日,结果是高原东南部和西部几乎具有相同的辐射平衡值。有趣的是高原中部,总辐射居中,平均为 627 卡/厘米²·日,它的反射辐射和有效辐射也居中,各占 23% 和 38%,地面净余辐射占了 39% 即 244 卡/厘米²·日。其结果是高原中部成了整个高原辐射平衡最高的地区。

四、辐射平衡总量的时空分布特征

绘制并分析了 1979 年夏季高原逐旬的辐射平衡旬总量分布图(图略)。结果表明:虽然由于环流形势的演变,辐射平衡分布形势各旬不同,但高值区也往往位于高原的中部地带。

为了对辐射平衡各分量的时间演变过程有一总体的了解,图 2 绘出了整个高原平均

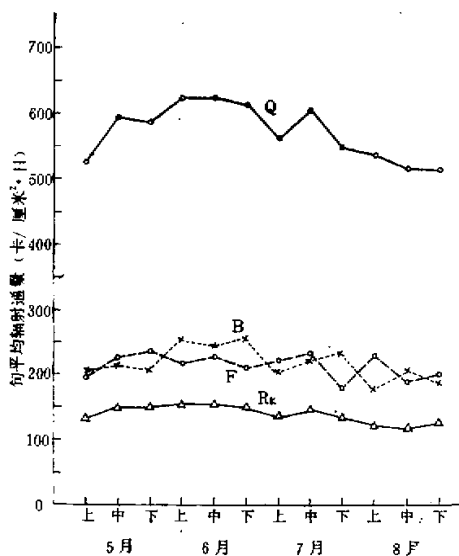


图 2 1979 年夏季青藏高原平均的总辐射 Q 、反射辐射 R_k 、有效辐射 F 和辐射平衡 B 的逐旬变化。

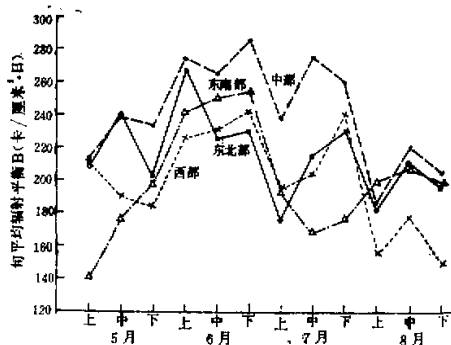


图 3 1979 年夏季青藏高原各区域平均辐射平衡 B 的逐旬变化。

的辐射平衡各分量的旬平均值。可以看到：从 5 月上旬到 6 月中旬，总辐射是逐旬增加的，但从 6 月下旬开始，随着高原雨季的到来，浓密云的云量增多，总辐射逐旬减小，只是在 7 月中旬，由于高原云量的减少，总辐射猛然增高。高原辐射平衡逐旬演变过程是：5 月各旬大致相等，但 6 月份的三个旬猛然增高，达到 250 卡/厘米²·日左右，但 7 月上旬又猛然下降，此后逐渐回升。8 月份的三个旬，辐射平衡值都较小。

高原上各区域辐射平衡的演变特点是（图 3）：东南部从 5 月上旬开始直到 6 月下旬，辐射平衡值几乎是直线升高。但 7 月上旬开始猛降，7 月下旬以后又有所回升。高原其它三部份地区变化趋势相类似：6 月三个旬辐射平衡值都很高，但 7 月上旬发生突降，此后又有所回升。到 8 月份再次减小。

表 2 1979 年 5—8 月辐射平衡各分量所占总辐射的百分数 (%)

月 份	5	6	7	8	5—8 月平均
高原东南部 (93°E 以东, 32°N 以南)					
Q	100	100	100	100	100
R_K	20	18	18	18	18
F	43	23	37	30	34
B	37	59	45	52	48
高原东北部 (93°E 以东, 32°N 以北)					
Q	100	100	100	100	100
R_K	23	21	21	21	21
F	38	36	38	39	38
B	39	43	41	40	41
高原中部 (83°—93°E)					
Q	100	100	100	100	100
R_K	25	23	23	23	23
F	38	35	36	41	38
B	37	42	41	36	39
高原西部 (83°E 以西)					
Q	100	100	100	100	100
R_K	31	31	30	30	31
F	35	39	40	43	39
B	34	30	30	27	30
整 个 高 原					
Q	100	100	100	100	100
R_K	25	25	24	24	24
F	38	35	38	40	38
B	37	40	38	36	38

