0577-6619/2010/68(1)-0019-31 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

珠穆朗玛峰北坡绒布冰川表面辐射特征观测研究*

杨兴国[1,2] 秦大河[1] 张廷军[3] 康世昌[1,4] 秦 翔[1] 刘宏谊[2]

YANG Xingguo[1,2] QIN Dahe[1] ZHANG Tingjun[3] KANG Shichang[1,4] QIN Xiang[1] LIU Hongyi[2]

1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室,兰州,730000
2. 中国气象局兰州干旱气象研究所甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室,兰州,730020
3. 美国科罗拉多大学国家冰雪数据中心,科罗拉多州,美国,80309
4. 中国科学院青藏高原研究所,北京,100085
1. *State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environment and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou* 730000, *China*
2. *Gansu Province Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou* 730020, *China*
3. *National Snow and Ice Data Center, Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado* 80309 *USA*
4. *Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100085, *China*

2009-05-21 收稿,2009-08-25 改回.

Yang Xingguo, Qin Dahe, Zhang Tingjun, Kang Shichang, Qin Xiang, Liu Hongyi. 2010. Seasonal characteristics of surface radiative fluxes on the East Rongbuk Glacier in the north slope of Mt. Qomolangma (Mt. Everest) region. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(1):19－31

Abstract Ground-based measurements are essential for understanding alpine glacier dynamics, especially in remote regions where in-situ measurements are extremely limited. The Mt. Qomolangma (27.98°N, 86.92°E, 8844.43 m) region locates on the south margin of the Qinghai-Tibetan plateau. The south and north area are controlled with Indian monsoon and westerlies respectively. Due to its high elevation and unique topographic characteristics, the region provides favorable conditions for glacier development. Surface radiation as well as meteorological variables were measured over the accumulation area on the East Rongbuk Glacier, Mt. Qomolangma at an elevation of 6,560 m. Measurements were conducted using an automatic weather station (AWS) from May 1 through July 22, 2005 (spring-summer period) and from October 2, 2007 through January 20, 2008 (autumn-winter period). At the AWS site on the East Rongbuk Glacier, mean monthly air temperature ranged from －11.3 ℃ in May to －3.4 ℃ in July, 2005 and from －11.3 ℃ in October, 2007 to －19.0 ℃ in January, 2008. North or northwest winds prevailed with higher wind speed (up to 35 m/s in January) in winter and south or southeast winds predominated after the onset of the southwesterly Indian monsoon, with relatively low wind speed in summer. Intensity of incoming shortwave radiation was extremely high due to its high elevation, multiple reflections between the snow/ice surface and convective or broken clouds and high reflective surrounding surface. The mean incoming shortwave radiation was 635 W/m^2 and 502 W/m^2 during spring-summer and autumn-winter period, respectively. These also caused the observed 10 minute mean solar radiation fluxes around local noon were frequently higher than the solar constant from May through July, 2005, and the longest duration up to 3 hours. The incoming shortwave radiation can increase about 140－310 W/m^2 (10%－23% of the incoming shortwave radiation) due to around terrain reflection. The mean surface albedo ranged from 0.72 during the spring-summer period and 0.69 during the autumn-winter period. High surface albedo occurred on days with high atmospheric water content, cloudy sky condi-

* 资助课题:国家重点基础研究发展计划(2007CB411502)、国家自然科学基金(40501015/40401054)。
作者简介:杨兴国,主要从事寒区旱区陆面过程观测研究。E-mail:yxg_yjz@sina.com

tions, and fresh snow on the surface, while relative lower surface albedo occurred during the clear sky days on the firn surface. The atmospheric incoming longwave radiation was strongly controlled by cloud conditions and atmospheric moisture content. The atmospheric incoming longwave radiation increased from about 170 W/m^2 in May to 282 W/m^2 in July, 2005, and decreased from about 151 W/m^2 in October to about 118 W/m^2 in December, 2007. The outgoing longwave radiation also showed some changes but the magnitude was smaller. The net longwave radiation increased from −83.8 W/m^2 in May to −14.2 W/m^2 in July, 2005, and decreased slightly from −95.2 W/m^2 in October to −109.0 W/m^2 in December, 2007. The daily mean net all-wave radiation was positive during the entire spring-summer period and mostly positive during the autumn-winter period except for a few overcast cloudy days. Net all-wave radiation decreased from 132.8 W/m^2 in May to 97.8 W/m^2 in July, 2005, and decreased from 73.3 W/m^2 in October, 2007 to 52.2 W/m^2 in January, 2008. Overall impact of clouds on net all-wave radiation balance was negative in the north slope of Mt. Qomolangma region.

Key words Mt. Qomolangma, Glacier, Radiation feature, Experimental study

摘 要 在资料比较稀少的偏远山地冰川进行地面综合气象观测对于研究冰川变化极其重要。珠穆朗玛峰(27.98°N, 86.92°E,海拔 8844.43 m)地区位于青藏高原南部边缘喜马拉雅山脉中段,自然地理条件独特,环境脆弱,是气候变化和环境变迁的敏感区,同时也是现代冰川作用中心。2005 年 5—7 月和 2007 年 10 月—2008 年 1 月在珠穆朗玛峰北坡东绒布冰川积累区(28°01′N, 86°57′E,海拔 6560 m)开展了综合气象观测研究。分析表明,在东绒布冰川积累区春末夏初月平均气温从 5 月的 −11.3 ℃上升到 7 月的 −3.4 ℃,秋冬季月平均气温则从 10 月的 −11.3 ℃下降到次年 1 月的 −19.0 ℃。秋冬季主要受西风气流影响,盛行西风或西北风,而且风速较大,1 月最大风速达到 35 m/s;而在印度季风爆发后主要以南风或西南风为主,风速相对较小。由于海拔高、冰雪面与云之间的多重反射以及复杂地形影响导致地面总辐射较大。春末夏初和秋冬季总辐射平均值分别达到 635 和 502 W/m^2。尤其造成 5—6 月正午前后 10 min 短波辐射平均值发生超太阳常数的现象比较频繁,最长持续时间接近 3 h。晴天由于周围地形作用可使地面总辐射增加 140—310 W/m^2,约占短波辐射的 10%—23%。春末夏初和秋冬季平均反射率分别为 0.72 和 0.69。云和空气湿度对大气长波辐射的影响比较显著,导致大气长波辐射同样具有日变化特征。在地表辐射平衡中云对地面净辐射起负效应。除在秋冬季阴天日平均净辐射为负值外,其余时间均为正值,说明净辐射是地表能量的主要来源。

关键词 珠穆朗玛峰, 冰川, 辐射特征, 观测研究

中图法分类号 P422.3$^+$1

1 引 言

作为冰冻圈重要组成部分的山地冰川由于其变化被认为是气候变化的重要指示器而成为研究全球气候变化响应的主要对象(IPCC,2007)。为了研究对气候变化的响应,在冰川表面开展综合气象观测试验是必不可少的手段之一。国际上自 20 世纪开始已在南极冰盖和北极格陵兰岛开展了许多观测研究(Steffen,et al, 1995; Bintanja,et al, 1997; Box, et al, 2001; Reijmer,et al, 2002)。山地冰川对气候变化的响应更为敏感,特别是中低纬度的冰川,使得对该区域的研究更为关注(Greuell,et al, 2001; Wagnon,et al, 2003; Favier,et al, 2004; Strasser, et al, 2004; Sicart, 2005)。由于冰雪面的高反射率导致其特殊下垫面的辐射有别于其他下垫面,而可靠的冰雪面辐射观测不仅对于评价作为热汇的冰雪在气候系统中的作用特别重要,而且为冰川动力模型(Konzelmann,et al, 1994)和冰川物质平衡模式提供参数都必不可少(Van, et al, 1997),因此,对冰雪面的辐射观测研究尤为重要。目前开展的观测研究包括冰雪面反射率(Sicart, 2001; Pirazzini, 2004)、辐射平衡(Van,et al, 2004a)、地形对辐射的影响(Hastenrath, 1988)以及大气温湿度、大气厚度和云对辐射的强迫等(Zhang,et al, 1996, 1997, 2001)。

