

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0146

ZOU Xiaowei, SUN Weijun, YANG Diyi, et al. Effect of cloud on surface energy balance of Laohugou Glacier No. 12, Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(2):342-356. [邹小伟, 孙维君, 杨堤益, 等. 云量对祁连山老虎沟 12 号冰川表面能量平衡的影响[J]. 冰川冻土, 2021, 43(2):342-356.]

云量对祁连山老虎沟 12 号冰川表面能量平衡的影响

邹小伟¹, 孙维君¹, 杨堤益², 王英珊¹, 李延召³,
晋子振³, 杜文涛³, 秦翔³

(1. 山东师范大学 地理与环境学院, 山东 济南 250014; 2. 浙江省海宁市气象局, 浙江 海宁 314400; 3. 中国科学院 西北生态环境资源研究院 冰冻圈科学国家重点实验室 祁连山冰川与生态环境综合观测研究站, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 为探讨云量对冰川表面能量平衡(SEB)的影响, 利用架设在老虎沟 12 号冰川(简称 12 号冰川)消融区(4 550 m a. s. l.) 的自动气象站资料, 结合能量平衡模型计算各能量分量并分析其季节变化, 通过云量参数化方案获取云量因子并量化其对冰川表面能量收支的影响。结果表明: 净短波辐射为冰川表面主要的能量来源(92%), 净长波辐射为主要能量支出(61%), 二者均受云量影响, 但云的短波辐射效应更强($-37 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)。云量通过影响辐射收支和湍流通量进而影响冰川表面能量收支, 随云量的增加, 冰川表面获得的能量减少, 冰川消融速率降低。与其他区域的冰川表面能量收支对比, 除地理位置、反照率、气温等因素外, 海拔和云量的影响也非常显著。

关键词: 祁连山; 老虎沟 12 号冰川; 表面能量平衡; 云量; 冰川消融; 辐射

中图分类号: P343.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)02-0342-15

0 引言

近年来, 在全球气候变化背景下, 冰川、冻土、积雪等冰冻圈要素的快速变化对全球生态环境、海平面变化和水资源安全产生了重要影响^[1], 引起了国内外学者的广泛关注。冰冻圈要素的变化是全球气候变化的研究热点之一, 冰冻圈要素的物理过程即表面能量和物质平衡, 是冰冻圈与大气圈联系的纽带, 深入了解两者之间的联系机制, 有助于了解冰冻圈要素过去和现在的状态, 提高预测未来气候状态的精度。

近几十年研究发现, 青藏高原上的冰川一直处于退缩状态, 冰川物质处于负平衡状态^[2-5], 冰川物质损失主要是由冰-气相互作用不平衡导致^[6], 可以用冰川表面能量平衡描述。冰-气相互作用界面的能量平衡受冰川区气象条件和冰川表面物理性质的控制^[7-8], 而净短波辐射和气温是影响冰川消融的

主导因子^[9]。净短波辐射是冰川表面最主要的能量来源, 净长波辐射是主要的能量支出, 二者主要受云量影响。云量影响冰川表面的辐射收支, 使大气中气温、水汽、风速、气溶胶等因素在不同云量条件下呈现出明显的差异, 对冰川表面辐射及湍流等产生影响, 进一步影响冰川消融。

近十年来, 云量对冰川表面能量平衡影响研究在南、北极及全球其他地区的山地冰川区域被广泛开展^[1,10-12]。Walsh 等^[13]讨论了北极地区云辐射和温度的相关关系, 在 9 月至次年 3 月的阴天条件下, 最大的云辐射强迫约 $20 \sim 30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 地表温度比晴空条件下高 $6 \sim 9 \text{ }^\circ\text{C}$ 。Van den Broeke 等^[11]研究表明冰川表面能量收支在云量影响下产生的变化与大气边界层的变化几乎一致。Sicart 等^[14]研究表明, 在山地冰川区, 云量主导着向下长波辐射的变化。Conway 等^[1]研究表明云量对冰川表面能量收支的

收稿日期: 2020-12-09; 修订日期: 2021-03-08

基金项目: 国家自然科学基金项目(41971073;42071018); 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0106); 中科院“西部之光”人才项目“祁连山典型流域黑碳影响雪冰消融及其水文效应评估”资助

作者简介: 邹小伟, 硕士研究生, 主要从事极地冰-气相互作用研究. E-mail: xiaoweizou14@163.com

通信作者: 孙维君, 副教授, 主要从事冰川气象研究. E-mail: sun1982wj@163.com

影响存在季节差异,春季和秋季阴天的影响最为强烈。Yamanouchi^[15]讨论了云量影响地表的辐射收支对北极放大效应(变暖)的贡献,在温暖状态下,云量可以使向下长波辐射从 $170 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 增加到 $320 \sim 330 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。Chen 等^[16]利用 2011—2012 年观测的气象数据研究了云量对老虎沟 12 号冰川消融的影响,在 7—8 月,受云量影响削弱的入射短波辐射量大于增加的向下长波辐射量,对冰川消融产生抑制作用,而 Van Tricht 等^[17]利用卫星观测、气候模型数据和雪模型模拟的独特组合表明,云对格陵兰冰盖的融水再冻结有抑制作用,从而加速裸冰的暴露、增加融水径流。还有一些研究详细介绍了冰川表面能量平衡受云量影响产生的变化与冰川表面边界层性质的变化相一致^[18]。基于以上研究发现,云量对能量平衡的研究主要集中在南极和北极地区的冰川,青藏高原地区云量对能量收支及冰川消融的影响研究相对较少。

为加深对青藏高原地区典型大陆型冰川的冰-气相互作用以及云量对冰川消融物理过程影响的理解,在祁连山西段的老虎沟 12 号冰川(简称 12 号冰川)消融区开展了能量平衡试验观测研究。基于观测的气象数据和雪深数据,结合能量平衡模型开展了 12 号冰川消融模拟研究,通过短波辐射参数化方案计算 12 号冰川云量,定量分析云量因子对冰川表面能量收支及冰川消融的影响。以上研究对于揭示典型大陆型冰川上云量变化对冰川表面能量收支影响研究具有一定的借鉴意义,同时还可以为探讨大陆型冰川对气候变化响应研究奠定一定的数据基础。

1 研究区概况

祁连山为河西走廊重要的水源地。祁连山老虎沟 12 号冰川(冰川编目 5Y448D0012, $39^{\circ}26.4' \text{ N}$, $96^{\circ}32.5' \text{ E}$)位于青藏高原东北部(图 1),祁连山西

