

doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2013.0092

Liu Weigang, Xiao Cunde, Liu Jingshi, *et al.* Analyzing the ablation rate characteristics of the Rongbuk Glacier on the Mt. Qomolangma, Central Himalayas[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(4): 814–823. [刘伟刚, 效存德, 刘景时, 等. 喜马拉雅山珠穆朗玛峰北坡绒布冰川消融速率特征分析[J]. 冰川冻土, 2013, 35(4): 814–823.]

喜马拉雅山珠穆朗玛峰北坡绒布冰川 消融速率特征分析

刘伟刚^{1, 2}, 效存德^{2, 3}, 刘景时⁴, 沈永平², 张东启^{3, 2},
柳景峰², 张 通², 侯典炯⁵, 林 霞⁶

- (1. 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/中国气象局干旱气候变化与减灾重点实验室, 甘肃兰州 730020; 2. 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, 甘肃兰州 730000; 3. 中国气象科学研究院, 北京 100081; 4. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101; 5. 甘肃煤炭地质勘查院, 甘肃兰州 730000; 6. 山东省泰安市第一中学, 山东泰安 271000)

摘 要: 根据 1959 年和 2009 年在喜马拉雅山珠穆朗玛峰北坡绒布冰川获得的冰川消融数据, 分析了该冰川消融速率变化特征。结果表明: 1) 在珠峰绒布冰川表碛覆盖区, 表碛厚度随海拔升高而降低。2) 不同厚度表碛下的冰川消融速率差别较大; 当表碛厚度 > 8.5 cm 时, 消融速率随表碛厚度的增加而减小; 促进冰川消融的表碛厚度阈值大于 5 cm。3) 从冰川消融速率的空间分布看, 绒布冰川大部分区域的消融速率 < 20 mm \cdot d⁻¹, 最大消融速率出现在海拔 5 400~5 450 m 处。4) 绒布冰川消融速率受表碛厚度和气温综合影响, 低海拔处表碛太厚, 高海拔处气温较低, 冰川消融在上述两海拔处均受抑制, 冰川消融速率较小; 中海拔处, 表碛相对较薄, 气温相对较高, 冰川消融速率最大; 冰川日均消融速率与日均正积温正相关。5) 喜马拉雅山南坡冰川消融速率大于北坡冰川消融速率。

关键词: 喜马拉雅山; 珠穆朗玛峰; 冰川消融; 表碛

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A

0 引言

在高山区, 冰川是重要的水资源, 被誉为固体水库。喜马拉雅山及其毗邻地区冰川十分发育^[1], 是雅鲁藏布江、恒河、印度河等亚洲几条大河的发源地, 冰川融水在这些河流中占有相当比例(25%~66%)^[2]。有观测表明, 近几十年来, 伴随气候暖干化^[3-4], 喜马拉雅山地区大多数冰川退缩^[5], 部分有观测冰川的融水径流量也呈增大趋势^[6-8], 这将对该地区以冰川融水为补给来源的河流产生影响, 增加冰川泥石流和冰湖溃决发生的风险, 并最终影响该地区人们的生产和生活。因此, 近年来喜马拉雅山地区的冰川变化及其对下游水资源的影响, 引起了科学界的广泛关注。2009 年, IPCC 第

四次评估报告第二工作组的“冰川门”事件, 更是对该地区冰川变化认识的不足, 使公众对喜马拉雅山冰川消融的关注度大增^[5,9]。

冰川消融是冰川物质平衡的重要组成部分^[10-12], 是决定冰川进退的因素之一, 也是定量估算该地区冰川融水径流量的关键。然而喜马拉雅山地区较高的海拔、破碎化的地形和严酷的野外观测环境, 使得该地区的冰川消融观测异常艰难。因此, 近十几年来, 相对于喜马拉雅山南北坡冰川面积变化的众多研究^[4,9,13-18], 仅在北坡有少量冰川减薄的报道^[13-14], 目前有关喜马拉雅山冰川消融的报道大多集中在南坡^[19-23]。1959 年珠穆朗玛峰(以下简称珠峰)第一次科学考察对珠峰绒布冰川进行过消融观测; 2009 年, 我们在中绒布冰川海拔

收稿日期: 2012-11-15; 修订日期: 2013-02-06

基金项目: 国家自然科学基金项目(41101073; 41030639; 41271097); 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2007CB411503); 冰冻圈科学国家重点实验室开放基金项目(SKLCS 2010-07); 科研业务启动项目(KYS2010BSKY01)资助

作者简介: 刘伟刚(1980—), 男, 山东莱芜人, 助理研究员, 2010 年在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所获博士学位, 现主要从事寒区水文和干旱监测研究。E-mail: liuweig@lzb.ac.cn

5 260 m 和东绒布冰川海拔 5 750 m 开展了冰川消融观测。本文将综合这两个年度的冰川消融观测数据,分析不同表碛厚度、不同观测时段、不同海拔上的冰川消融速率特征,探讨绒布冰川消融速率的时空变化规律。本研究是对喜马拉雅山北坡地区冰川消融速率数据的有益补充,可加深对该地区冰川消融状况的认识;同时,也可以为在该地区开展冰川物质平衡模拟和冰川融水径流量估算,提供必要的参考数据。

1 研究区概况

绒布冰川位于喜马拉雅山北坡中段的珠峰北坡,它是珠峰地区面积最大的冰川,属亚大陆型冰川^[24]。该冰川实际由东绒布冰川、中绒布冰川和西绒布冰川组成,这 3 支冰川在较低海拔处汇合后称绒布冰川^[6,8],冰川覆盖度为 68%^[8](图 1)。东绒布冰川平均厚度约为 190 m,最大厚度约为 320 m^[25],出现在海拔 6 300 m 处。绒布冰川发育有厚度不一的表碛^[25],海拔 5 600~5 700 m 处大致为东绒布冰川表碛区与白冰区的过渡地带,此处表碛厚度小,消融强烈,从 1974—2009 年该过渡地带平均减薄了约 70 m^[25]。另外,绒布冰川冰塔林分布广泛,东绒布冰川冰塔林在海拔 6 300 m 附近发育,于海拔 5 700 m 趋于消亡;中绒布冰川冰塔林于海拔 5 800 m 附近开始发育并在海拔 5 400 m 左右消亡,冰塔林体积对冰川总体积的贡献率很小,仅为 3.7%左右^[26]。近年来,随着冰川消融加剧,分布在绒布冰川末端的湖泊扩张趋势明显^[27]。