素有世界“第三极”之称的珠穆朗玛峰(珠峰)(27.98°N, 86.92°E,海拔 8844.43 m)地区位于青藏高原南部边缘喜马拉雅山脉中段。山峰以南地区主要受印度季风影响,以北则主要受大陆性气候控制。由于其独特的自然地理条件、举世无双的高度、脆弱而敏感的环境使其成为气候变化和环境变迁的敏感区(Liu, 2000);同时也为现代冰川发育提供了十分有利的条件,使其成为低纬度地区一个巨大的现代冰川作用中心,冰川面积 1600 km^2,占整个珠

峰地区面积的32%(施雅风,2004)。过去代表性的研究主要是针对气象、冰川、水文、地质、地貌、古生物和动植物等分别于1959—1960、1966—1968和1975年进行的3次大规模珠峰综合科学考察(沈志宝,1975;谢自楚,1975;高登义,1980)。之后随着全球变化研究的兴起,20世纪90年代在珠峰南坡5050 m开展了包括地球科学和环境科学等在内的"金字塔"研究计划,随后又于1998年在7986 m进行了近4个月的气象观测试验研究,2008年5月又在8000 m开展了综合气象观测试验(Bertolani, 2000; Moore, 2004)。在北坡通过分析钻取的冰芯,重建了该地区近200年的气候记录,发现了5次冷期和5次暖期(Qin, et al, 2000);同时得出自20世纪60年代以来绒布冰川平均退缩速度为5.5—8.7 m/a (Ren, et al, 2004)。但是由于缺乏在冰川表面开展综合气象观测研究,无法从物理机制上进一步揭示冰川退缩与气候变化之间的内在联系,也无法详细解释该地区冰芯记录差异的原因(Hou, et al, 2002),同时也制约了冰川动力模型的建立。本文主要利用2005年5月1日—7月22日(简称"春末夏初")和2007年10月2日—2008年1月19日(简称"秋冬季")在珠峰地区东绒布冰川(28°01′N, 86°57′E,海拔6560 m)获取的综合气象观测试验资料,分析了两个不同季节冰川积累区冰雪面辐射平衡的变化特征。

2 试验方案与资料处理

2.1 试验方案

试验区选择在珠峰东侧东绒布冰川。该冰川属于复式山谷冰川,其上线、末端和雪线高度分别为8000、5560和6271 m,长度12.8 km,面积46.27 km^2(施雅风,2004)。观测点设在冰川积累区地表面比较平坦的若普拉垭口(图1)。其南北方向比较开阔,北部下垫面过渡区约为200 m,南部为100 m;随后海拔高度逐渐降低,其中北坡较缓,而南坡比较陡峭。除6月末到10月初由于受印度季风影响,下垫面主要以新雪为主外,其余时间均被粒雪覆盖,只有少数时间有降雪。观测点东西两面为山峰,其中东面山峰相对较低,西面为珠峰主峰。除早晨和傍晚对辐射有影响外,其余时间基本没有影响。此外,东西两侧山峰除极少部分陡峭山坡为裸露岩石外,其余部分均被冰雪常年覆盖。

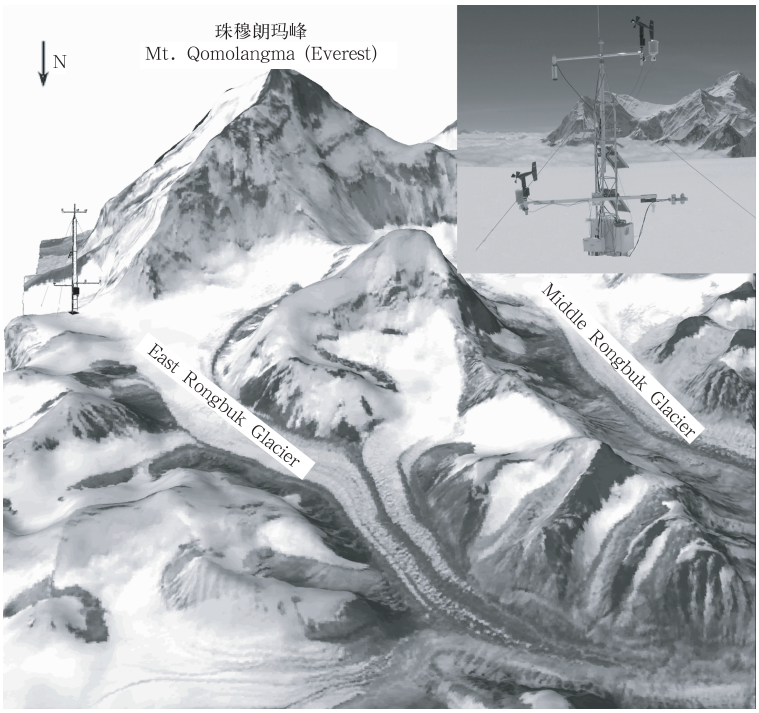

图1 试验点位置示意图

Fig. 1 Location map showing the experimental site

2005年春末夏初观测试验要素包括空气温湿度、风向风速、气压、不同深度冰川温度以及总辐射、反射辐射、大气和地表长波辐射。观测所采用的传感器、性能及初始安装高度见表1。辐射采用CNR1净辐射表(K&Z CNR1),包括两个总辐射表(K&Z CM3)和两个长波辐射表(K&Z CG3)。K&Z CM3由覆盖有单层玻璃罩的热电堆组成,符合ISO 9060二级标准,日累积短波辐射通量的测量准确度在±10%以内;K&Z CG3由表层涂有硅晶体的玻璃罩覆盖的热电堆组成,由于长波辐射表没有国际标准,制造商提供的日累积长波辐射通量的测量准确度也在±10%以内(Van,et al, 2004a)。南极的试验证明,K&Z CNR1最适合于在寒冷地区无人值守条件下使用(Van,et al, 2004b)。所有传感器均集成在型号为CR1000的数据采集器中。每分钟获得一组数据,每10 min输出一次平均值。为了保证观测资料的可靠性,除辐射传感器以外,所有传感器在试验前均经过标定。自动气象站运行所需能量采用太阳能。

在对仪器设备进一步完善后,于2007年又实施了秋冬试验。除没有进行冰川温度观测外,其余观测方案与春末夏初完全相同。考虑到降雪可能导致第一层传感器距雪面较近,本次试验将温湿度和风向风速传感器的初始安装高度调整为2和4 m。

春末夏初试验由于持续降雪导致太阳能供应不足而使自动气象站于2005年7月22日停止运行,共有83天资料;在5月每周对设备进行一次检查,其后为无人值守。秋冬试验全程为无人值守自动运行,2008年1月19日以后观测数据出现异常,部分传感器停止运行,共取得110天的观测数据。2008年4月现场检查发现风向风速传感器和温湿度传感器受损严重。初步分析认为可能在低温和高海拔环境下,部分设备材料的耐用性降低,传感器采用的材料容易断裂,再加上冬季持续大风造成部分固定件松动,从而导致传感器损毁,使自动气象站出现异常,观测记录不连续。