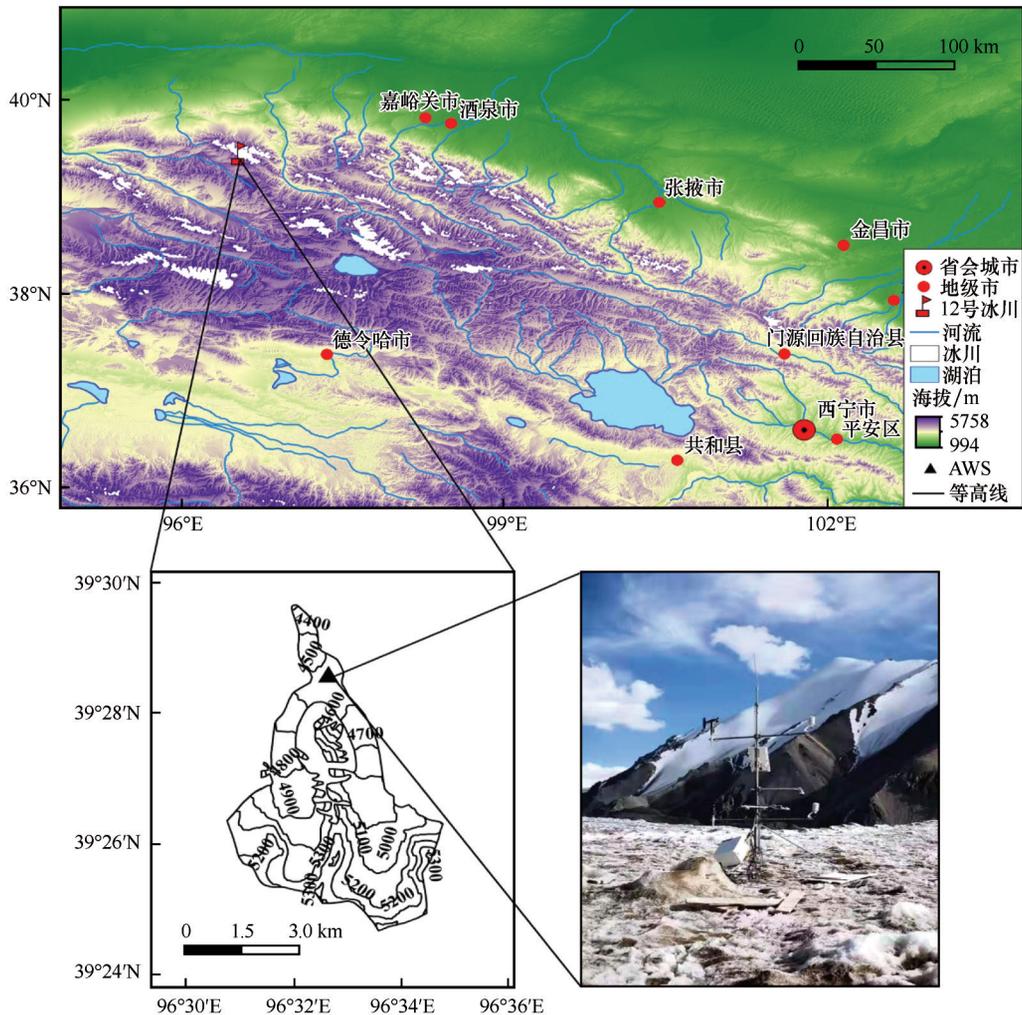


图 1 老虎沟 12 号冰川位置及自动气象站(AWS)位置

Fig. 1 The location of the Laohugou Glacier No. 12 and AWS

麓,冰川面积约为21.03 km²,全长约为9.8 km^[19],由东西两支冰川组成的,东西冰川平均厚度分别约为190 m和150 m^[20],冰川海拔最高处5 483 m a. s. l.,冰川末端4 260 m a. s. l.。12号冰川常年受到西风环流的影响,海拔4 550 m a. s. l.处(消融区)年降水量约为377 mm,且主要集中在5—9月,年平均气温为-9.2℃,夏季气温高于0℃^[21],气温季节变化较大,属于典型的大陆型冰川^[22]。冰川末端流速小于中部,冰川由南向北流动,冰川西侧分支移动速率相对较大,2014—2016年最大移动速率为2.56 m·d⁻¹^[23]。

2 数据与方法

2.1 数据来源与处理

自动气象站(automatic weather station, AWS)(图1)架设在12号冰川消融区4 550 m a. s. l.处相对平坦开阔的冰川表面,测量的气象要素包括气温、相对湿度、气压、风速风向、降水以及辐射四分

量,其中降水数据是通过T200B观测得到。所有的数据被数据采集器(CR1000)记录,每10 s采集一次数据,半小时输出一次平均值。在12号冰川4 550 m a. s. l.处布设2 m×2 m消融场,共9根花杆进行冰川表面消融观测^[24]。文中采用的时间均为北京时间,气象站传感器安装配置见表1。

气象数据异常值主要采取剔除、插补等方法进行修正,对于缺失值通过线性插值得到^[5]。反照率通过反射短波辐射与入射短波辐射之比计算得到,辐射传感器表面被雪覆盖或结冰导致入射短波辐射被低估,导致反照率大于1,参考Østby等^[25]的修正方法:入射短波辐射=反射短波辐射×1.1。此外,受到传感器安装高度的影响,向上长波辐射受到空气中反射的长波辐射影响,导致向上长波辐射大于315 W·m⁻²,根据斯蒂芬-玻尔兹曼定律^[26],受冰/雪融点的影响,向上长波辐射小于等于315 W·m⁻²,当出现大于315 W·m⁻²时,修正为315 W·m⁻²。

表1 AWS传感器各项参数
Table 1 Sensor information of AWS

气象要素	传感器型号	测量范围	精度	架设高度
气温	Vaisala41382	-40~60℃	±0.2℃	1.5 m, 3.5 m
相对湿度	Vaisala41382	0~100%	±2%	1.5 m, 3.5 m
气压	PTB210	50~1 300 hPa	±0.5 hPa	1.5 m, 3.5 m
风速	Young05103	0~60 m·s ⁻¹	±0.3 m·s ⁻¹	1.5 m, 3.5 m
风向	Young05103	0~360°	±3°	1.5 m, 3.5 m
降水量	T200B	0~600 mm	±0.1 mm	1.7 m
短波辐射	Kipp & Zonen	0.305~2.8 μm	±10%日总量	1.5 m
长波辐射	Kipp & Zonen	5~50 μm	±10%日总量	1.5 m

2.2 方法

2.2.1 云量

云量的日值(06:30—18:30,北京时间)可以用云量因子(无量纲)表示^[27],计算云量因子的方案有很多,包括长波辐射^[11]、短波辐射^[27]、相对湿度^[28]等方案,其中,Favier等^[27]和Sicart等^[29]分别在Antizana冰川和Zongo冰川利用短波辐射方案中的经验性公式计算云量因子,能够很好的描述天空中云量的变化,故选择该参数化方案在12号冰川进行云量因子计算:

$$n = 1.3 - 1.4 \left(\frac{S_{in}}{S_{TOA}} \right) \quad (1)$$

式中: n 为云量因子; S_{in} 为入射短波辐射;大气层顶辐射 S_{TOA} 计算参考Kumar等^[30]的方案:

$$S_{TOA} = S_0 \left(1 + 0.0344 \cos \left(\frac{360^\circ N}{365} \right) \right) \sin(\alpha) \quad (2)$$

$$\sin(\alpha) = \sin(L) \sin(\delta_s) + \cos(L) \cos(\delta_s) \cos(h_s) \quad (3)$$

$$\delta_s = 23.45 \sin \left(\frac{360^\circ (284 + N)}{365} \right) \quad (4)$$

式中: S_0 为太阳常数,取值1 367 W·m⁻²^[31]; N 为日序数; α 为太阳高度角; L 为观测点纬度; δ_s 为太阳赤纬; h_s 为时角。