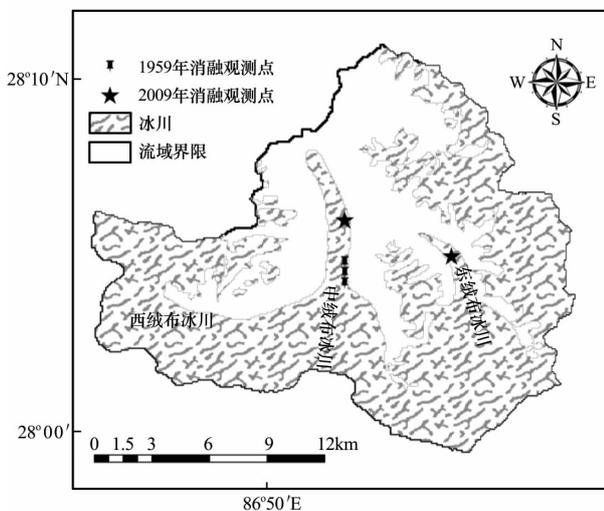


图 1 珠峰绒布冰川消融观测点分布图

Fig. 1 Ablation-observational sites on the Rongbuk Glacier around Mt. Qomolangma

2 数据与方法

珠峰绒布冰川消融数据均在野外通过花杆实测得到,主要来自两部分:1) 1959 年珠峰地区第一次科学考察时,在珠峰中绒布冰川海拔 5 350~5 500 m 区间 3 个不同海拔取得了冰川消融资料,由谢自楚整理发表在《珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968):现代冰川与地貌》^[28]中;2) 2009 年,我们在珠峰中绒布冰川海拔 5 260 m 和东绒布冰川海拔 5 750 m 分别进行了冰川气象和冰川消融观测,获得了常规气象观测数据和冰川消融资料。结合冰的密度 $900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$,把前后两次测量得到的花杆出露地表高度差转化为测量期间的冰川消融量,并把它平均分配到每天中,最终得到冰川的消融速率($\text{mm w. e.} \cdot \text{d}^{-1}$,以下简称 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)。

2009 年野外布设消融花杆时,表碛尽量保持自然状态,最大可能减小人为扰动对表碛的影响。海拔 5 260 m 处的冰川消融观测分两个阶段,5 月 15 日至 6 月 14 日为第一阶段,期间共布设 6 根花杆,观测 5 次,取得 4 组消融数据;8 月 23 日观测时,埋深 2 m 的花杆倾倒,于是再随机布设 9 根花杆,于 8 月 23 日至 10 月 17 日第二阶段期间共观测 4 次,取得 3 组冰川消融资料。在东绒布冰川海拔 5 750 m 处,在 6 月 10 日布设 4 根花杆,受观测条件限制,只取得了 6 月 10 日至 6 月 14 日的消融观测数据。8 月 16 日再次对其进行观测时,4 根埋深 2 m 的花杆全部倒伏,因此,在该海拔处只取得了 1 组冰川消融数据。需要说明的是,野外观测期间,各消融观测点没有积雪覆盖。1959 年和 2009 年绒布冰川消融观测点位置在图 1 中显示,具体观测地点、观测时段、观测点的表碛厚度等详细信息见表 1。

3 结果分析

3.1 不同厚度表碛下的冰川消融速率

表碛覆盖冰川的消融速率受表碛厚度和海拔的共同影响(海拔决定气温大小从而影响冰川消融量)。这里我们只讨论表碛厚度对冰川消融速率的影响,所以只比较同一海拔上不同厚度表碛下的冰川消融速率。海拔 5 260 m 处不同厚度表碛下的冰川消融速率见图 2,从图 2(a)~(i)可看出,总体上随着表碛厚度增加,冰川消融速率减小。图 2(e)显示,2009 年 5 月 15 日至 6 月 14 日这段时期内,不同厚度表碛下的冰川平均消融速率差异很大,其值

表 1 珠峰绒布冰川消融观测信息

Table 1 Information of ablation observation on the Rongbuk Glacier

观测年度	2009			1959			
海拔/m	5 260	5 750		5 350	5 450	5 500	
观测点位置	28°06.1'N 86°52.1'E	28°05.3'N 86°55.0'E		28°04.5'N 86°52'E	28°04.5'N 86°52'E	28°05'N 86°52'E	28°04'N 86°52'E
观测点表碛厚度/cm	8.5; 12; 25; 35; 35; 40	0.1; 10; 10; 13; 20; 25; 25; 25; 45	0; 0.5; 1; 4	5; 10; 15; 15; 20; 25; 30; 40	0; 0.2; 3; 5	0 ^① ; 5.5 ^② ; 6 ^③ ; 6 ^④ ; 6 ^⑤ ; 7 ^⑥ ; 9 ^⑦ ; 20 ^⑧ ; 38 ^⑨	0; 0; 5; 5
观测时段/(月-日)	05-15-06-01; 06-02-06-03; 06-04-06-07; 06-08-06-14	08-23-08-31; 09-01-09-04; 09-05-10-17	06-10-06-14	07-08-07-20	07-08-07-10	06-11-06-15 ^① 03-25-05-14 ^② 04-05-06-15 ^③ 04-05-05-14 ^④ 05-15-06-11 ^⑤ 03-25-05-15 ^⑥ 04-05-05-14 ^⑦ 03-26-06-19 ^⑧ 05-15-06-18 ^⑨	05-15-06-09

(注:各观测时段与观测点表碛厚度一一对应)