表1 各类传感器及数据采集器的性能及主要技术参数

Table 1 List of equipment: Sensors and their specifications

要素	传感器型号	主要技术参数	初始安装高度
温度(℃)	HMP45D	精度:±0.2 ℃;范围:-40—60 ℃ 安装有防辐射罩,采用自然通风	2005年:1.5,2.5 m 2007年:1.5,2.5 m
湿度(%)	HMP45D	精度:±2%;范围:0.8%—100%	与温度相同
风速(m/s)	YOUNG 05103	精度:±0.3 m/s;范围:0—100 m/s	与温度相同
风向(°)	YOUNG 05103	精度:±3°;范围:0°—355°	与温度相同
气压(hPa)	PTB210	精度:±0.35 Pa;范围:50—1100 hPa	0.5 m
冰川温度(℃)	Pt100	范围:-40—50 ℃;精度:±0.2 ℃	0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 5.0,7.0,10.0, 15.0, 20.0 m
长波辐射表(W/m²)	K&Z CG3	波长:5—50 μm; 温度范围:-40—70 ℃ 灵敏度:5—35 μV(W/m²)	1.5 m
短波辐射表(W/m²)	K&Z CM3	波长:0.305—2.8 μm;温度范围:-40—70 ℃ 灵敏度:10—35 μV(W/m²)	1.5 m
数据采集器	CR1000	16个单端模拟输入;内存2 MB	

2.2 资料处理

积雪和结霜是影响总辐射测量的主要因素。在总辐射表上的积雪将导致总辐射测量值小于实际值,而结霜将引起总辐射值大于实际值(Van,et al, 2004b);反射辐射受上述不确定因素的影响较小。为了消除积雪和结霜对总辐射观测值的影响,假设反射辐射不受上述因素的影响,采用新雪反射率(0.95)和冰川反射率(0.40)作为最大、最小判据(Pirazzini, 2004),对总辐射观测资料进行了筛选。结果表明,有0.5%的原始观测值被剔除。积雪和结霜同样影响长波辐射。采用Van等(2004b)提供的资料处理方法,有0.8%的R_{la}原始资料被剔除。此外,为了消除总辐射观测误差导致的反射率和净短波辐射的计算误差,采用"累积反射率"法(Van, et al, 2004b):即用每天不同时刻观测的累积总辐射($\sum R_{si}$)和反射辐射($\sum|R_{sr}|$)值计算反射率。

$$\alpha = \sum |R_{sr}| / \sum R_{si} \tag{1}$$

净总辐射采用式(2)计算

$$R_{sw} = R_{sr}(1-\alpha)/\alpha \quad (2)$$

α 为反射率,R_{si} 为总辐射通量(W/m^2),R_{sr} 为反射辐射通量(W/m^2),R_{sw} 为净总辐射通量(W/m^2)。

净辐射通量(R_n)由式(3)计算

$$R_n = R_{sw} + (R_{la} - R_{lg}) \quad (3)$$

R_{la} 为大气长波辐射通量(W/m^2),R_{lg} 为地面长波辐射通量(W/m^2)。

大气层顶太阳辐射值(R_{TOA})采用 Duffie(1991)提供的计算方法。由于试验中没有测量雪面温度(T_S),采用斯蒂芬-玻尔兹曼定律 $R_{lg} = \varepsilon\sigma T^4$ 获得,ε 取 1.00(Wiscombe, 1980)。由于试验期间没有记录天气现象,晴天的确定根据 10 min R_{si} 平均值判定。当其日变化为光滑抛物线时,当日被确定为晴天,其余判定为阴天。文中若无特殊说明,辐射值均指辐射通量,所有指向地表面方向的辐射通量为正值,相反方向为负值。

3 试验分析

3.1 气象背景

春末夏初珠峰地区前期主要受西风环流控制,后期主要受印度季风影响;秋冬季主要受西风环流控制(叶笃正等,1979)。气温、湿度、气压和风向风速等基本要素变化见表 2。春末夏初试验晴天只有 12 d,主要出现在 5 月,占试验期的 14%;而秋冬试验晴天长达 69 天,主要出现在 10 月以后,占试验期的 63%。

春末夏初最高和最低气温分别为 5.8 和 −19.7 ℃,而秋冬季相应值分别为 0.8 和 −27.6 ℃。春末夏初 5—6 月中旬以前主要以北风或西北风为主,频率是 52.8%;从 6 月下旬开始则以南风或偏南风为主,频率为 27.3%;极端最大风速为 22.3 m/s。秋冬季基本以北风或西北风为主,频率高达82.4%;极端最大风速高达 34.9 m/s。以往观测表明,位于本次观测点以北直线距离仅 10 km 的绒布寺(28°08′N,86°51′E,海拔 5207 m)全年风向分布却主要是以偏南风(即冰川风)为主,频率为 50%,偏北风频率只有 25%(高登义,1980)。由此可见,东绒布冰川垭口由于较高的海拔导致其风向与大气环流背景基本相同。受西风环流控制时风速较大,随着西风环流的逐渐消退和印度季风的增强,风速逐渐减小。而绒布寺海拔相对较低,风向主要受下垫面和地形因素控制,盛行以南风或偏南风为主的冰川风(高登义,1980;Zou, et al, 2008)。

表 2 东绒布冰川垭口基本气象要素的月平均和极端日平均值

Table 2 Monthly mean and extreme daily mean meteorological values on the East Rongbuk Glacier

气象要素	2005 年					2007—2008 年					
	5 月	6 月	7 月	日平均		10 月	11 月	12 月	1 月	日平均	
				最大	最小					最大	最小
风速(m/s)	6.9	2.9	2.2	16.1	1.1	7.1	8.2	14.9	14.2	22.2	1.1
主导风向	NW	SSE,NW	SSE	---	---	WNW	WNW	NW	NW	---	---
温度(℃)	−11.3	−5.5	−3.4	−1.8	−14.5	−11.3	−16.2	−16.7	−19.0	−6.7	−23.0
相对湿度(%)	45.2	68.1	86.5	92.5	21.7	48.4	32.6	27.9	37.4	94.0	12.4
混合比(g/kg)	1.4	3.6	5.4	0.2	8.3	1.4	0.6	0.4	0.5	5.0	0.1

3.2 短波辐射

3.2.1 总辐射

春末夏初 R_{si} 日平均最大和最小值分别是 846 和 410 W/m^2,平均值为 635 W/m^2(表 3)。与南极 Dronning Maud Land 冰川夏季冰川表面总辐射观测结果相比,5—7 月 R_{si} 的月平均值高出近 200 W/m^2 (Van, et al, 2004a),比位于中纬度奥地利山地冰川同期的 R_{si} 高出近 200 W/m^2(Greuell, et al, 1997)。6 月中旬以前 R_{si} 相对较大,之后受频繁天气系统影响逐渐减小,而且变化幅度较大(图略)。由于在秋冬季太阳直射点逐渐南移,R_{si} 日平均最大和最小值只有532和98 W/m^2,平均值为502 W/m^2(表3),均小于春末夏初。由于秋冬季珠峰地区主要受西风环流控制,天气以晴天为主,R_{si}受云的影响相对较少,因此其变化幅度较小。

表 3 东绒布冰川垭口不同季节各辐射通量月平均(W/m^2)和反射率

Table 3 Monthly average radiative fluxes (W/m^2) and surface albedo on the East Rongbuk Glacier

	2005 年			2007—2008 年			
	5 月	6 月	7 月*	10 月	11 月	12 月	1 月**
R_{TOA}	801.50	809.70	802.40	743.60	694.60	663.60	666.90
R_{si}	706.50	642.70	533.00	610.80	552.30	470.60	376.80
R_{sr}	489.90	436.10	421.10	441.60	384.20	310.30	240.10
R_{si}/R_{TOA}	0.88	0.79	0.66	0.82	0.80	0.71	0.62
R_n	216.60	206.50	112.00	168.50	170.40	161.30	137.20
Surface albedo	0.64	0.72	0.82	0.73	0.69	0.67	0.65
R_{la}	169.50	212.70	281.90	150.80	119.20	118.40	141.10
R_{lg}	253.30	281.50	296.10	246.10	224.90	227.40	223.80
LW_{net}	−83.80	−68.80	−14.20	−95.20	−105.70	−109.00	−82.70
R^{2***}	0.43	0.68	0.50	0.43	0.22	0.30	0.43
R_n	132.80	137.70	97.80	73.30	64.70	52.30	54.50