阴晴天的划分参考Van den Broeke等^[11]云量因子(0.3/0.7)划分方法,不考虑降水的影响,本次分析主要通过月均值数据进行分析。

2.2.2 能量平衡方程

冰川表面的能量平衡公式如下^[32]:

$$Q_m = S_{in} + S_{out} + L_{in} + L_{out} + H + LE + G \quad (5)$$

式中: Q_m 为冰川消融耗热[当冰川表面温度达到融点(273.15 K),冰川产生消融]; S_{in} 和 S_{out} 分别为入射

和反射短波辐射; L_{in} 和 L_{out} 分别为向下和向上长波辐射; H 和 LE 分别为冰川表面的感热和潜热通量; G 为地表热通量, 占能量支出不足 1%^[5], 与其他能量相比非常小, 一般忽略不计。上述各项均以冰川表面获得能量为正, 失去能量为负, 单位为 $W \cdot m^{-2}$ 。

(1) 感热和潜热

整体空气动力学法计算冰川表面湍流通量被广泛应用^[5], 因此感热和潜热通量可以表示为:

$$H = \rho_a C_p C_H u (T_a - T_s) \quad (6)$$

$$LE = \rho_a L_v C_E u (q - q_s) \quad (7)$$

式中: ρ_a 为当地空气密度 ($kg \cdot m^{-3}$); u 、 T_a 和 q 为测量高度 z 处的平均风速、气温和比湿度; T_s 和 q_s 分别为冰川表面温度和比湿度, 其中 T_s 利用向上长波辐射通过斯蒂芬-玻尔兹曼定律计算得到^[26]; C_p 为空气定压比热 ($1005.7 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$); L_v 为蒸发或升华潜热 ($T_s = 273.15 K$, 为 $2.50110^6 J \cdot kg^{-1}$, $T_s < 273.15 K$, 为 $2.834 \times 10^6 J \cdot kg^{-1}$); C_H 和 C_E 分别为热量和水汽输送系数, 计算的均值均为 0.0014。

地表粗糙度 z_{om} 是计算湍流过程中最为关键的参数, 在近中性大气层结下利用两层风速计算^[32]:

$$\ln(z_{om}) = \frac{u_1 \ln z_2 - u_2 \ln z_1 - u_1(\psi_2 - \psi_0) + u_2(\psi_1 - \psi_0)}{u_2 - u_1} \quad (8)$$

式中: u_1 、 u_2 分别为不同高度层的观测风速; ψ_0 、 ψ_1 和 ψ_2 分别为在 z_{om} 、 z_1 和 z_2 处的稳定度校正函数 ψ_m , 是 z/L 的函数, 其中 z 为传感器安装高度, L 为莫宁-奥布霍夫 (Monin-Obukhov) 长度^[33]:

$$L = \frac{u_*^2 \theta}{gK(\theta_* + 0.62\theta q_*)} \quad (9)$$

式中: u_* 、 θ_* 和 q_* 分别为动量 ($m \cdot s^{-1}$)、热量 (k) 和水汽 ($g \cdot kg^{-1}$) 湍流尺度; K 为卡曼常数 (Karman constant), 为 0.4, 稳定度校正方案分别采用 ($z/L > 0$) Holtslag (1988)^[34] 和 ($z/L < 0$) Dyer (1974)^[35] 方案, 热量和水汽粗糙长度通过 Andreas (1987) 方案^[36] 计算得到。

(2) 冰川消融量

冰川融化量和蒸发/升华量之和为冰川消融量, 分别利用 Q_m 和 LE 计算冰川的消融速率 M ^[37] 和蒸发/升华速率 M_E ^[38], 单位为 $mm \text{ w. e. } \cdot s^{-1}$:

$$M = \frac{Q_m}{\rho \times L_m} \quad (10)$$

$$M_E = \frac{LE}{\rho \times L_v} \quad (11)$$

式中: ρ 为水的密度 ($1000 kg \cdot m^{-3}$); L_m 为冰的溶解潜热 ($3.34 \times 10^5 J \cdot kg^{-1}$); L_v 为蒸发/升华潜热 ($T_s =$

$273.15 K$, $L_v = 2.501 \times 10^6 J \cdot kg^{-1}$, 当 $T_s < 273.15 K$, $L_v = 2.834 \times 10^6 J \cdot kg^{-1}$)。

(3) 冰川表面物质平衡

冰川表面物质平衡 (SMB) 是消融和累积的代数和, 是冰川水热状态的综合反映^[39]。12 号冰川表面物质平衡是通过花杆观测得到, 在维护 AWS 时测量消融, 取 9 根花杆的平均读数作为间隔时间的表面消融, 通过乘以雪/冰密度将消融转化为水当量, 采用的冰的密度为 $890 kg \cdot m^{-3}$ ^[2], 雪密度通过现场观测得到。当冰川表面温度达到 $0^\circ C$ 时, 表面产生消融, 因此可以从表面能量平衡的角度解释冰川表面物质平衡, 计算公式如下^[40]:

$$SMB = \int (M + M_E + P_{snow}) dt \quad (12)$$

式中: SMB 为表面物质平衡 ($mm \text{ w. e.}$); P_{snow} 为固态降水。参考王盛等^[41] 临界气温方法划分固液态降水的方案, 分别取 $0^\circ C$ 和 $2^\circ C$ 作为三种相态降水的划分阈值, 2011 年 12 号冰川液态降水主要集中在 7 月中下旬、8 月中旬, 固液混合态降水主要集中在 6 月中下旬、7 月初、8 月中旬, 固态降水全年都有分布。

2.2.3 纳什效率系数

纳什效率系数 (Nash-Sutcliffe efficiency coefficient, NSE)^[42], NSE 反映了模拟值和观测值的比值与 1:1 线的靠近程度, 结果越靠近 1, 说明相对误差的绝对值越小, 模拟精度高。公式如下:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y_i^*)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i^* - \bar{y}_i)^2} \quad (13)$$

式中: t 为第 t 个样本; n 为样本的个数; y_i 和 y_i^* 分别为模拟值和观测值; \bar{y}_i 为观测值的算术平均值。

2.2.4 Monte Carlo 模拟

Monte Carlo 模拟用来评估模型的不确定性, 在模拟时误差被随机分配到输入的参数上, 误差是通过将与每个输入变量相关的不确定性乘以正态分布的随机数来计算的^[1], 通过均方根误差 (RMSE) 评估输入参数与测量值振幅偏差, 选择合适的参数组合进行 Monte Carlo 模拟。

3 结果与讨论

3.1 气象要素的季节变化

图 2 为 12 号冰川 2011 年气象要素的日均值变化状况, 12 号冰川海拔 4 550 m a. s. l. 的气温呈现明显的季节变化, 夏高冬低。平均气温为 $-9.3^\circ C$,