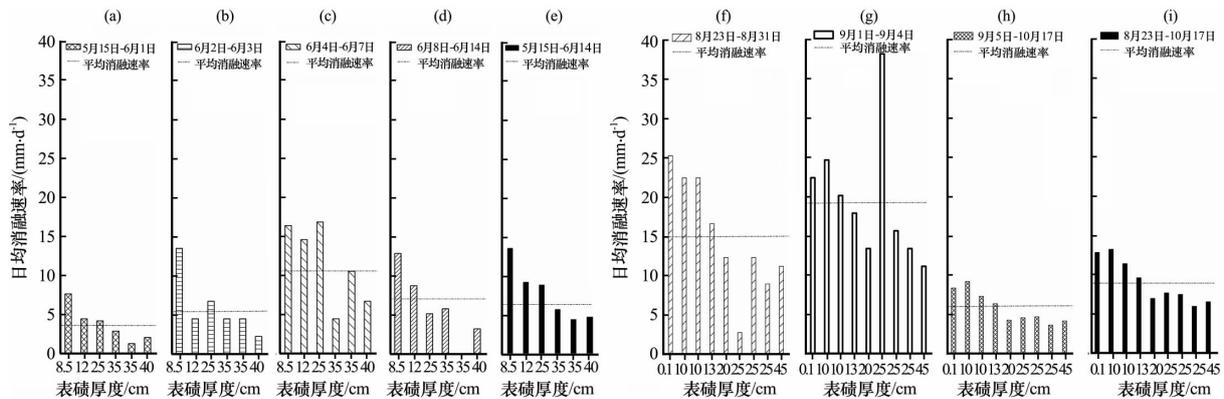


图 2 绒布冰川海拔 5 260 m 消融速率

Fig. 2 Ablation rate on the Rongbuk Glacier at the altitude of 5 260 m

在 3.8~12.2 mm · d⁻¹ 之间, 均值为 7.0 mm · d⁻¹; 最小表碛厚度(厚度为 8.5 cm)处出现最大冰川平均消融速率(12.2 mm · d⁻¹); 最大表碛厚度为 35 cm 和 40 cm 处的冰川消融速率较小, 观测期内其均值分别为 3.8 mm · d⁻¹ 和 4.3 mm · d⁻¹. 2009 年 8 月 23 日至 10 月 17 日, 表碛厚度在 0.1~45 cm 各个观测点的冰川消融速率显示(图 2(f)~(i)), 总体上冰川消融速率随冰川厚度增加而减小. 这段时期内不同表碛厚度下的冰川消融速率平均值在 6.1~13.0 mm · d⁻¹ 之间, 均值为 9.2 mm · d⁻¹(图 2(i)). 当表碛厚度 > 20 cm 时, 不同

厚度表碛下的冰川消融速率差别较小, 其均值介于 1.77~2.27 mm · d⁻¹. 综合以上分析, 在珠峰绒布冰川海拔 5 260 m 处前后两个观测时段内, 表碛厚度在 0.1~45 cm 所有观测点的冰川消融速率均值介于 3.8~13.0 mm · d⁻¹ 之间, 平均值为 7.2 mm · d⁻¹.

图 3(a)~(e) 显示了绒布冰川海拔 5 350~5 750 m 不同厚度表碛下的冰川消融速率. 与海拔 5 260 m 处消融速率随表碛厚度变化趋势类似, 表碛厚度不同, 冰川消融速率也不相同. 海拔 5 350 m 处不同厚度表碛下的冰川消融速率在 7.3~57

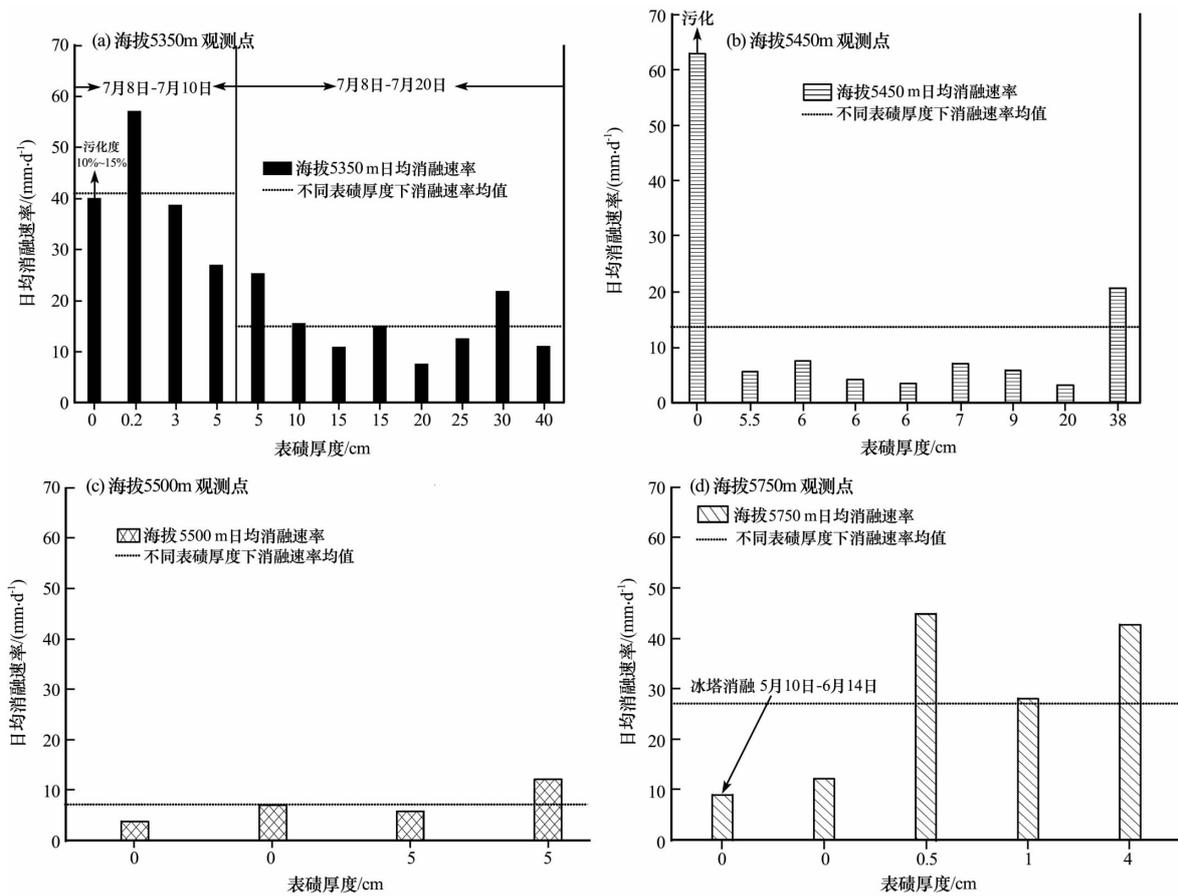


图3 珠峰绒布冰川海拔 5 350~5 750 m 消融速率

Fig. 3 Ablation rates on the Rongbuk Glacier in the altitude interval of 5 350~5 750 m a. s. l.

mm · d⁻¹ 之间，前后两个观测时段的各观测点的平均消融速率分别为 40.7 mm · d⁻¹ 和 14.9 mm · d⁻¹ (图 3(a) 和 (b))。图 3(a) 还显示，裸冰消融速率与表碛厚度为 3 cm 处的消融速率大体相当 (约为 40 mm · d⁻¹)，表碛厚度为 0.2 cm 处的消融速率 (57 mm · d⁻¹) 高于裸冰消融速率 (40 mm · d⁻¹)。海拔 5 450 m、5 500 m 和 5 750 m 处冰川消融速率均值分别为 13.4 mm · d⁻¹、7.2 mm · d⁻¹ 和 27.5 mm · d⁻¹ (图 3(c)~(e))。相同表碛厚度下冰川消融速率也不尽相同，如图 3(c) 表碛厚度为 6 cm 处的 3 处观测点、图 3(d) 中两处表碛厚度分别为 0 cm 和 5 cm 观测点和图 3(e) 中两个表碛厚度为 0 cm 的观测点，表碛厚度虽然相同，但冰川消融速率的变化幅度在 33%~117%。