*：2005 年 7 月平均只有 1—22 日的资料；**：2008 年 1 月平均只有 1—19 日的资料；***：大气和地表长波辐射的相关系数。

两个季节 R_{si} 平均日变化共有的特征是其变化基本呈现出以地方正午时(比北京时间晚 134 min)为对称的抛物线，最大值均出现在地方时正午(图 2)。春末夏初各月平均日变化的极大值依此减小，5—7 月分别为 1230、1120 和 1040 W/m^2。这一数值甚至比南极长城和中山站同期典型晴天的最大值还高(卞林根等，1998)。虽然 5 月 R_{TOA} 小于 6 月，但是其 R_{si} 却大于 6 月。主要是由于在印度季风爆发以前，观测区经常出现的对流云产生“云附加效应”和周围地形引起的反射辐射造成 R_{si} 增加(讨论见后)，而在印度季风爆发后受频繁天气系统的影响，导致 6 月 R_{si} 的平均值减小。秋冬季最大值也依此减小，从 10 月到次年 1 月最大值分别是 1030、880、730 和 650 W/m^2。

另一个特别令人关注的特点是 R_{si} 超太阳常数现象(图略)。在春末夏初 83 天试验中有 42 天出现 R_{si} 10 min 平均值大于太阳常数的现象，最大值为 1625 W/m^2，比太阳常数高约 19%，出现时间主要集中在 13—16 时。1966 年在绒布寺(5000 m)和北坳(7028 m)观测到的最大值分别是 1511 和 1380 W/m^2(寇有观等，1975；叶笃正等，1975，1979)。可见东绒布冰川观测到的最大值比上述两点的观测值还要高近 100—250 W/m^2。尤其值得注意的是在 42 天中有 25 天大于太阳常数的持续时间都在 30 min 以上，5 月 7 日更是达到 160 min，而在秋冬季没有观测到此种现象。虽然以往研究中也发现在青藏高原夏季存在 R_{si} 大于太阳常数的事实(陆龙骅等，1995；卞林根等，2001；巩远发等，2005)，但都只是瞬时值大于太阳常数，而持续时间如此长的现象在以往试验中是从来没有发现。

分析认为下述两个因素是导致地面 R_{si} 超太阳常数的主要原因。首先是地形作用。研究表明由于山区冰雪面高反射率引起散射辐射增强，从而导致地面 R_{si} 的增加 (Hastenrath, 1988; Greuell, et al, 1997)。由于观测点东西方向均为冰雪覆盖的高山，当太阳照射时造成散射辐射的增加，从而导致地面 R_{si} 的增加。经过分析典型晴天 R_{si} 与 R_{TOA} 的日变化均表明在北京时 11－19 时地面 R_{si} 均大于相应时间的 R_{TOA}，证实了地形造成 R_{si} 增加的事实(图略)。由于绒布寺两边山体夏季基本为裸露的岩石，因此，尽管与东绒布冰川积累区相距不远，但是其最大 R_{si} 相对较低；同样北坳海拔相对较高，周围山体对该地 R_{si} 的影响也比较小(寇有观等，1975；叶笃正等，1975，1979)。其次是云与冰雪面之间的多重反射辐射造成地面 R_{si} 增加。这一现象已在北极地区被观测试验所证实(Rouse, 1987)。春末夏初试验初期也观测到由于珠峰南坡强烈的太阳辐射，导致在中午前后经常有强对流云系产生，并且越过若普拉垭口影响观测点周围，由此使地面 R_{si} 增大。

为了进一步定量分析晴天地形引起的的 R_{si} 增加值，R_{si} 表示为

$$R_{si} = S_m + S_{D1} + S_{D2} \tag{4}$$

式中 S_m 为直接辐射(W/m^2)，S_{D1} 为天空散射辐射(W/m^2)，S_{D2} 为地形引起的散射辐射(W/m^2)。

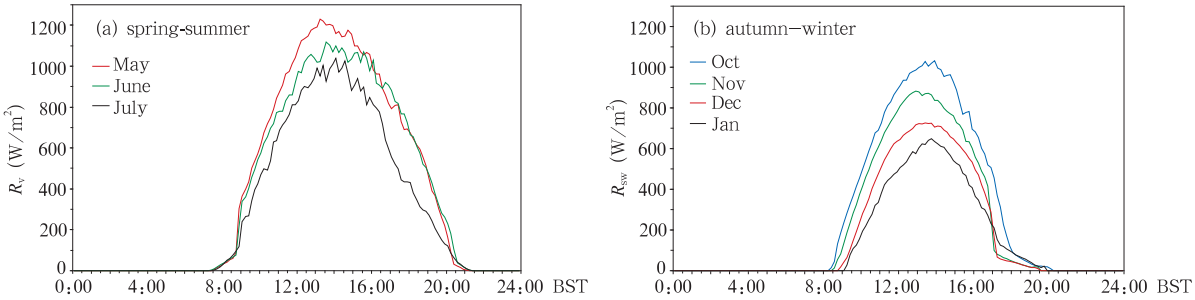

图 2 不同季节各月短波辐射的平均日变化(a. 春末夏初,b. 秋冬季)

Fig. 2 Mean daily cycle of incoming shortwave radiation in different month

$$S_m = \tau \times R_{TOA} \quad (5)$$

τ 为大气透射系数。根据 1959 年在绒布寺观测的 5 月 12:30 和 15:30 晴天平均直接辐射和相应的 R_{TOA},计算得出对应的晴天平均大气透射系数 τ 分别是 0.84 和 0.81。S_{D1} 由下式获得

$$S_{D1} = C \times S_m \quad (6)$$

由于绒布寺两边山体均为岩石,反射率较低(0.28)(沈志宝,1975),假设地形对散射辐射的作用可以忽略,C 可以采用 1959 年珠峰科学试验观测的 5 月上旬晴天平均散射辐射与直接辐射计算获得。由此根据式(4)计算得出 5 月上中旬晴天(7、8、9、11 和 12 日)由地形引起的地面 R_{si} 增加值在12:30为 140—230 W/m^2,平均为 165 W/m^2,占对应时刻 R_{si} 的 11%—18%;在 15:30 为 200—310 W/m^2,平均为 205 W/m^2,占对应时刻 R_{si} 16%—23%。

此外,6 月中旬以前发生超太阳常数的频率明显高于其后的时间。主要原因是 6 月中旬以后受印度季风的影响,珠峰地区阴天较多,使太阳直接辐射减小,由此导致地面 R_{si} 的降低。表 3 中 R_{si} 与 R_{TOA} 比值的减小也证实了印度季风爆发后对 R_{si} 的影响。

3.2.2 反射率

冰雪面反射率主要受表面积雪粒子形状和大小,以及太阳高度角、天气状况、大气中的水汽含量和周围地形等因素的综合影响。由于冰雪面对近红外波段的反射率低于可见光波段,而水汽对近红外波段的吸收远大于可见光波段,因此水汽的增加会引起冰雪面反射率的增大(Zhang,1996)。南极的观测结果也证明阴天日平均反射率比晴天高 0.04,有降雪时日平均反射率则比晴天高 0.07 (Pirazzini, 2004)。

春末夏初平均反射率为 0.72,日平均最大和最小值分别为 0.89 和 0.59。其平均反射率比中纬度奥地利冰川的反射率高(Greuell,et al, 2001)。从 5 月开始,反射率在波动中下降,到 6 月中旬达到最小值,之后又开始上升,而且其上升幅度明显大于下降阶段(图 3a)。而在秋冬季无论是平均反射率,还是日平均最大和最小值均小于春末夏初,其对应值分别为 0.69、0.86 和 0.60;与春末夏初不同的是秋冬季反射率在整个观测中呈现出缓慢下降的变化趋势,而且变化幅度明显小于春末夏初阶段(图 3b)。