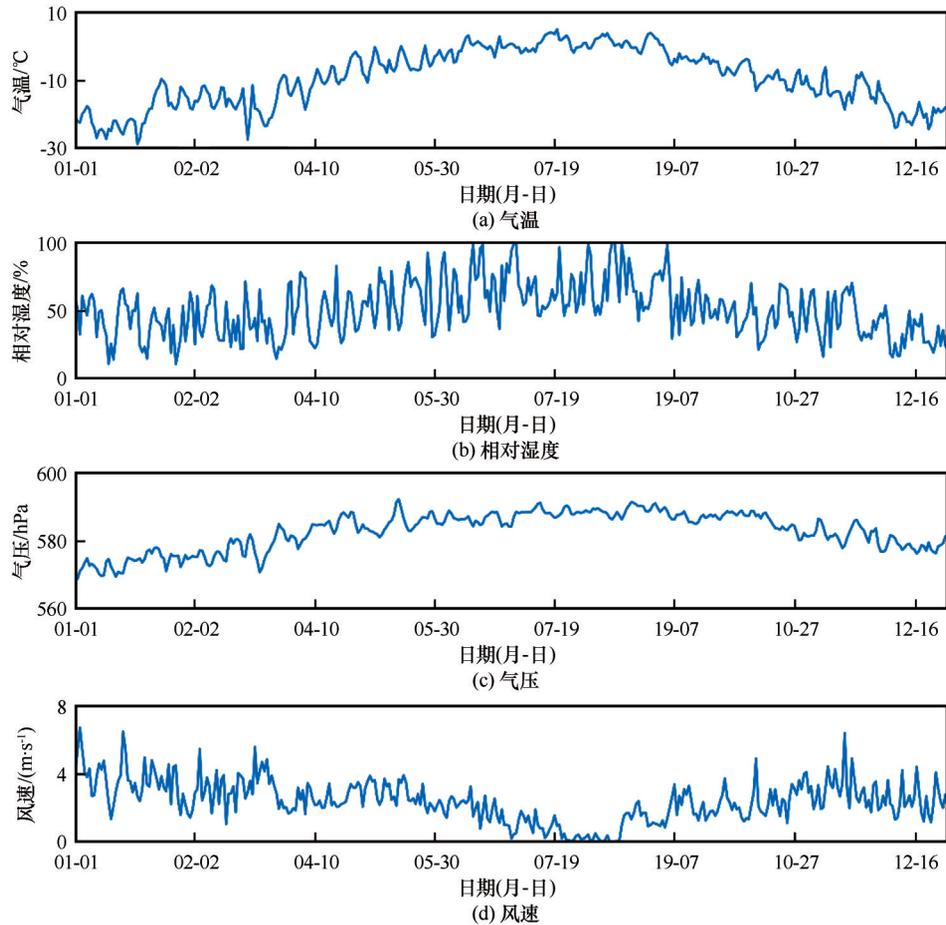
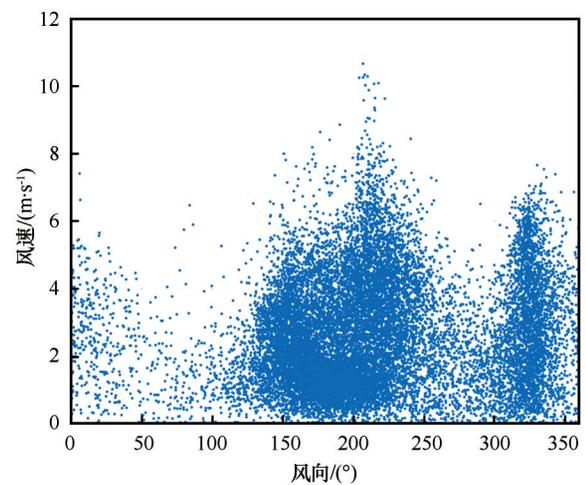


图2 2011年老虎沟12号冰川气象要素的日均值变化

Fig. 2 Daily mean values of meteorological elements at Laohugou Glacier No. 12 in 2011

最高和最低气温分别为 $5.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $-28.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，是典型的大陆型气候特征。相对湿度变化趋势大致与气温的变化一致，但波动更为显著，相对湿度的均值为 51% ，最高和最低值分别为 100% 和 10% ，由于夏季气温高、降水多，故夏季的相对湿度明显高于冬季，季节变化非常明显。由于此处海拔较高，故气压较低，平均气压为 583 hPa 。结合风速和风向的分析得出，该地区地表附近的气流受持续的冰川风控制（图3， 200° 大致沿着冰川的中轴），同时受到西风带的影响，盛行风向为西南风，次风向主要来自北风，可能与白天太阳辐射增强后形成的谷风有关^[38]。风速平均值为 $2.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，冬夏季的风速有明显的差异（冬季 $3.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，夏季 $1.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ），冬季风速强劲，夏季风速较小，季节变化非常明显，主要是由于冬季冰川表面温度低，大尺度的压力梯度和重力的共同作用下形成增强的冰川风，夏季不明显，故风速较小，表现出典型的“高山型”风速特征^[43]。

图4为老虎沟12号冰川2011年辐射四分量、云

图3 2011年老虎沟12号冰川半小时风速风向散点图（ 200° 大致沿冰川的中轴）Fig. 3 Scatterplots of half-hourly wind speed and wind direction of Laohugou Glacier No. 12 in 2011 (200° roughly along the central axis of the glacier)

量因子、反照率的日均值变化及降雪事件出现的时间。入射和反射短波辐射均值分别为 $206\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$