喜马拉雅山地区的冰川消融观测显示^[23,29]，薄表碛促进冰川消融，而表碛太厚冰川消融受抑制。其中，促进冰川消融的表碛厚度阈值被定义为：有表碛覆盖的冰川上，其冰川消融速率与洁净冰面消融速率相等时冰面上覆的表碛厚度。根据图 3 显示

的绒布冰川不同表碛厚度下的冰川消融速率，探讨促进该冰川消融的表碛厚度阈值。考虑到图 3(c) 中表碛厚度为 0 cm 的裸冰表面被严重污化，这种污化将降低地表反射率，促进冰川消融速率，因此这种被严重污化的裸冰消融速率不能作为估算表碛厚度阈值的依据，所以图 3(c) 中的冰川消融数据在此不参与讨论。从图 3(a) 看出，裸冰 (即表碛厚度为 0 cm) 的消融速率与 3 cm 表碛厚度处消融速率相当，考虑到该处污化程度为 10%~15% 的裸冰消融速率会比无污化的裸冰消融速率大，因此从图 3(a) 可判断，该处促进冰川消融的表碛厚度阈值应该大于 3 cm。图 3(d) 两处裸冰观测点消融速率均值为 5.4 mm · d⁻¹，而两处表碛厚度为 5 cm 处的冰川消融速率均值为 9 mm · d⁻¹，相比裸冰，其消融速率增加 67%，因此，从图 3(d) 中可判断，促进冰川消融的表碛厚度应该大于 5 cm。图 3(e) 则更加直观显示，相比裸冰，4 cm 表碛厚度的冰川消融速率大幅增加。综合以上分析可判断，在珠峰绒布冰川，相比裸冰，当表碛厚度 < 5 cm 时均能促进冰川

消融,促进冰川消融的表碛厚度阈值应该 >5 cm.对比国外学者对表碛厚度阈值为 $3\sim 4$ cm的研究结果^[23],绒布冰川的表碛厚度阈值相对稍高.

通过以上分析可知,同一海拔上不同厚度表碛下的冰川消融速率有较大差异,其变化趋势大体为:当表碛厚度 >8.5 cm时,表碛越厚,消融速率越小.表碛反射率低,其热力过程完全不同于裸冰和雪的热力过程.太阳辐射和湍流交换供热先加热增温表碛层表面,然后热量再由表碛层向冰面传导,而且不同厚度表碛的热储量也不相同;在气层不稳定层结条件下,表碛层表面的一部分热量还要向上传输给空气,减少了到达冰川表面的热量.表碛改变了冰川表面的能量传输过程,从而影响冰川的消融过程进而改变冰川消融速率^[30-32].

3.2 不同观测时段的冰川消融速率

冰川消融速率除了受表碛厚度影响,还会受供给冰川消融的热量影响,不同观测时段供给冰川消融的能量不同,冰川消融速率也会有差异.因野外观测环境恶劣,在喜马拉雅山北坡地区开展的不同时期冰川消融速率观测相对较少.2009年5-10月,在珠峰绒布冰川海拔5260 m处取得的冰川消融速率(图2),为分析不同观测时段的冰川消融速率差异提供了数据基础.

从图2可看出,表碛厚度相同,但处于不同时段的各观测点的冰川消融速率差别较大.图2(a)~(d)显示,在海拔5260 m处,2009年5月15日至6月14日这段时期内,所有观测点在不同时段的平均消融速率最小值为 $3.79\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ (5月15日-6月1日),最大值为 $11.63\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ (6月4-7日),均值是 $6.99\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$.表碛厚度最小处(8.5 cm)的冰川消融速率最大,其在不同时段的价值为 $7.68\sim 16.43\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$,均值为 $12.24\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$;表碛厚度超过35 cm的各观测点消融速率相对较小,其在不同时段的价值为 $1.32\sim 10.58\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$,均值为 $5.13\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$.图2(f)~(h)显示,2009年8月23日之后,海拔5260 m处所有观测点的冰川消融速率也不相同,3个观测时段内的平均消融速率分别为 $15.0\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 $19.8\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 $6.0\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$.

冰川表面的能量收支状况决定了冰面消融,冰川消融速率受冰面能量平衡的影响^[33-34].由于气温是能量平衡过程的综合体现^[35-36],因此,不同观测时段的日均气温,尤其是日均正积温是影响冰川消融速率的主要气象要素.分析海拔5260 m处自

动气象站的正积温和冰川消融速率可看出(图4),冰川日均消融速率正相关于日均正积温.其中,8-10月所有观测点(表碛厚度均值19.2 cm)的冰川平均消融速率随正积温的线性变化倾率为6.5,而5-6月所有观测点(表碛厚度均值25.9 cm)的冰川平均消融速率随正积温的线性变化倾率为2.9.上述两观测时段内线性倾率的差异,很可能是由不同厚度表碛对冰川消融强度的影响造成的,这也在上节有阐述:即在相同正积温下,表碛越厚(25.9 cm $>$ 19.2 cm),冰川消融速率越小,冰川消融速率与正积温的线性倾率也就越小($2.9<6.5$).在其它冰川上的研究也显示^[37-42],冰川消融速率线性相关于正积温.这种线性相关的意义在于:可根据消融与气温之间的线性关系,使用在野外考察中容易获取的气温数据,计算某一海拔处的冰川消融进而估算该地区冰川融水径流量.在未来很长一段时期内,基于冰面消融量与正积温的线性关系构建的冰川消融参数-度日因子,将在冰川消融计算和冰川融水径流估算中发挥重要作用^[43].

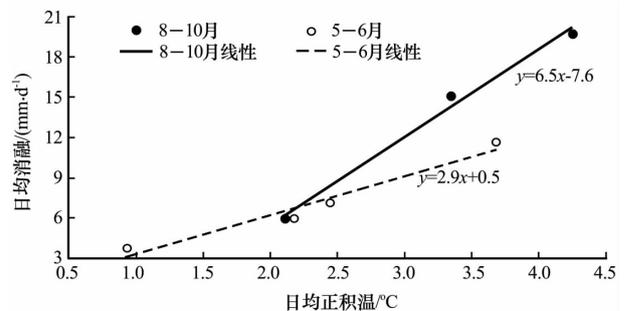


图4 2009年中绒布冰川海拔5260 m处气温和消融关系
Fig. 4 Relationship between ablation rate and air temperature on the Central Rongbuk Glacier at 5260 m a. s. l. in 2009

3.3 冰川消融速率空间分布

根据各观测点的表碛厚度、海拔和消融速率,可分析冰川消融速率的空间分布特征.1959年和2009年绒布冰川的消融观测点分别布设在绒布冰川末端附近和东绒布冰川表碛区与白冰区分界处,海拔跨度高达500 m(海拔5260~5750 m.),各观测点表碛厚度范围在0~45 cm,而且观测次数较多,这为探讨绒布冰川消融速率的空间分布特征提供了可能.绒布冰川消融速率的空间分布在图5中显示,从图可看出:1)总体上,随海拔增加,冰川表碛厚度减小;在相同的海拔处,冰川表碛厚度也不尽相同,各海拔处的表碛厚度均值随海拔的变