五、高原冰川雪被对辐射平衡的影响

高原冰川雪被主要分布在高原西部的帕米尔、喜马拉雅山山脊和雅鲁藏布江大拐弯东北侧的念青唐古拉山区, 为了研究冰雪覆盖对辐射平衡场的影响, 计算了 5—8 月在不考虑冰雪覆盖时辐射平衡的分布, 结果表明, 这将造成这些地区辐射平衡场的很大变化, 作为一个例子, 图 4 给出了 5 月份的分布形势。可以看到: 原先的帕米尔高原辐射平衡的低值区 ($B < 5$ 千卡/厘米²·月) 变成了高值区 ($B > 8$ 千卡/厘米²·月), 喜马拉雅山山脊地区的低值区消失, 而昌都西部的低值区 ($B < 5$ 千卡/厘米²·月) 也明显缩小了。

表 3 列出了高原西部在考虑或不考虑冰雪覆盖时辐射平衡的区域平均值 B_1 和 B_2 以及它们的相对差异 $(B_1 - B_2)/B_2$, 表明了由于冰雪覆盖使 83°E 以西的广阔地区夏季辐射平衡的区域平均值降低了 13—18%, 平均为 16%。

上述结果表明: 青藏高原大面积的冰川和高山积雪能造成辐射平衡值的大幅度下

降。这告诉我们: 在研究青藏高原的冷热源问题时, 必需十分重视这里冰雪覆盖的变化情况, 它可能对大气能量收支和长期天气过程造成重要影响。

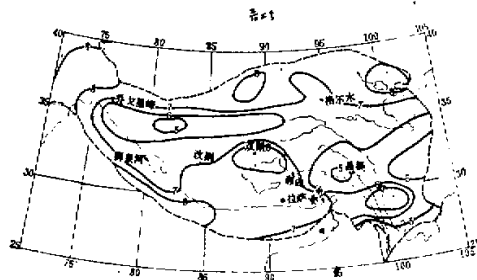


图 4 1979 年 5 月不考虑冰川雪被时青藏高原辐射平衡分布图(单位: 千卡/厘米²·月)。

表 3 青藏高原西部(83°E 以西)冰雪覆盖与否对辐射平衡区域平均值(单位: 千卡/厘米²·月)的影响

月 份	5	6	7	8
考虑冰雪覆盖 B_1	6.24	6.89	6.48	4.99
不考虑冰雪覆盖 B_2	7.13	8.03	7.65	5.91
相对差异 $(B_1 - B_2)/B_2$	-12.5%	-16.6%	-18.1%	-18.4%

六、夏季高原和平原地区辐射平衡的比较

青藏高原由于海拔高度高, 空气稀薄, 这里的总辐射确实比平原地区高得多, 但有效辐射的耗损也比平原地区大得多, 加上高原多荒山秃岭和干旱荒漠, 这里的反射率比有植被覆盖并比较湿润的平原地区高得多。由于上述种种因素, 使得高原地表得到的净余辐射不一定比平原地区的大。以高原辐射平衡最大的中部地区(83°—93°E)为例, 1979 年 5—8 月四个月平均总辐射为 627 卡/厘米²·日, 而南京同期平均仅 451 卡/厘米²·日, 高原比平原的高 39%。可是高原中部有效辐射占了总辐射的 38%, 为 236 卡/厘米²·日; 而南京只占 24%, 为 106 卡/厘米²·日, 即高原值比平原值高了 1.23%。高原中部反射辐射占总辐射的 23%, 为 147 卡/厘米²·日; 而南京只占 18%, 为 82 卡/厘米²·日, 前者比后者高 79%。因此, 高原中部地表得到的净余辐射只占总辐射的 39%, 即 244 卡/厘米²·日, 而南京却占 58%, 为 263 卡/厘米²·日。最后结果是高原中部的辐射平衡平均值只及南京的 93%, 即高原虽有很强的总辐射, 但辐射平衡值反而略低于南京。