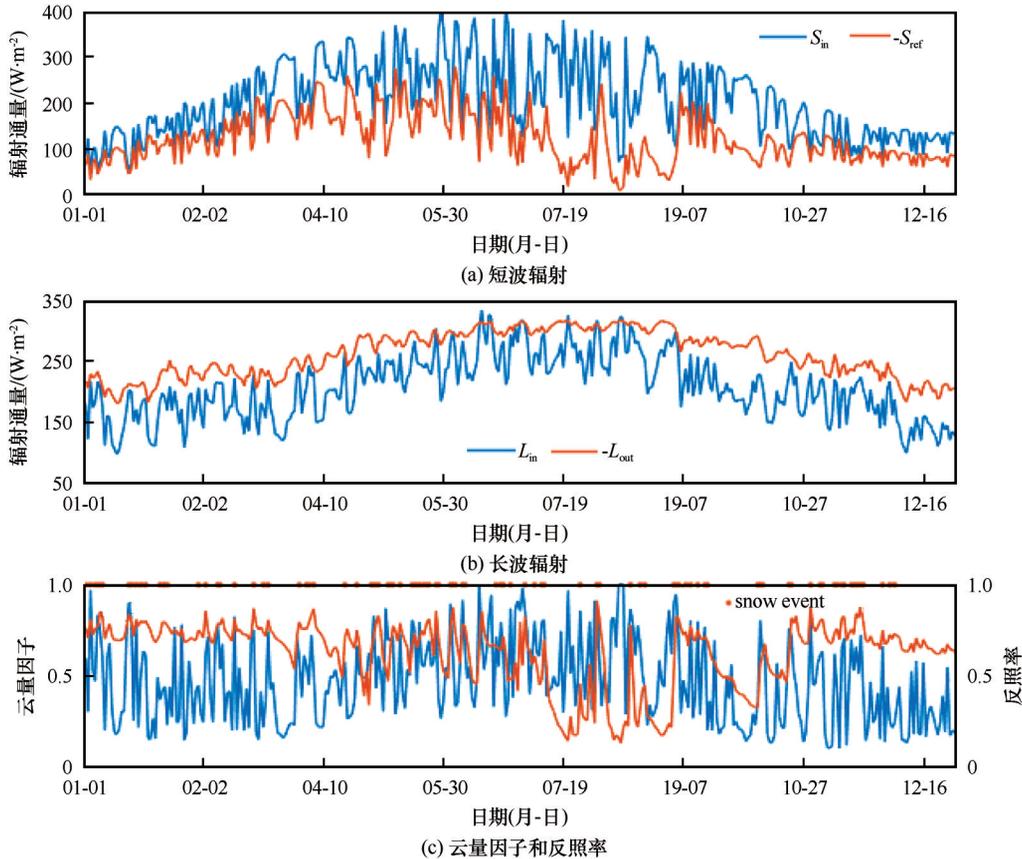


图4 2011年老虎沟12号冰川辐射四分量(S_{in} :入射短波辐射; S_{ref} :反射短波辐射; L_{in} :向下长波辐射; L_{out} :向上长波辐射), 云量因子和反照率的日均值变化及降雪事件出现时间

Fig. 4 Daily mean values of radiation (S_{in} : incoming shortwave radiation; S_{ref} : reflected shortwave radiation; L_{in} : downward longwave radiation; L_{out} : upward longwave radiation), cloud factor and albedo, the time of snow event of Laohugou Glacier No. 12 in 2011

和 $-124 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,这与扎当冰川、帕隆藏布4号冰川处于相同的量级($230 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $-157 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $-122 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)^[4],入射短波辐射受天空中云量的影响,其波动与云量的波动相反,入射短波辐射的季节变化非常明显,呈现明显的夏高冬低,主要受太阳高度角及太阳日照时数等因素的影响^[44]。反射短波辐射的变化趋势与入射短波辐射相似,但在7月19日前后差距较大,主要是由于下垫面消融强烈,导致该时间段内反照率处于较低值(低于0.2),从而反射短波辐射出现较低值。向下和向上长波辐射均值分别为 $207 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $-261 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,根据斯蒂芬-玻尔兹曼定律^[26],向上长波辐射受下垫面温度控制,其变化明显小于受云量影响的向下长波辐射的变化,向下长波辐射受云量和气温的影响,波动非常明显,在夏季达到最大值。反照率的均值为0.63,这与Zhu等^[4]在扎当冰川的结果处于相同的量级(0.68),其中在消融期(6—9月)为0.49,这与Sun等^[5]在12号冰川

得到的结果相同,但明显低于同处于消融期的扎当冰川(0.6),这可能与下垫面的消融程度(12号冰川消融耗热 $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,扎当冰川消融耗热 $46 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)和冰雪中吸光性物质的含量有关^[45]。在消融期反照率会出现快速的变化(如8月3日前后),反照率由0.2急剧上升到0.9,这主要是受到降雪的影响[图4(c)]。

3.2 云量对气象要素的影响

根据Favier^[27]短波辐射云量因子计算方案,得到12号冰川2011年的云量因子变化[图4(c)],年平均约为0.47,该值大于Chen等^[16]在12号冰川通过长波辐射参数化得出的云量因子(0.35),差异可能是由于云量因子计算方案不同造成的。根据云量因子统计得到老虎沟12号冰川晴天和阴天出现的频率(图5),12号冰川以多云天气($0.3 < n < 0.7$)为主,约占50%;5—9月阴天明显增多,10月一次年3月晴天为主。

为分析云量对气温、风、比湿度、气压和相对

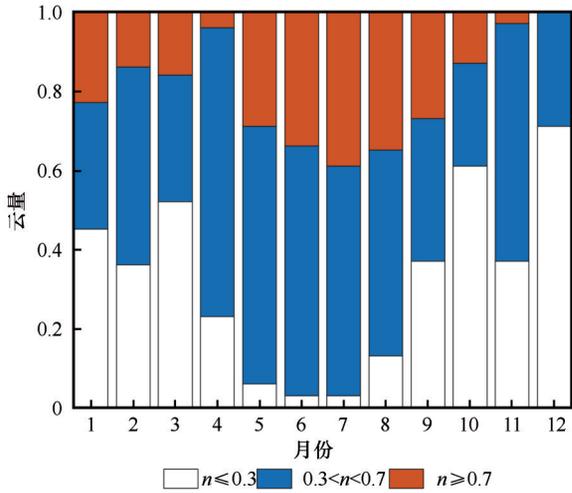


图5 2011年老虎沟12号冰川晴天($n \leq 0.3$)和阴天($n \geq 0.7$)的出现频率

Fig. 5 Monthly occurrence of clear-sky ($n \leq 0.3$) and overcast ($n \geq 0.7$) conditions of Laohugou Glacier No. 12 in 2011

湿度等气象要素的影响,分析了12号冰川2011年不同天气条件下的气/冰川表面温度、比湿度、相对

湿度、气压和风速月均值变化情况(图6)。阴天条件下,由于天空中云量增多,入射短波辐射被削弱,导致夏季气温降低,气温的总体变化小于晴天;另外,天空中云量增多,会提高夜间气温,减小气温的日较差。冰川表面温度的变化与气温的变化趋势相同,但与晴天相比,阴天条件下气温与冰面温度的差值更小,主要是由于阴天条件下天空中云的长波辐射效应增加,辐射冷却效应降低,地表温度高于晴天。在阴天条件下比湿度(阴天 $2.9 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,晴天 $1.7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和相对湿度(阴天70%,晴天40%)更大,尤其在消融期(6—9月)更加明显;在非消融期,阴天和晴天条件下比湿是相当的。不同天气条件下的气压差异相对较小。阴天和晴天的风速是相当的(阴天 $2.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,晴天 $2.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),从风向上来看,盛行风向主要为西南风,阴天和晴天的差别非常小(图7),说明云量对风速风向的影响较小。

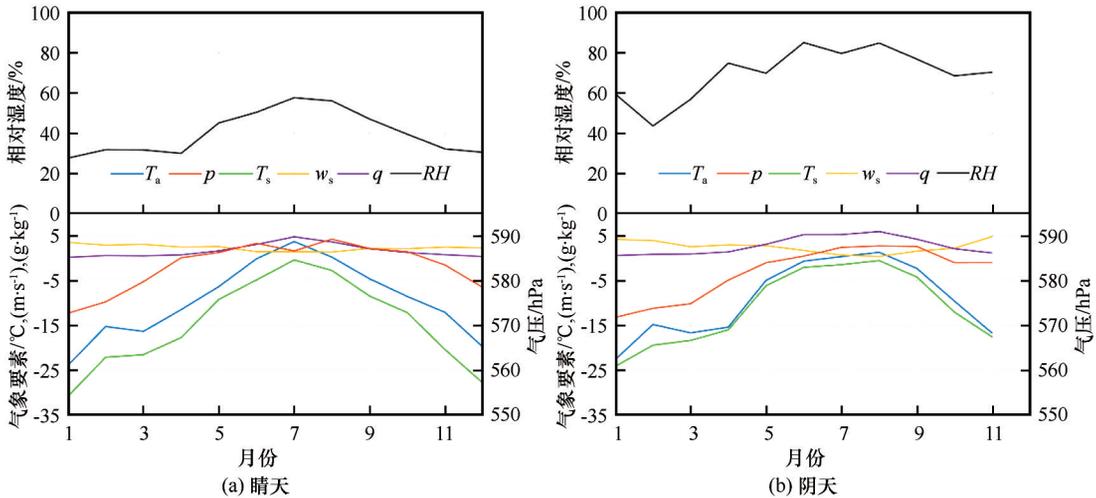


图6 2011年老虎沟12号冰川晴天(a)和阴天(b)条件下的气温(T_a)、冰川表面温度(T_s)、比湿(q),相对湿度(RH)、气压(p)和风速(w_s)的月均值变化