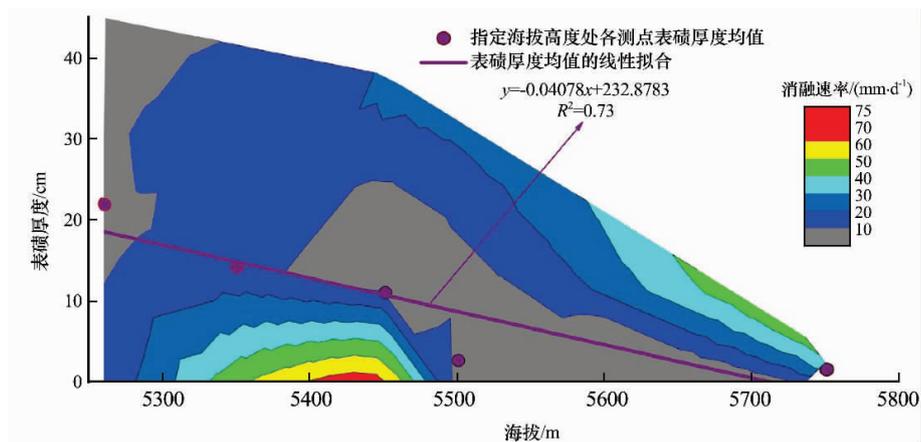


图5 珠峰绒布冰川消融速率空间分布

Fig. 5 Spatial variation of ablation rate on the Rongbuk Glacier

化趋势为： $y = -0.04078x + 232.8783$ ， $R^2 = 0.73$ ，式中： y 为表碛厚度 (cm)； x 为海拔 (m)；2) 在海拔 5 260~5 750 m 高程内，绒布冰川大部分区域的消融速率 $< 20 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ，即如果按消融期为 5—9 月总共 5 个月来计算的话，该冰川大部分区域的年消融最大值为 3 m 水当量，这和张通等^[25]于 2009 年在海拔 5 750 m 的东绒布冰川观测结果较为一致 ($2.9 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$)；3) 冰川消融速率受海拔和表碛厚度的共同影响，冰川最大消融速率 ($> 60 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$) 出现在海拔 5 400~5 450 m，此海拔处正积温较高，再加上较薄的表碛促进冰川消融，使得冰川消融速率最大。最小冰川消融速率分别出现在海拔为 5 260~5 300 m 的较低海拔地区，以及海拔 5 500~5 750 m 表碛较薄的较高海拔处。较低海拔

处的气温虽高，但表碛太厚，冰川消融受抑制；较高海拔处的薄表碛虽能促进冰川消融，但此处较低气温导致冰川消融速率也不大；而在高度适中的中海拔处，表碛相对较薄且气温也较高，冰川消融速率最大。

3.4 喜马拉雅山南北坡冰川消融速率对比

喜马拉雅山南北坡地区受南亚季风和西风环流共同影响。夏季南亚夏季风爆发产生大量降水补给冰川，而冬季受西风环流影响时仅有少量降水，因此，喜马拉雅山南北坡地区的冰川多属夏季补给型。根据喜马拉雅山南坡冰川消融速率报道，并结合珠峰绒布冰川的消融观测数据，对比分析喜马拉雅山南北坡冰川消融速率差异 (表 2)。从表 2 可看出，与北坡绒布冰川消融速率随海拔变化规律相

表 2 喜马拉雅山南北坡典型冰川消融速率对比

Table 2 Comparison of glacier ablation rates between northern and southern slopes of the Himalayas

位置	冰川名称	消融速率范围/均值 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)	海拔/m	观测时段/(年-月-日)	下垫面类型	文献来源
南坡	AX010 冰川	9.0~22.7/17.1 ^①	4 960~5 240	1978-05-25—09-25	冰、雪	[19]
	Dokriani 冰川	51.2~71.3/62.5 ^②	4 000	1992-08-21; 1992-08-22; 1992-08-24	雪	[20]
	Lirung 冰川	19.0~140.0/72.0	4 000	1996-05-11—10-23	冰崖	[21]
	Khumbu 冰川	14.0~47.0/无	5 350	1999-05-22—06-01	裸冰	[22]
	Rakhiot 冰川	10.0~220.0/59.2	3 200	1986-06-22—08-08	裸冰+表碛	[23]
北坡	中绒布冰川	1.3~25.3/8.1	5 260	2009-05-15—10-17	表碛	本研究
		7.6~57.0/23.5	5 350	1959-07-08—07-20	表碛	[24]
		3.2~63.0/13.4	5 450	1959-03-25—06-19	污化冰+表碛	[24]
		3.8~12.2/7.2	5 500	1959-05-15—06-09	裸冰+表碛	[24]
	东绒布冰川	12.4~45.0/27.5	5 750	2009-06-10—06-14	裸冰+表碛	本研究

注：①据文献[19]中图 8 获得；②文献[20]中 08:00—14:00 时的消融数据。

似,喜马拉雅山南坡各冰川消融速率随海拔变化的大体趋势为:较低海拔地区的消融速率较小,中海拔地区的消融速率大,高海拔地区冰川消融速率又较小。对比喜马拉雅山南北坡消融速率可看出,虽然南北坡各冰川消融观测点的海拔、观测时段,下垫面性质不同,但总体来讲,喜马拉雅山南坡各冰川的平均消融速率大于北坡冰川的消融速率。南坡有观测记录冰川的平均消融速率值为 $17.1 \sim 72.0 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,均值为 $52.7 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$;北坡绒布冰川平均消融速率值为 $7.2 \sim 27.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$;均值为 $15.9 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。喜马拉雅山对南亚夏季风的阻挡使得南坡降水较多,冰川发育的海拔下限较低,冰面气温相对较高,供给冰川消融能量较大,因此相比北坡,喜马拉雅山南坡冰川消融速率较大。

4 结论与讨论

本文根据珠峰北坡绒布冰川消融数据,分析了绒布冰川不同表碛厚度、不同观测时段、不同海拔的冰川消融速率特征,给出了绒布冰川消融速率空间变化规律。结合喜马拉雅山南坡冰川消融速率,对比分析了喜马拉雅山南北坡地区的冰川消融速率。主要得到以下结论:

(1) 总体上,珠峰北坡绒布冰川的表碛厚度随海拔升高而降低。

(2) 在珠峰绒布冰川,促进冰川消融的表碛厚度阈值 $> 5 \text{ cm}$ 。表碛厚度 $> 8.5 \text{ cm}$ 时,冰川消融速率随表碛厚度增加而减小,而且不同厚度表碛下的冰川消融速率差别较大。海拔 5260 m 、 5350 m 、 5450 m 、 5500 m 和 5750 m 处冰川平均消融速率分别为 $3.8 \sim 13.0 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (均值 $7.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)、 $7.3 \sim 57 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (均值 $23.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)、 $3.2 \sim 63.0 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (均值为 $13.4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)、 $3.8 \sim 12.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (均值为 $7.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)、 $12.4 \sim 45.0 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (均值为 $27.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)。

(3) 珠峰绒布冰川的消融速率受表碛厚度和气温的综合影响。随海拔升高,冰川消融速率先升后降。绒布冰川大部分区域的消融速率 $< 20 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,其最大消融速率 ($> 60 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$) 出现在海拔 $5400 \sim 5450 \text{ m}$ 处。

(4) 不同观测时段的冰川消融速率显示,冰川日均消融速率与日均正积温正相关。这在珠峰绒布冰川表碛覆盖区应用度日因子方法估算冰川消融和融水径流提供了依据。

(5) 受地形影响,喜马拉雅山南坡降水多,气

温高,南坡冰川消融速率大于北坡冰川消融速率。

2009年的野外观测是在绒布冰川上有表碛覆盖地区进行的,在观测过程中,表碛基本不受人为扰动,现场观测条件基本反映了真实的野外环境,因此,获得的消融速率数据质量相对较高。但是,这也导致冰面上覆表碛厚度不能人为控制,从而不能获取各种表碛厚度下的冰川消融速率,进而无法准确判断促进冰川消融的表碛厚度阈值。绒布冰川表碛覆盖区地形破碎化严重,而且起伏较大,有些观测点仅在个别观测时期才能到达(强消融期水涨,道路冲毁),因此,在这些观测点取得的冰川消融观测数据相对较少。喜马拉雅山高山区存在相对稳定的气温直减率^[44],随着喜马拉雅山地区气候变暖^[45],高山区的冰川消融速率本身就会增大。而本文使用的冰川消融速率数据的年代相差 50 a (1959年、2009年),因此1959年观测点的海拔在 50 a 之后的2009年很可能会降低,因此把这两个年度的冰川消融速率放在一起探讨绒布冰川消融速率的空间分布特征,可能会造成认识偏差。但考虑到冰川是流体,各观测点的冰川物质损失会由冰川上部补充,而且有关山区气温升高幅度较大的结论大多是基于海拔稍高的气象站数据得出,而对于像珠峰这样甚高海拔地区的气温变化幅度,目前由于缺乏长时间序列的实测数据而不能准确判定,因此估计由气温升高和海拔降低两个要素对冰川消融速率的影响不会很大。

表碛扰动和观测频率也可能会对消融速率产生影响。如图2(f)和(g)所示,相比其他观测点,一表碛厚度为 25 cm 处的消融速率在8月底很小,而9月初消融速率却很大,这很可能是由人为扰动表碛所致。初次埋设花杆进行第一次观测时,表碛受扰动变蓬松;且这种蓬松状态很可能会一直持续到第二次观测,导致第二次测量得到的花杆高度值偏大,计算得到的消融速率值偏小。随着冰川消融,表碛被压实,到第三次观测时,第二次观测误差被累加到本次观测中,导致第三次观测得到的冰川消融速率偏大。如果减小观测频率,加大前后两次观测的时间间隔(假如取消8月31日的观测,将第二次观测时间改在9月4日),则上述观测误差可能不会出现,如图2(i)所示,在整个观测期(8月23日至10月17日),上述观测点的消融速率值则较为合理。另外人工测量、地形、坡度、坡向等对冰川消融速率也会带来影响,由于缺乏数据,本文在此暂不能讨论这些要素造成的影响。

参考文献 (References):