七、结 语

利用卫星云图资料使我们第一次获得了比较完整的有关高原地面辐射平衡场的图像。结果表明: 入射到高原上的太阳总辐射虽然比较强, 夏季(5—8 月)全高原平均为

575 卡/厘米²·日,但这里有效辐射也很强,平均占总辐射的 38%,加上较高的反射率(24%),地面得到的净余辐射平均只占总辐射值的 38%,即 218 卡/厘米²·日,这个数值和平原地区相比并不算高。高原辐射平衡的最高值往往出现在高原的中南部,即 35°N 以南、83°—93°E 的区域内,最高中心可以超过 300 卡/厘米²·日。

最后需要说明:本文利用卫星云图资料推算地表辐射场仅是初次尝试,所用方法还比较简单,所得结果可视为一种粗略的估计,而且仅是 1979 年夏季的情况(这一年是季风活动比较弱的一年)。至于其它年份如何,这一年和多年平均的差异有多大,这些都有待今后进一步探讨。

参 考 文 献

- [1] Winston, J. S., Diagnosis of the satellite-observed radiative heating in relation to the summer monsoon, *Geofis. Pure e Appl.* 115, p. 1131—1144, 1977.
- [2] P. Krishna Rao, TIROS-N radiation budget over MONEX during 1979, Proceeding of the Fourth Annual climate Diagnostics workshop. Institute for environmental studies university of wisconsin Madison, Madison, Wisconsin, October 16—18, 1979.
- [3] Heddinghaus, T. R. et al., Annual and interannual variations in outgoing longwave radiation over the tropics, *Mon. Wea. Rev.*, 109, p. 1208—1218, 1981.
- [4] Winthrop T. Johnson, The determination of surface Albedo from meteorological satellite, NASA-GR-153077, 1977.
- [5] Raschke, E., et al., The determination of the solar radiation budget at the earth's surface from satellite measurements, *Meteorol. Rdsh.*, 32; 18—28, 1979.
- [6] Raschke, E., satellite measurements of the radiation budget of the earth, Institut für Geophysik und Meteorologie der universität Zu köln, 1981.
- [7] 周允华,叶芳德,周树秀,单福芝,利用 TIROS-N 卫星云图对 1979 年夏季青藏高原云量分布的研究,高原气象,第 2 卷,第 1 期,1983.
- [8] 项月琴,利用卫星云图对 1979 年夏季青藏高原月、旬总辐射场的研究,太阳能学报,第 5 卷,第 1 期,1984.
- [9] 周允华,青藏高原地面长波辐射经验计算方法,地理学报,第 39 卷第 2 期,1984.
- [10] 周允华,利用卫星云图对 1979 年夏季青藏高原月、旬有效辐射场的研究,高原气象,第 3 卷第 1 期,1984.
- [11] 谢贤群,青藏高原 1979 年 5—8 月的地表反射率,青藏高原气象科学实验论文集(二),科学出版社,1984.

A STUDY ON RADIATION BUDGET FOR MONTH AND TEN DAYS BY TIROS-N TELEVISION PICTURES OVER QINGHAI-XIZANG (TIBET) PLATEAU IN SUMMER 1979

Zhou Yunhua Xiang Yueqin

(Institute of Geography, Academia Sinica)

Abstract

Based on the radiation budget equation $B=Q(1-A)-F$, the values of radiation budget at the surface are estimated by $2\times 2^\circ$ grids in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau in the period of May-August 1979, and the monthly and every ten-day average charts of radiation budget are prepared. Here the global radiation Q and effective radiation F are estimated from "satellite high brightness cloudiness" and "satellite infrared cloudiness" which are evaluated from TIROS-N visible and infrared television pictures respectively. The albedo A is calculated by weighted average over the corresponding grids and the area of glacier and snow coverage is also evaluated from TIROS-N television pictures. The root mean square errors of the radiation budget are $18 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ and $37 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ for month and ten days respectively, and the mean relative error are 5.9% and 12.1%.

The result shows that the area of the highest radiation budget is often located in the mid-south part of the Plateau, i.e. the south of 34°N , 83°E , and the maximum value is more than $300 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$. The global incident radiation on the Plateau is great, with the mean value of $577 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ over the area higher than 3000 m asl. However, both the effective radiation (38% of the global radiation) and reflective radiation (24% of the global radiation) of the surface are high enough to exhaust the income radiation. As a result, the net radiation at the surface only remained 38% of the global radiation, i.e. $218 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$. It is not a high value in comparison with that over plain.