在春末夏初受印度季风影响前,随着气温的逐渐升高加快了表层积雪粒子的变形增大,并使其逐渐向冰的状态转化,反射率呈现出下降趋势;期间虽然由于降雪及云的影响等造成反射率有短暂的上升(图 3a),但是由于降雪量不大,加之垭口风速较大,冰川表面基本没有新积雪,因此对地表反射率的总体变化趋势影响不大;从 6 月下旬开始受印度季风影响,空气湿度一直较高,而且降雪天气逐渐增多,风速减小,地表多数时间被新雪覆盖,导致反射率升高。但是此阶段温度又相对较高,一旦出现晴天会使新雪粒子快速变形增大,引起反射率的降低,由此造成反射率波动幅度比季风爆发前大。相反在秋冬季,由于珠峰地区基本处在西风环流控制之下,降雪天气相对较少,而相对较低的温度又减缓了积雪粒子的变形增大速度,导致反射率呈现出缓慢下降的变化特征(图 3b);除少数几天外,日平均反射率都小于 0.8。进一步分析表明,高反射率均发生在空气湿度比较大的阴天,而低反射率主要出现在空气湿度相对较低的晴天。由此进一步证明了空气湿度和云对反射率增加的作用。

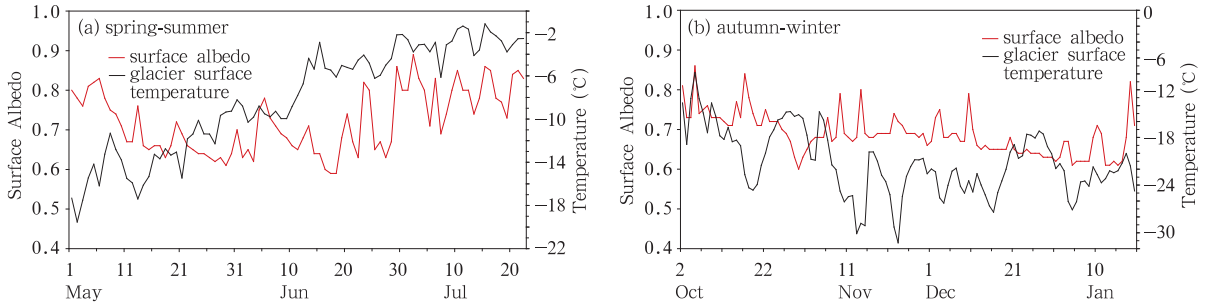

图 3 日平均反射率和冰川表面温度随时间的变化(a. 春末夏初, b. 秋冬季)

Fig. 3 Temporal variation of daily mean surface albedo and surface temperature over the two measurement periods

3.2.3 反射辐射和净短波辐射

R_{sr}的变化趋势基本与R_{si}相同(图略)。春末夏初R_{sr}平均值为450 W/m^2,占R_{si}的71%;日平均最大与最小值分别达到647和318 W/m^2;6月下旬以后,受印度季风影响,频繁的降雪使反射率增大,导致R_{sr}与R_{si}差距减小。秋冬季R_{sr}平均值为344 W/m^2,占R_{si}的68%;日平均最大与最小值分别为533和99 W/m^2。

净短波辐射(R_{sw})随R_{si}的变化而变化(图略)。春末夏初R_{sw}的日平均最大、最小值平均分别为298和47 W/m^2,平均值为184 W/m^2,占R_{si}的29%。而秋冬季R_{sw}的日平均最大、最小值平均分别为260和21 W/m^2,平均值为159 W/m^2,占R_{si}的32%。

3.3 长波辐射

春末夏初和秋冬季R_{la}均具有明显的日变化特征,既在日出后逐渐增大,当地太阳正午以后达到峰值,之后缓慢减小,至次日日出前达到最小值,而且白天变化幅度大,夜晚幅度小(图4a、4b)。春末夏

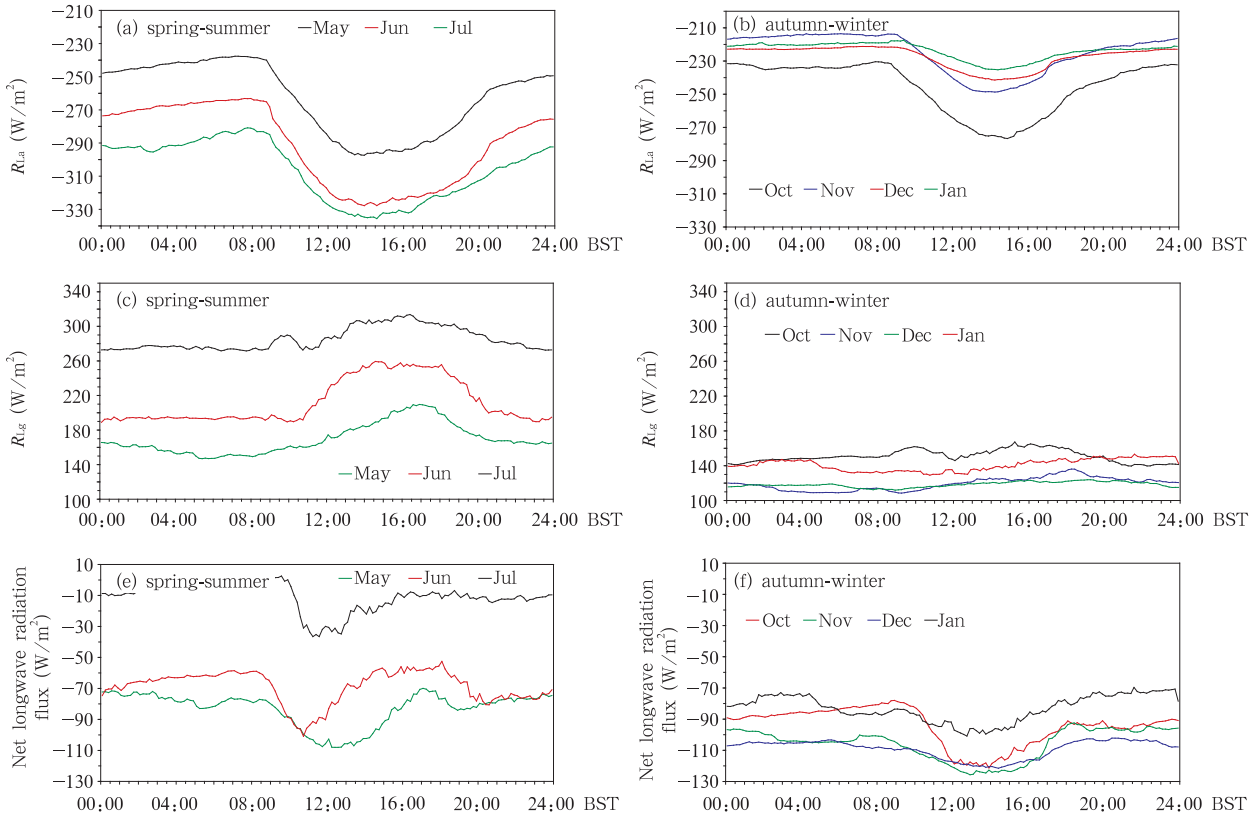

图 4 各月大气辐射、地表辐射和有效辐射的平均日变化(a、c、e. 春末夏初, b、d、f. 秋冬季)

Fig. 4 Mean diurnal cycle of incoming, outgoing and net longwave radiation in every month

初各月的平均日变化幅度分别为 59、65 和 55 W/m^2;而秋冬季各月的平均日变化幅度依此减小,分别是 47、35、20 和18 W/m^2。其原因主要是秋冬季平均地表日温差(3.6 ℃)小于春末夏初(6.0 ℃)所致。