Fig. 6 Monthly average values of air temperature (T_a), surface temperature (T_s), specific humidity (q), relative humidity (RH), pressure (p) and wind speed (w_s) for clear-sky (a) and overcast conditions (b) of Laohugou Glacier No. 12 in 2011

3.3 云量对冰川表面能量平衡的影响

3.3.1 冰川表面各能量分量的季节变化

图8为12号冰川表面2011年各能量分量的季节变化,冰川表面的净短波和净长波辐射季节变化明显,夏季高冬季低。尤其是净短波辐射,从1月开始稳定增加并在7、8月达到顶峰,这主要是由于日照时数增加、太阳高度角增大和下垫面反照率降低导致的。7、8月日照时数长、太阳高度角大,向下短波辐射量大,同时下垫面消融最强烈,加上随冰川

消融吸光性物质在表面逐渐累积^[46],导致反照率在7、8月非常低(0.41、0.34),故净短波辐射达到顶峰。8月后太阳高度角的减小,且固态降水导致反照率升高,净短波辐射迅速降低。净长波辐射主要受冰川表面温度和天空中云量的影响,在6月达到最大值。此时,空气中温度高,水汽含量高,云量最大,向下发射更多的长波辐射,而向上长波辐射受到下垫面冰雪融点的影响,不超过 $-315 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。湍流通量在表面能量平衡中占比例相对较小,感热全年为正,研究

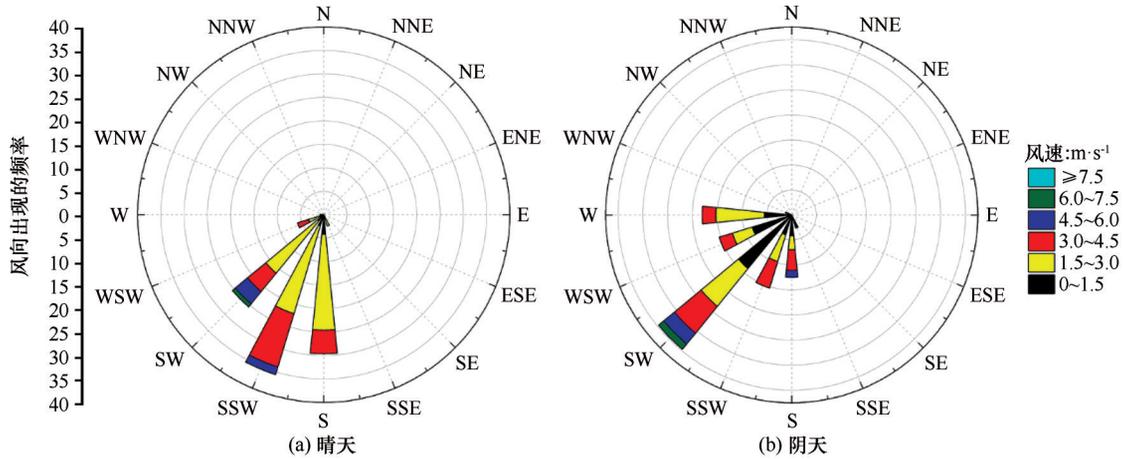


图7 2011年老虎沟12号冰川晴天(a)和阴天(b)条件下风速及风向的变化

Fig. 7 The change of wind speed and direction for clear-sky (a) and overcast conditions (b) of Laohugou Glacier No. 12 in 2011

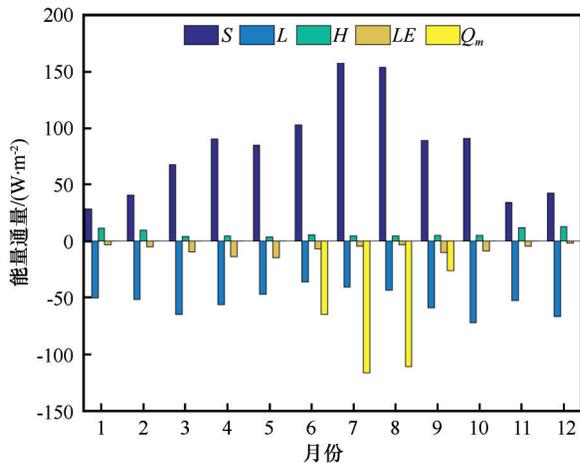


图8 2011年老虎沟12号冰川表面各能量分量的季节变化
(*S*:净短波辐射;*L*:净长波辐射;*H*:感热通量;
LE:潜热通量;*Q_m*:冰川消融耗热)

Fig. 8 The seasonal variations in the components of the surface energy balance of Laohugou Glacier No. 12 in 2011 (*S*: net shortwave radiation; *L*: net longwave radiation; *H*: sensible heat; *LE*: latent heat; *Q_m*: melt heat)

区大气总体以感热的形式向冰川表面输送热量,受热量补偿作用及冬季增强的冰川风影响,感热通量季节变化明显,总体表现为冬高夏低。潜热通量受空气和冰川表面湿度差异的影响,全年为负,季节变化较为明显,表现为春秋高,冬夏低,从全年变化来看,潜热通量与感热通量大致可相互抵消。

由图8得,从全年来看,净短波辐射(*S*)为冰川表面最为主要的能量来源,均值为 $82 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 占总能量收入的92%,感热通量(*H*)也是非常重要的能量来源,为 $7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 占总能量收入的8%,净长波辐射(*L*)、潜热通量(*LE*)和冰川消融耗热(*Q_m*)为能量支出项,分别为 $-54 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $-7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $-27 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,

分别占能量支出的61%、8%和31%,净长波辐射为主要的能量支出项(61%),但在冰川消融期时,消融耗热为主要的能量支出项(61%)。

3.3.2 云量对冰川表面能量平衡的影响

图9为晴天和阴天条件下12号冰川表面各能量分量的季节变化,表2列出了阴晴天条件下12号冰川表面各能量分量的量值,可以看出,晴天条件下除净长波辐射外其他各能量分量的变化均大于阴天。净短波辐射与天空中云量因子呈负相关[图10(a)],净短波辐射在晴天条件下远大于阴天(晴天 $119 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 阴天 $43 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$),这主要是由于天空中云量少,对进入大气层的大气层顶辐射削弱作用降低,在晴天,大约有22%的大气层顶辐射被削弱,在阴天条件下仅有34%的大气层顶辐射被照射到地表,与Conway等^[47]在新西兰Brewster冰川(23%,低于46%)和Chen等^[16]在老虎沟12号冰川得出的结果(18%,30%)一致。另外,云的存在增加了散辐射的比例,改变了光谱的分布特征,总体上降低了入射短波辐射的大小^[48]。图11中可以看出,12号冰川表面反照率随着云量的增加而增加,反照率与净短波辐射呈负相关,故晴天条件下的净短波辐射远大于阴天。受天空中云量的影响,阴天条件下净长波辐射的数值和变化明显大于晴天,二者呈显著的正相关[图10(b)],阴天条件下天空中云量多,向下发射更多的长波辐射,长波辐射损失减小,尤其在夏季更为明显。参考Van Tricht^[17]云辐射效应计算方法,2011年老虎沟12号冰川短波云辐射效应约为 $-37 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,表明云量对下垫面起到冷却作用,而长波云辐射效应约为 $24 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,从对净长波辐射的影响来看,云量对下垫面起到增暖作用,综合长短波