- [1] Barnett T P, Pierce D W, Hidalgo H G, *et al.* Human-induced changes in the hydrology of the western United States [J]. *Science*, 2008, **319**: 1080—1083.
- [2] Bookhagen B, Burbank D W. Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2010, **115**(F3), doi: 10.1029/2009JF001426.
- [3] Ren Jiawen, Qin Dahe, Jing Zhefan. Climatic warming causes the glacier retreat in Mt. Qomolangma [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1998, **20**(2): 184—185. [任贾文, 秦大河, 井哲帆. 气候变暖使珠穆朗玛峰地区冰川处于退缩状态[J]. *冰川冻土*, 1998, **20**(2): 184—185.]
- [4] Ren Jiawen, Qin Dahe, Kang Shichang, *et al.* Glacier variations and climate warming and drying in the central Himalayas [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, **49**(1): 65—69. [任贾文, 秦大河, 康世昌, 等. 喜马拉雅山中段冰川变化及气候暖干化特征[J]. *科学通报*, 2003, **48**(23): 2478—2482.]
- [5] Zhang Dongqi, Xiao Cunde, Qin Dahe. Himalayan glaciers fluctuation over the last decades and its impact on water resources [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2009, **31**(5): 885—895. [张东启, 效存德, 秦大河. 近几十年来喜马拉雅山冰川变化及其对水资源的影响[J]. *冰川冻土*, 2009, **31**(5): 885—895.]
- [6] Liu Weigang, Ren Jiawen, Qin Xiang, *et al.* A study of hydrological process around Rongbuk Glacier, Mt. Qomolangma [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, **28**(5): 663—667. [刘伟刚, 任贾文, 秦翔, 等. 珠穆朗玛峰绒布冰川水文过程初步研究[J]. *冰川冻土*, 2006, **28**(5): 663—667.]
- [7] Liu Weigang, Ren Jiawen, Qin Xiang, *et al.* Hydrological characteristics of the runoff yield and runoff confluence in the Rongbuk Glacier catchment in Mt. Qomolangma, central Himalayas, China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(2): 367—372. [刘伟刚, 任贾文, 秦翔, 等. 珠穆朗玛峰绒布冰川消融与产汇流水文特征分析[J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(2): 367—372.]
- [8] Liu Weigang, Ren Jiawen, Liu Jingshi, *et al.* Runoff simulation of the Rongbuk Glacier watershed around the Mt. Qomolangma, central Himalaya, using HCYMODEL [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(6): 1449—1459. [刘伟刚, 任贾文, 刘景时, 等. 喜马拉雅山珠峰绒布冰川流域径流模拟研究[J]. *冰川冻土*, 2012, **34**(6): 1449—1459.]
- [9] Scherler D, Bookhagen B, Strecker M R. Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover [J]. *Nature Geoscience*, 2011, **4**(3): 156—159.
- [10] Cui Hang, Wang Jie. The methods for estimating the equilibrium line altitudes of a glacier [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(2): 345—354. [崔航, 王杰. 冰川物质平衡线的估算方法[J]. *冰川冻土*, 2013, **35**(2): 345—354.]
- [11] Wang Guoya, Shen Yongping. The effect of change in glacierized area on the calculation of mass balance in the Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, **33**(1): 1—7. [王国亚, 沈永平. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川面积变化对物质平衡计算的影响[J]. *冰川冻土*, 2011, **33**(1): 1—7.]
- [12] Zhang Guofei, Li Zhongqin, Wang Wenbin, *et al.* Change processes and characteristics of mass balance of the Ürümqi Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River, Tianshan Mountains, during 1959—2009 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(6): 1301—1309. [张国飞, 李忠勤, 王文彬, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 1959—2009 年物质平衡变化过程及特征研究[J]. *冰川冻土*, 2012, **34**(6): 1301—1309.]
- [13] Yao Tandong, Pu Jianchen, Tian Lide, *et al.* Recent rapid retreat of the Naimona'nyi Glacier in southwestern Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, **29**(4): 503—508. [姚檀栋, 蒲健辰, 田立德, 等. 喜马拉雅山脉西段纳木那尼冰川正在强烈萎缩[J]. *冰川冻土*, 2007, **29**(4): 503—508.]
- [14] Ma Linglong, Tian Lide, Pu Jianchen, *et al.* Recent area and ice volume change of Kangwure Glacier in the middle of Himalayas [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, **55**(20): 2088—2096. [马凌龙, 田立德, 蒲健辰, 等. 喜马拉雅山中段抗物热冰川的面积和冰储量变化[J]. *科学通报*, 2010, **55**(18): 1766—1774.]
- [15] Zhang Tingbin, Zhang Jianping, Wu Hua, *et al.* Variation of the glaciers in Nyingchi Municipality of Tibet Autonomous Region during 1990—2000 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, **33**(1): 14—20. [张廷斌, 张建平, 吴华, 等. 1990—2000 年间西藏林芝地区冰川变化研究[J]. *冰川冻土*, 2011, **33**(1): 14—20.]
- [16] Ye Qinghua, Chen Feng, Yao Tandong, *et al.* Tupu of glacier variations in the Mt. Naimona'nyi region, western Himalayas, in the last three decades [J]. *Journal of Remote Sensing*, 2007, **11**(4): 511—520. [叶庆华, 陈锋, 姚檀栋, 等. 近 30 年来喜马拉雅山脉西段纳木那尼峰地区冰川变化的遥感监测研究[J]. *遥感学报*, 2007, **11**(4): 511—520.]
- [17] Li Zhiguo, Yao Tandong, Ye Qinghua, *et al.* Glaciers in the upstream Manla reservoir in the Nianchu River basin, Tibet: Shrinkage and impact [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(4): 650—658. [李志国, 姚檀栋, 叶庆华, 等. 西藏年楚河满拉水库上游冰川变化及其影响[J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(4): 650—658.]
- [18] Yamada T, Shiraiwa T, Iida H, *et al.* Fluctuations of the glaciers from the 1970s to 1989 in the Khumbu, Shorong and Langtang regions, Nepal Himalayas [J]. *Bulletin of Glacier Research*, 1992, **10**: 11—19.
- [19] Kayastha R B, Ageta Y, Nakawo M. Positive degree-day factors for ablation on glaciers in the Nepalese Himalayas: case study on Glacier AX010 in Shorong Himal, Nepal [J]. *Bulletin of Glaciological Research*, 2000, **17**: 1—10.

- [20] Singh P, Ramasastry K S, Singh U K, *et al.* Hydrological characteristics of the Dokriani Glacier in the Garhwal Himalayas[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 1995, **40**(2): 243—257.
- [21] Sakai A, Nakawo M, Fujita K. Melt rate of ice cliffs on the Lirung Glacier, Nepal Himalayas, 1996[J]. *Bulletin of Glacier Research*, 1998, **16**: 57—66.
- [22] Takeuchi Y, Kayastha R B, Nakawo M. Characteristics of ablation and heat balance in debris-free and debris-covered areas on Khumbu Glacier, Nepal Himalayas, in the pre-monsoon season[C]//Nakawo M, Raymond C F, Fountain A. *Debris-Covered Glaciers*; IAHS Publication No. 264. Wallingford, Oxfordshire, England; IAHS Press, 2000; 53—62.
- [23] Mattson L E, Gardner J S, Young G J. Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya [C]//Young G J. *Snow and Glacier Hydrology*; IAHS Publication No. 209. Wallingford, Oxfordshire, England; IAHS Press, 1993; 289—296.
- [24] Shi Yafeng. *Concise Glacier Inventory of China*[M]. Shanghai: Shanghai Popular Science Press, 2005; 142. [施雅风. 简明中国冰川目录[M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2005; 142.]
- [25] Zhang Tong, Xiao Cunde, Qin Xiang, *et al.* Ice thickness observation and landform study of East Rongbuk Glacier, Mt. Qomolangma [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(5): 1059—1066. [张通, 效存德, 秦翔, 等. 珠穆朗玛峰东绒布冰川厚度测量与地形特征分析[J]. *冰川冻土*, 2012, **34**(5): 1059—1066.]
- [26] Zhang Tong, Xiao Cunde. Study of the modeling of seracs landform based on fractal theory[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(1): 49—55. [张通, 效存德. 基于分形的冰塔林形态模拟初探[J]. *冰川冻土*, 2012, **34**(1): 49—55.]
- [27] Ye Qinghua, Zhong Zhenwei, Kang Shichang, *et al.* Monitoring glacier and supra-glacier lakes from space in Mt. Qomolangma region of the Himalayas on the Tibetan Plateau in China[J]. *Journal of Mountain Science*, 2009, **6**(3): 211—220.
- [28] Tibetan Scientific Expedition Team of Chinese Academy of Sciences. Report of Scientific Expedition in Mt. Qomolangma Region (1966—1968): *Modern Glacier and Geomorphology*[M]. Beijing: Science Press, 1975; 65—70. [中国科学院西藏科学考察队. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968): 现代冰川与地貌[M]. 北京: 科学出版社, 1975; 65—70.]
- [29] Östrem G. Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges[J]. *Geografiska Annaler*, 1959, **41**(4): 228—230.
- [30] Sugiyama S. Influence of surface debris on summer ablation in Unteraar- and Lauteraargletscher, Switzerland[J]. *Bulletin of Glaciological Research*, 2003, **20**: 41—47.
- [31] Kayastha R B, Takeuchi Y, Nakawo M, *et al.* Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, using a positive degree-day factor [C]//Nakawo M, Raymond C F, Fountain A. *Debris-Covered Glaciers*; IAHS Publication No. 264. Wallingford, Oxfordshire, England; IAHS Press, 2000; 71—81.
- [32] Kang Ersi, Zhu Shousen, Huang Mingmin. Characteristics of Glacier Hydrology in Mt. Tuomuer Region[M]//Mountain-Engineering Scientific Expedition Team of Chinese Academy of Sciences. *Glacier and Meteorology in Mt. Tuomuer Region, Tianshan Mountains*. Ürümqi: Xinjiang People's Publishing House, 1985; 99—119. [康尔泗, 朱守森, 黄明敏. 托木尔峰地区的冰川水文特征[M]//中国科学院登山科学考察队. 天山托木尔峰地区的冰川与气象. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1985; 99—119.]
- [33] Yang Xingguo, Qin Dahe, Qin Xiang. Progress in the study of interaction between ice/snow and atmosphere[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(2): 392—402. [杨兴国, 秦大河, 秦翔. 冰川/积雪-大气相互作用研究进展[J]. *冰川冻土*, 2012, **34**(2): 392—402.]
- [34] Zhang Jian, He Xiaobo, Ye Baisheng, *et al.* Recent variation of mass balance of the Xiao Dongkemadi Glacier in the Tanggula Range and its influencing factors[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(2): 263—271. [张健, 何晓波, 叶柏生, 等. 近期小冬克玛底冰川物质平衡变化及其影响因素分析[J]. *冰川冻土*, 2013, **35**(2): 263—271.]
- [35] Sun Weijun, Qin Xiang, Ren Jiawen, *et al.* Surface energy balance in the accumulation zone of the Laohugou Glacier No. 12 in the Qilian Mountains during ablation period[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, **33**(1): 38—46. [孙维君, 秦翔, 任贾文, 等. 祁连山老虎沟 12 号冰川积累区消融期能量平衡特征[J]. *冰川冻土*, 2011, **33**(1): 38—46.]
- [36] Ohmura A. Physical basis for the temperature-based melt-index method[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2001, **40**(4): 753—761.
- [37] Liu Shiyin, Ding Yongjian, Wang Ninglian, *et al.* Mass balance sensitivity to climate change of the Glacier No. 1 at the Ürümqi River head, Tianshan Mts. [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1998, **20**(1): 9—13. [刘时银, 丁永建, 王宁练, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡对气候变化的敏感性研究[J]. *冰川冻土*, 1998, **20**(1): 9—13.]
- [38] Braithwaite R J, Zhang Yu. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model[J]. *Journal of Glaciology*, 2000, **46**(152): 7—14.
- [39] Kayastha R B, Ageta Y, Nakawo M, *et al.* Positive degree-day factors for ice ablation on four glaciers in the Nepalese Himalayas and Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Bulletin of Glaciological Research*, 2003, **20**: 7—14.
- [40] Wu Qianru, Kang Shichang, Gao Tanguang, *et al.* The characteristics of the positive degree-day factors of the Zhadang Glacier of the Nyainqentanglha Range of Tibetan Plateau, and its application[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(5): 891—897. [吴倩如, 康世昌, 高坛光, 等. 青藏高原纳木错流域扎当冰川度日因子特征及其应用[J]. *冰川冻土*