两次试验中 R_{la}的日变化表现出了不同的特征。与农田、荒漠和戈壁等下垫面(卞林根等,2001;杨兴国等,2005;张强等,1997,2003)不同的是春末夏初 R_{la}也同样具有明显的日变化特征(图 4c)。5—7 月的平均日变化幅度分别为 63、70 和43 W/m^2,5 和 6 月变化幅度甚至超过同期 R_{lg}的变化值。此外,5 月 R_{la}峰值出现时间滞后于 R_{lg}峰值 3 h,其后差距逐渐缩小,到 7 月两者变化基本趋于一致。而秋冬季平均日变化幅度分别只有 28、27、12 和 24 W/m^2,基本没有呈现出明显日变化特征(图 4d)。

引起 R_{la}变化的主要因子是云和空中水汽含量。Zhang(1997)的模拟表明晴天冰雪面大气水汽含量的变化是影响 R_{la}最重要的因子。分析本次试验的湿度和 R_{la}发现,湿度的增减总是伴随着 R_{la}的升降,而且两者的相关系数达到 0.88。绒布冰川上空的水汽一方面源自每日珠峰南坡的对流云团,另一方面强烈的太阳辐射引起的冰雪升华量也是重要的水汽来源之一,由此引起了明显的空气湿度日变化(5—7 月相对湿度的平均日变化幅度分别是 15%、24%和 22%)。而阴天云对 R_{la}的贡献也是不可忽视的重要因子,图 5 表明当 R_{la}受到云的影响而减小时(图中箭头所指),对应时刻的 R_{la}响应增大。春末夏初试验中只有 7 天基本没有受到云的影响。由此可以推断水汽和云共同影响了 R_{la}日变化;而秋冬季

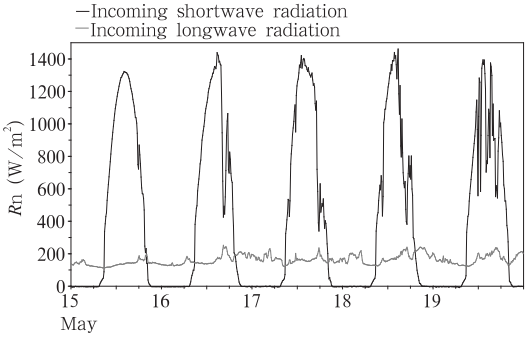

图 5 总辐射与大气辐射日变化

Fig. 5 Daily circle of incoming shortwave and longwave radiation

基本以晴天为主,相对湿度日变化很小(10 月到次年 1 月相对湿度的平均日变化幅度分别只有 13%、12%、4%和 8%),因此 R_{la}没有明显的日变化特征。

进一步分析表明,在印度季风影响前,东绒布冰川上空的云系主要来自珠峰南坡太阳辐射引起的对流性天气,一般在午后出现;受对流性天气和水汽升华影响的湿度峰值也滞后于受太阳辐射控制的冰川表面温度的峰值,由此决定了 R_{la}最大值出现时间滞后于 R_{lg}最大值出现时间。6 月下旬印度季风爆发后,受大尺度天气系统的影响,珠峰地区湿度和云量日变化逐渐减小,导致日变化减小。此外,在海拔 6560 m 高度云底基本贴近冰川表面,两者之间的热量传输易于达到平衡状态,由此导致 R_{la}与 R_{lg}的日变化差异减小。R_{la}与 R_{lg}之间的相关系数(表 3)也表明在印度季风影响期两者的相关性较高。同样的现象在其他高海拔地区也有发现(Wagnon, 1999; Greuell, 2001; Favier, 2004)。

由于 R_{la}和 R_{lg}之间日变化不同步导致净长波辐射绝对值——$|R_{lw}|$春末夏初 5 月和 6 月平均日最大值为 110 W/m^2 左右,而 7 月最大值只有 37 W/m^2 (图 4e)。秋冬季$|R_{lw}|$ 的日变化主要受 R_{lg}的影响,10 月到次年 1 月的平均日最大值分别是 121、126、122 和 101 W/m^2(图 4f)。

R_{la}基本与湿度变化同步(图 6a、6b)。春末夏初表现出波动中上升的特点,相反秋冬季呈缓慢下降趋势,而且出现的峰值均与湿度的增大完全吻合。完全受地表温度控制的 R_{lg}在春末夏初随温度的升高而逐渐上升,在秋冬季伴随温度的下降而呈减小趋势(图 6c、6d)。如前所述,由于春末夏初 R_{la}与 R_{lg}变化的逐步同步导致$|R_{lw}|$随时间的推移逐渐减小,而秋冬季$|R_{lw}|$除具有波动特征外,基本没有明显的增加或减小的趋势(图 6e、6f)。

3.4 净辐射

白天 R_n为正值,晚上为负值(图 7)。春末夏初从 5—6 月呈缓慢增加趋势,之后又逐渐减小,日平均最小值和最大值分别是 48 和 208 W/m^2。秋冬季 R_n以极微小的幅度缓慢减小,日平均最小值和最大值分别是 −32 和 141 W/m^2。无论是春末夏除,还是秋冬季,其月平均值都高于南极瑞穗站的同期值(刘树华等,1994)。由此说明净辐射是地表能量

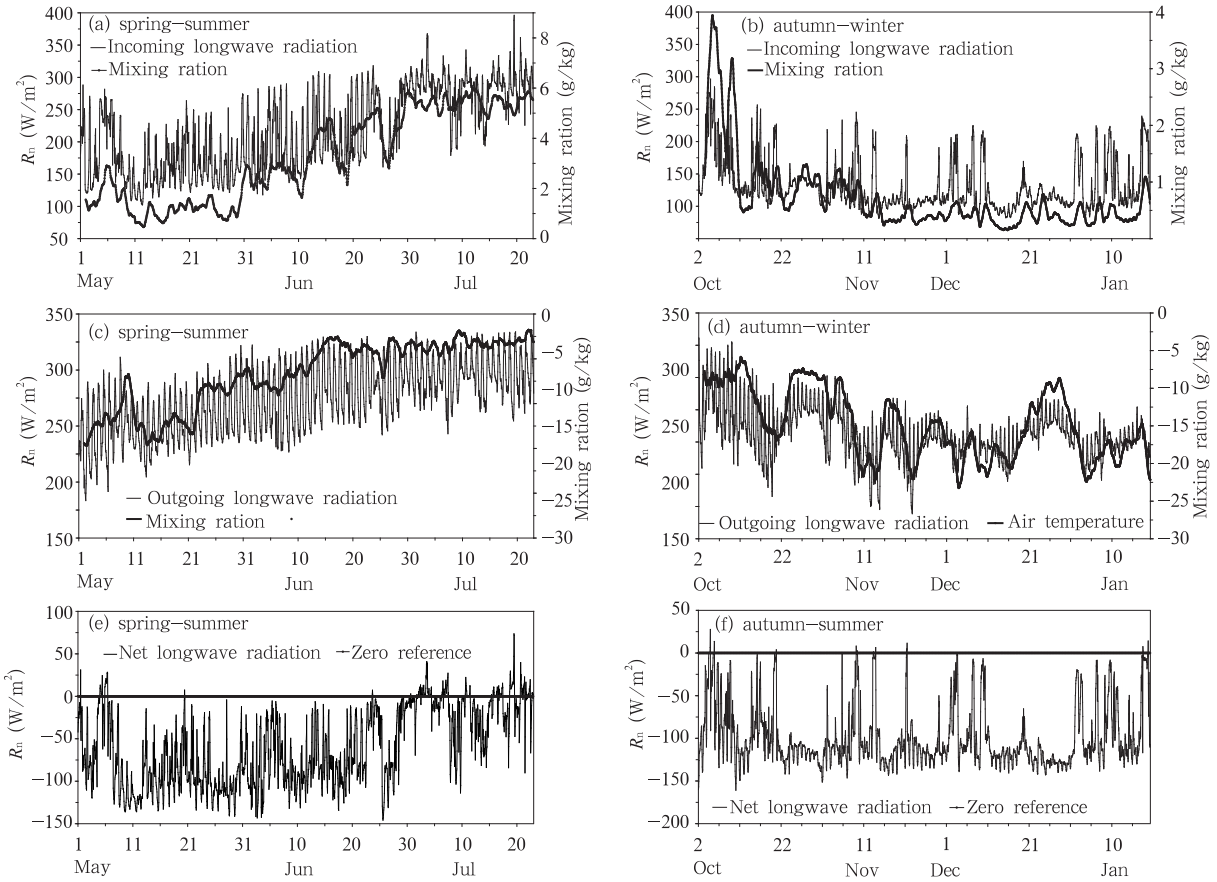

图 6 大气辐射、地表辐射和有效辐射小时平均值随时间的变化（a、c、e. 春末夏初，b、d、f. 秋冬季）

Fig. 6 Temporal variation of hourly mean incoming, outgoing and net longwave radiation flux