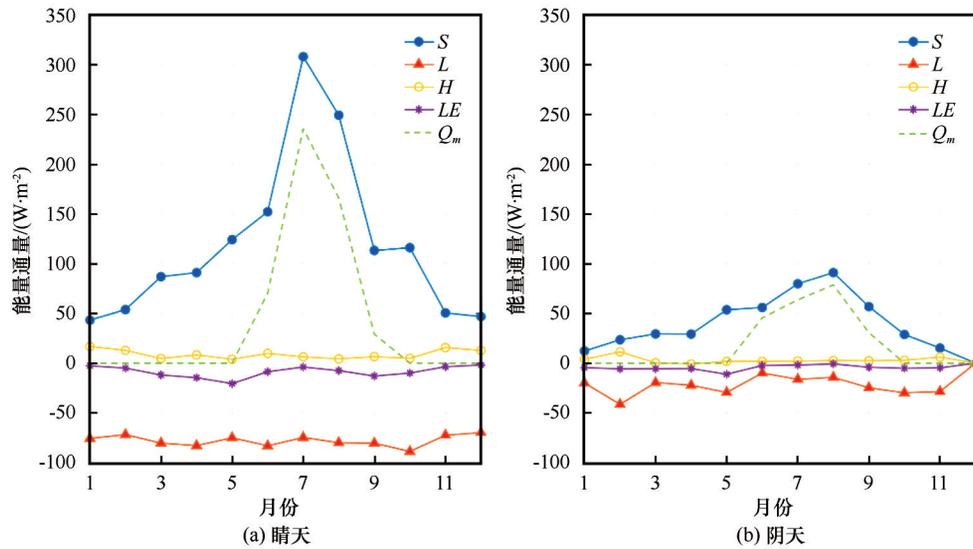


图9 2011年老虎沟12号冰川在晴天(a)和阴天(b)条件下各能量分量的变化

Fig. 9 The seasonal variations in the components of the surface energy balance for clear-sky (a) and overcast conditions (b) of Laohugou Glacier No. 12 in 2011

表2 2011年12号冰川晴天和阴天条件能量组分($W \cdot m^{-2}$)及物质平衡(mm w. e.)

Table 2 The energy components ($W \cdot m^{-2}$) and mass balance (MB) (mm w. e.) during the clear-sky and overcast conditions of Laohugou Glacier No. 12 in 2011

月份	晴天						阴天					
	S	L	H	LE	Q_m	MB	S	L	H	LE	Q_m	MB
1月	42	-75	17	-3	0	0	12	-20	4	-5	0	0.5
2月	54	-72	13	-5	0	0.3	23	-41	11	-6	0	0.1
3月	87	-80	5	-12	0	0	29	-20	0	-6	0	1.0
4月	91	-83	8	-15	0	0	29	-22	-1	-6	0	0
5月	124	-75	4	-21	0	0	54	-30	2	-11	0	2.7
6月	152	-83	10	-9	-70	-25.9	56	-10	2	-2	-45	-2.5
7月	308	-75	6	-4	-236	-44.7	80	-16	2	-2	-64	-13.7
8月	248	-81	5	-7	-165	-28.9	91	-14	3	-1	-79	-14.7
9月	113	-80	7	-13	-29	-1.3	57	-25	2	-4	-31	-3.0
10月	116	-89	5	-10	-0	0	29	-30	3	-5	0	2.6
11月	50	-72	16	-4	-0	0	10	-17	3	-6	0	1.9
12月	48	-70	13	-2	-0	0.1	-	-	-	-	-	-
平均	119	-78	9	-9	-42	-8.4	43	-22	3	-5	-20	-2.3

云辐射效应来看,云量对下垫面起到降温的作用,即云量导致下垫面接收的辐射减少,这与Chen等^[16]结论相反,这可能是不同的云量计算方法导致的。感热在晴天条件下更大(晴天 $9 W \cdot m^{-2}$,阴天 $3 W \cdot m^{-2}$),主要由于阴天条件下,随云量增加气温降低,气温和冰川表面温度的差小于晴天(云量限制了表面的冷却效应,导致阴天条件下感热小)^[49];由于阴天条件下空气湿度更大,与晴天相比,潜热在阴天条件下更趋向正值方向发展。云量对感热和潜热通量造成的影响较小并且大致可相互抵消,

综合来看,云量对冰川表面能量平衡的影响是负的,即云量减少冰川表面获得的能量。

3.4 云量对冰川消融的影响

通过图11中反照率的变化可以看出,冰川表面的反照率随着云量的增加而增加,Holmgren通过研究不同云量条件下反照率的变化得出从无云到有云条件下积雪的反照率会增加3%~15%的结论^[50],这与我们得出的结果类似:晴天(0.58)<多云(0.63)<阴天(0.70),这主要与云和冰雪表面对近红外波段辐射的吸收较强有关^[51]。

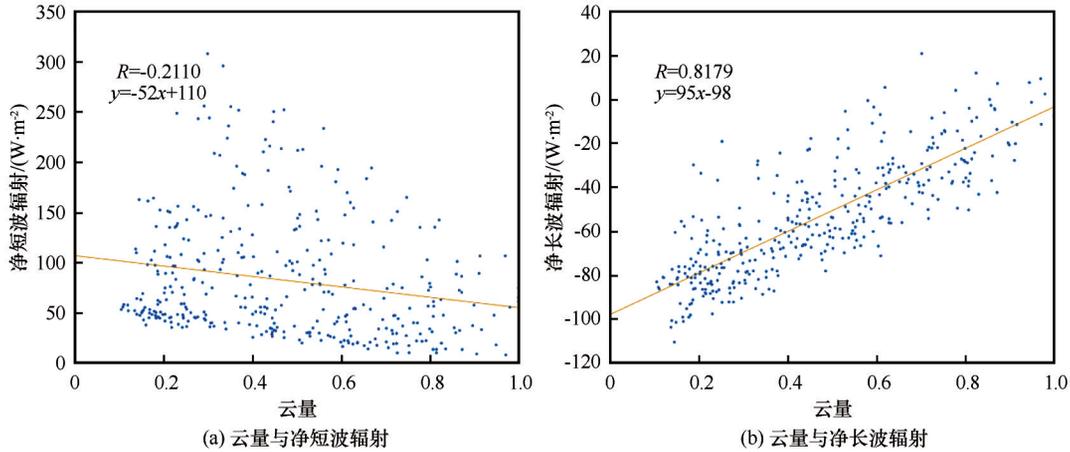


图 10 2011 年老虎沟 12 号冰川云量与净短/长波辐射的关系

Fig. 10 The relationship between the cloud and net shortwave/longwave radiation of Laohugou Glacier No. 12 in 2011