- 土, 2010, **32**(5): 891—897.]
- [41] Qiao Chengjun, He Xiaobo, Ye Baisheng. Study of the degree-day factors for snow and ice on the Dongkemadi Glacier, Tanggula Range[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(2): 257—264. [谯程骏, 何晓波, 叶柏生. 唐古拉山冬克玛底冰川雪冰度日因子研究[J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(2): 257—264.]
- [42] Yang Kang. The progress of Greenland Ice Sheet surface ablation research [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(1): 101—109. [杨康. 格陵兰冰盖表面消融研究进展[J]. *冰川冻土*, 2013, **35**(1): 101—109.]
- [43] Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas [J]. *Journal of Hydrology*, 2003, **282**(1/4): 104—115.
- [44] Liu Weigang, Zhang Dongqi, Liu Jingfeng, *et al.* A study on temperature lapse rate on the northern and southern slopes of the central Himalayas[J]. *Journal of Arid Meteorology*, 2013, **31**(2): 240—245. [刘伟刚, 张东启, 柳景峰, 等. 喜马拉雅山中段地区气温直减率变化特征[J]. *干旱气象*, 2013, **31**(2): 240—245.]
- [45] Zhang Dongqi, Xiao Cunde, Liu Weigang. Analysis on Himalayan climate change in 1951—2010[J]. *Advances in Climate Change Research*, 2012, **8**(2): 110—118. [张东启, 效存德, 刘伟刚. 喜马拉雅山区 1951—2010 年气候变化事实分析[J]. *气候变化研究进展*, 2012, **8**(2): 110—118.]

Analyzing the Ablation Rate Characteristics of the Rongbuk Glacier on the Mt. Qomolangma, Central Himalayas

LIU Wei-gang^{1, 2}, XIAO Cun-de^{2, 3}, LIU Jing-shi⁴, SHEN Yong-ping², ZHANG Dong-qi^{3, 2},
LIU Jing-feng², ZHANG Tong², HOU Dian-jiong⁵, LIN Xia⁶

(1. *Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration / Key Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of Gansu Province/Key Laboratory of Arid Climate Change and Disaster Reduction of China Meteorological Administration*, Lanzhou Gansu 730020, China; 2. *State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China*; 3. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*; 4. *Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China*; 5. *Gansu Province Exploration Institute of Coal Geology, Lanzhou Gansu 730000, China*; 6. *No. 1 Middle School of Taian, Shandong Province, Taian Shandong 271000, China*)

Abstract: Based on the ablation data obtained in 1959 and 2009, ablation rates of the Rongbuk Glacier, a debris-covered glacier located on the northern slopes of the Mt. Qomolangma, were analyzed in this paper. Debris thickness decreased along with altitude. Ablation rates varied considerably with various thicknesses of debris. When debris thickness was larger than 8.5 cm, glacier ablation rate decreased with the increasing thickness of debris. The threshold debris thickness which could accelerate the glacier melting was larger than 5 cm. Both temperature and debris thickness comprehensively controlled the glacier ablation rate, which could be illustrated in detail as follows: In the low and high parts of this debris-covered glacier,

ablation rates were both relatively lower since thicker debris and lower temperature at these two parts mentioned above suppressed glacier ablation, resulted from less energy supplied to the melting front; Nevertheless, in the middle part of the glacier, thin debris together with relatively high temperature led to higher glacier ablation rate. Ablation rate was less than $20 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ in most parts of the glacier with a maximum ablation rate at the altitude range of 5 400~5 450 m a. s. l. Daily ablation rate was positively correlated with daily mean temperature. Glacier ablation rate in the southern Himalayan was larger than that in the northern Himalayas.

Key words: Himalayas; Mt. Qomolangma; glacier ablation; debris