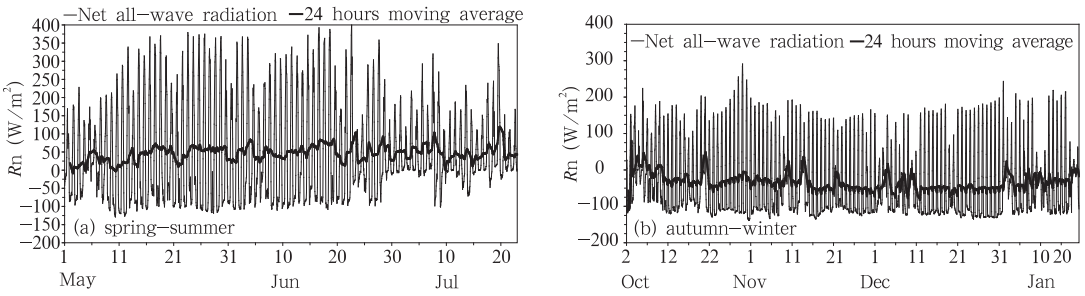

图 7 净辐射小时平均值随时间的变化（a. 春末夏初，b. 秋冬季）

Fig. 7 Temporal variation of hourly mean net all-wave radiation flux

平衡的主要来源之一。此外，高反射率导致春末夏初和秋冬 R_n 平均值分别为 124 和 62 W/m^2，只占 R_{si} 的 19%和 17%。该比例略高于南极长城站和中山站相应的比例(15%)(卞林根等，1998)，但是低于中纬度奥地利冰川的比例(Greuell，et al，2001)。

4 讨 论

在山地冰雪下垫面，由于冰雪面与云之间的多重反射以及地形引起的反射辐射造成地面总辐射的增加是值得特别关注的问题之一。Rouse(1987)通过在北极的观测试验得出多重反射可以使地面总辐射增加 5%—9%；在中纬度山地冰川多重反射和地形作用可以使地面总辐射增加 3%—7%(Greuell，et al，1997)；同样由于地形的作用导致肯尼亚 Lewis 冰川地表总辐射增加了 330—500 W/m^2 (Hastenrath，et al，1988)；Strasser 等(2004)的模

拟也表明多重反射以及地形的作用可以使地面总辐射增加 10.6%。本次试验由于条件所限,只是根据以往的观测结果结合本次试验初步估算了晴天地形作用引起地面总辐射的增加值,这一数值比肯尼亚山地冰川的总辐射增加值小三分之一左右(Hastenrath, 1988)。需要说明的是在计算 C 时由于忽略了绒布寺周围地形引起的反射辐射量,高估了 C 值,由此得出的地面总辐射增加值可能低于真实值。此外,冰雪面与云之间的多重反射辐射主要发生在当太阳未被云遮蔽时的条件下,而且主要以对流云系为主。同样由于试验所限,无法定量计算其对地面总辐射的贡献量。

云也是影响地面辐射平衡的重要因子之一。除对流云引起的"云附加效应"以外,一方面使地面总辐射减小,同时又造成地面大气长波辐射增加。虽然有模拟(Zhang, et al, 1996)和观测(Wagnon, et al, 2003)表明在冰雪面云对地表辐射平衡起正效应,但是也有观测试验表明它使冰雪面净辐射减小(Favier, et al, 2004; Van, et al, 2004a)。本次试验结果表明,虽然阴天净短波辐射的减小都伴随着大气长波辐射的增加,但是仍然导致相对应的地面净辐射减小。此类情况在秋冬季的阴天(10 月 17 日、12 月 2、11 和 19 日)表现得更为明显。因此可以推断除对流云引起的"云附加效应"外,在珠峰地区虽然云可以增强大气长波辐射能力,但是其增加量不足以补偿对总辐射的衰减量,云对地面辐射平衡起负效应。

5 结 论

2005 年 5 月 1 日—7 月 22 日和 2007 年 10 月 2 日—2008 年 1 月 20 日在海拔 6560 m 的珠峰北坡东绒布冰川积累区进行了综合气象观测。其主要结论如下:

(1) 春末夏初月平均气温从 5 月的 −11.3 ℃上升到 7 月的 −3.4 ℃,相对湿度从印度季风爆发前的 45.2%上升到印度季风爆发后的 86.5%。在秋冬季气温则从 10 月的 −11.3 ℃下降到 1 月的 −19.0 ℃,相对湿度基本稳定在 50%以下。在春末夏初,印度季风爆发前以西风或西北风为主,而印度季风爆发后主要盛行南风或偏南风,月平均风速从 5 月的 6.9 m/s 下降到 7 月的 2.2 m/s;而在秋冬季风向基本受西风环流控制,主要盛行西风或西北风,月平均风速从 10 月的 7.1 m/s 上升到 1 月的 14.2 m/s,极端最大风速高达 35 m/s。

(2) 受极高海拔、对流云系"附加效应"和地形的共同影响,珠峰地区总辐射极其强烈;尤其是印度季风爆发前的 5 月影响更明显,虽然太阳高度角小于 6 和 7 月,但是地面总辐射明显高于后者。5—6 月 10 min 平均总辐射超太阳常数的现象比较频繁,而且出现超太阳常数的持续时间较其他地区都长,最长时间近 3 h。晴天周围地形造成的地面总辐射增加值为 140—310 W/m^2,占地面总辐射的 10%—23%。

(3) 春末夏初月平均反射率从 5 月的 0.64 上升到 7 月的 0.82,平均反射率为 0.72;秋冬季月平均反射率从 10 月的 0.73 下降到 1 月的 0.65,平均反射率为 0.69。最大反射率一般出现在湿度较高的降雪天气以后,而最小反射率出现在持续晴天的粒雪下垫面。

(4) 受大气温度、湿度和云的综合影响,春末夏初大气长波辐射月平均值从 5 月的 170 W/m^2 增加到 7 月的 282 W/m^2;受西风环流控制的秋冬季,其变化幅度相对较小,只从 10 月的 151 W/m^2 减小到 12 月的 118 W/m^2。无论是春末夏初,还是秋冬季,地面长波辐射的变化幅度分别只有 42 和22 W/m^2,小于同期大气长波辐射变化幅度。春末夏初有效辐射月平均值从 5 月的 −83.8 W/m^2 增加到 7 月的 −14.2 W/m^2;秋冬季则从 10 月的 −95.2 W/m^2 减小到 12 月的 −109.0 W/m^2。

(5) 在地表辐射平衡中云对净辐射起负效应。春末夏初由于降雪和云的负效应造成净辐射从 5 月的 132.8 W/m^2 减小到 7 月的 97.8 W/m^2;而太阳高度角的降低则是引起秋冬季净辐射从 10 月的 73.3 W/m^2 减小到 1 月的 52.2 W/m^2 的主要原因。除在秋冬季阴天日平均净辐射为负值外,其余时间均为正值。

致谢:感谢本次野外试验的主要完成者唐述林、杜文涛、蒋友严、孙维俊博士。

参考文献

卞林根,陆龙骅,逮昌贵等. 1998. 南极长城站和中山站辐射特征的研

究.应用气象学报,9(2):160-168

卞林根,陆龙骅,逮昌贵.2001.1998年夏季青藏高原辐射平衡分量特征.大气科学,25(5):577-588

高登义.1980.珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1975)—气象与环境.北京:科学出版社,4-51

巩远发,段廷扬,陈隆勋等.2005.1997/1998年青藏高原西部地区辐射平衡各分量变化特征.气象学报,63(2):225-235

刘树华,于鹏,熊康.1994.南极瑞穗站辐射平衡及湍流通量特征.气象学报.52(1):68-77

寇有观,曾群柱,谢维容等.1975.珠穆朗玛峰地区的太阳辐射//珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968)—气象与太阳辐射.北京:科学出版社,118-132

陆龙骅,周国贤,张正秋.1995.1992年夏季珠穆朗玛峰地区的太阳直接辐射和总辐射.太阳能学报,16(3):230-233

沈志宝.1975.珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968)—气象与太阳辐射.北京:科学出版社,21-36

施雅风.2004.中国冰川编目.北京:科学出版社,51-135

谢自楚.1975.珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968)—现代冰川.北京:科学出版社,1-18

杨兴国,马鹏里,王润元等.2005.陇中黄土高原夏季地表辐射特征分析.中国沙漠,25(1):55-62

叶笃正,高登义.1975.春夏季珠穆朗玛峰地区在大气中的加热作用//珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1975)—气象与环境.北京:科学出版社,158-168

叶笃正,高由禧.1979.青藏高原气象学.北京:科学出版社,10-201

张强,胡隐樵,赵鸣.1997.降水强迫对戈壁局地气候系统水、热输送的影响.气象学报,55(4):492-498

张强,曹晓彦.2003.敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究.大气科学,27(2):245-253

Bertolani L, Bollasina M. 2000. Recent biennial variability of meteorological features in the eastern Highland Himalayas. Geophys Res Lett, 27: 2185-2188

Bintanja R, Jonsson S, Knap W. 1997. The annual cycle of the surface energy balance of the Antarctic blue ice. J Geophys Res, 102 (D2): 1867-1881

Box J E, Steffen K. 2001. Sublimation on the Greenland ice sheet from automated weather station observations. J Geophys Res, 106 (D24): 33965-33981

Duffie J A, Beckman W A. 1991. Solar Engineering of Thermal Processes, 2nd Ed. New York

Favier V, Wagnon P, Chazarin J P, et al. 2004. One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes. J Geophys Res, 109 (D18, 105), doi: 10.1029/ 2003JD004359

Greuell W, Knap W H, Smeets P C. 1997. Elevational changes in meteorological variables along a midlatitude glacier during summer. J Geophys Res, 102 (D22): 25941-25954

Greuell W, Smeets P. 2001. Variations with elevation in the surface energy on the Pasterze (Austria). J. Geophys. Res., 106 (D23): 31717-31727

Hastenrath S, Phillip D K. 1988. The role of radiation geometry in the climate response of Mount Kenya's glaciers, 2: Sloping versus horizontal surfaces. J Clim, 8: 629-639

Hou S, Qin D, Zhang D, et al. 2002. Comparison of two ice core chemical records recovered from the Qomolangma (Mt. Everest) region. Ann Glaciol, 2002, 35: 266-272

Kang S, Qin D, Mayewski P A, et al. 2000. Recent 200 a climate records in the far East Rongbuk ice core, Mt. Qomolangma (Mt. Everest), Himalayas. J Glaciology Geocryology, 22 (3): 211-317

Konzelmann T, Van R S, Greuell W, et al. 1994. Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland ice sheet. Global Planet Change, 9: 143-164

Liu X, Chen B. 2000. Climatic warming in the Tibetan plateau during recent decades. Int J Clim, 20: 1729-1742

Moore G W K, Semple J L. 2004. High Himalayan meteorology: weather at the South Col of Mount Everest. Geophys Res Lett, 31: doi: 10.1029/2004GL020621

Pirazzini R. 2004. Surface albedo measurements over Antarctic sites in summer. J Geophys Res, 109 (D20118), doi: 10.1029/2004JD004617

Qin D, Mayewski P A, Wake C P, et al. 2000. Evidence for recent climate change from ice core in the Himalaya. Ann Glaciol, 31: 153-158

Reijmer C H, Oerlemans J. 2002. Temporal and spatial variability of the surface energy balance in Dronning Maud Land, East Antarctica. J Geophys Res, 107 (D24), doi: 10.1029/2000JD000110

Ren J, Qin D, Kang S, et al. 2004. The glacier change and characteristics of warm and arid climate in the middle of Himalayas. Chinese Sci Bull, 48 (23): 2478-2482

Rouse, W R. 1987. Examples of enhanced global solar radiation through multiple reflection from an ice-covered Arctic sea. J Clim Appl Meteor, 26, 670-674

Sicart J E, Ribstein P. 2001. Clear-sky albedo measurements on a sloping glacier surface: a case study in the Bolivian Andes. J Geophys Res, 106 (D23): 31729-31737

Sicart J E, Wagnon P, Ribstein P. 2005. Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia). J Geophys Res, 110 (D12106), doi: 10.1029/2004JD005732

Solomon S, Qin D, et al. 2007. The physical science basis, changes in snow, ice and frozen ground-contribution of working group I to the fourth assessment report of IPCC // IPCC 2007: Climate Change 2007. New York: Cambridge Univ Press, 337-383

Steffen K. 1995. Surface energy exchange at the equilibrium line on the Greenland ice sheet during onset of melt. Ann Glaciol, 21: 13-18

Strasser U, Corripio J, Pellicciotti F, et al. 2004. Spatial and temporal variability of meteorological variables at Haut Glacier d'Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001: measure-

ments and simulations. J Geophys Res, 109 (D03103), doi: 10.1029/2003JD003973

Van del Wal R S, Oerlemans J. 1997. Modeling the short-term response of the Greenland ice sheet to global warming. Climate Dyn., 13: 733-744

Van den Broeke M, Reijmer C, van de Wal R. 2004a. Surface radiation balance in Antarctica as measured with automatic weather stations. J Geophys Res, 109 (D09103), doi: 10.1029/2003JD004394

Van den Broeke M, Van As D, Reijmer C, et al. 2004b. Assessing and improving the quality of unattended radiation observations in Antarctica. J Atmos Oceanic Tech, 21: 1417-1431

Wagnon P, Ribstein P, Francou B, et al. 1999. Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. J Geophys Res, 104 (D4): 3907-3923

Wagnon P, Sicart J E, Berthier E, et al. 2003. Wintertime high-latitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level. J Geophys Res, 108 (D6), doi: 10.1029/2002JD002008

Wiscombe W J, Warren S G. 1980. A model for the spectral albedo of snow, Ⅰ: Pure snow. J Atmos Sci, 37: 2712-2733

Zhang T, Stamnes K, et al. 1996. Impact of clouds on surface radiative fluxes and snowmelt in the Arctic and Subarctic. J Climate, 9: 2110-2123

Zhang T, Bowling S A, Stamnes K. 1997. Impact of the atmosphere on surface radiative fluxes and snowmelt in the Arctic and Subarctic. J Geophys Res, 102 (D24): 4287-4302

Zhang T, Stamnes K, Bowling S A. 2001. Impact of the atmospheric thickness on the atmospheric downwelling longwave radiation and snowmelt under clear-sky conditions in the Arctic and Subarctic. J Clim, 14: 920-939

Zou H, Zhou L B, et al. 2008. Local wind system in the Rongbuk Valley on the northern slope of Mt. Everest. Geophys Res Lett, 35, L13813, doi: 10.1029/2008GL033466