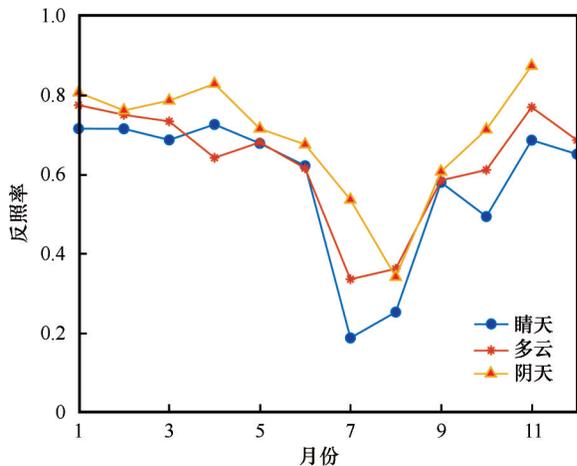


图 11 2011 年老虎沟 12 号冰川晴天、多云、阴天条件下反照率的变化

Fig. 11 The change of albedo for clear-sky, cloudy and overcast conditions of Laohugou Glacier No. 12 in 2011

通过对图 8 和图 9 云量的分析可得:老虎沟 12 号冰川消融期主要集中在 6—9 月,在不同的云量条件下冰川消融有很大的差异。在晴天条件下,冰川表面接收的净短波辐射和感热多,冰川表面温度高,冰川消融的速率高;在阴天条件下,随云量的增加,净长波辐射增加,但增加的净长波辐射量低于云量削弱的净短波辐射量,同时阴天条件下冰川表面的反照率高于多云和晴天条件,冰川表面吸收的辐射减少,导致用于冰川消融的能量少,在消融期,冰川消融速率随云量的增加逐渐减小,这与 Chen 等^[16]得出的结论相同。然而,由于不同冰川所在地区天气条件存在差别,不同云量条件下得出的冰川消融结论存在差别:Jiskoot 和 Mueller 发现^[52],在落基山脉的 Shackleton 冰川上,与晴天相比,阴天的冰川融化显著减少,这主要是由于云量导致冰川表面

得到的净辐射(冰川表面最主要的能量来源)大大减少。然而,并非所有的冰川都是在阴天条件下消融量减少,Giesen 等^[12]认为,不同天气条件冰雪的消融量不仅仅是由消融速率决定的,消融的时间同样重要;Conway 和 Cullen 发现,在阴天云量较多的情况下,正的净长波辐射和潜热通量使得冰川表面持续获得能量,消融时间比晴天更长,导致不同云量条件下消融量相似^[1];老虎沟 12 号冰川在阴天条件下消融时间和累积消融量明显大于晴天,晴天条件下消融耗热共 1 286 J,产生消融的日数为 11 天,消融量 212 mm w. e.,阴天条件下消融耗热 2 327 J,消融日数 36 天,消融量 549 mm w. e.,但晴天条件下消融速率明显高于阴天,即在老虎沟 12 号冰川区云量对冰川消融起到抑制作用。由此可见,不同云量条件下冰川的消融存在显著的差别,因此在未来全球气候变化背景下的云量的变化可能对冰川的变化产生非常重要的影响。

4 讨论

4.1 模型评估

为评估能量平衡模型的精度,利用能量平衡模型计算老虎沟 12 号冰川 2011 年累积物质平衡量,并与实测物质平衡进行对比(图 12)。通过分析得知,影响冰川物质平衡的要素除气温、降水等气象要素外,反照率对物质平衡也有非常重要的影响,二者呈显著的正相关关系($R=0.7, N=365, P=0.01$),当反照率降低时,冰川表面吸收更多的短波辐射,冰川物质损失增加,物质平衡值降低(向负值方向),当反照率增加时,反射短波辐射增加,冰川表面接收的净短波辐射降低,冰川物质损失减少,

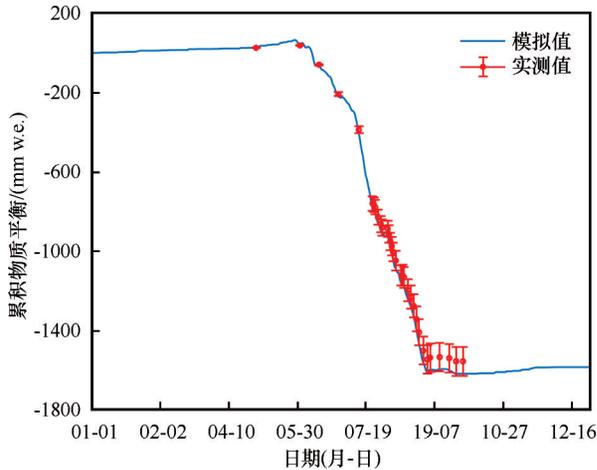


图12 2011年老虎沟12号冰川消融区累积物质平衡的模拟值与实测值(误差条表示实测的物质平衡的标准偏差)

Fig. 12 Simulated and measured daily cumulative mass balance in the ablation zone of Laohugou Glacier No. 12 in 2011 (Error bars indicate the standard deviations of measured mass balance)

物质平衡值增加(向正值方向)。在6月前,冰川处于非消融期,受固态降水的影响,冰川产生缓慢积累;6月后,气温升高,冰川表面接收的能量导致下垫面雪/冰达到熔点,冰川开始消融,受高温和低反照率的影响(尤其是反照率,在7—8月反照率仅为0.38),冰川表面吸收更多的短波辐射,故在7、8月份,冰川产生强烈的消融,冰川处于持续亏损的状态;8月份后,受低气温和固态降水影响,反照率升高,冰川表面吸收的短波辐射量有限,9月底消融停滞并开始缓慢积累。到9月30日,与实测物质平衡相比,模型计算的消融期的累积物质平衡值为1 615.4 mm w. e.,比实测的累积物质平衡(1 552.4 mm w. e.)多63.0 mm w. e.,占比约3.9%,小于9个消融花杆观测时产生的标准偏差72.7 mm w. e.(图12中误差条),计算的NSE为0.99,说明能量平衡模型的模拟结果较好。

此外,为评估能量平衡模型的不确定性,根据气象观测仪器的观测精度对模型计算输入的气温、相对湿度及风速数据的误差进行了一系列Monte Carlo模拟^[1],总计进行100次模拟,其中只有70次符合条件(RMSE<参数振幅的10%)^[53],通过对运行的结果来看,感热不确定性范围为6.65~6.75 W·m⁻²(-1%~+0.4%),潜热计算的不确定性范围为-7.34~-7.22 W·m⁻²(-0.4%~+1.2%),模型模拟的累积物质平衡的不确定性范围为-1 570~-1 583 mm w. e. (-0.7%~+0.1%)。综合来看,模型

的误差及不确定性较小,能量平衡模型对12号冰川的适用性较好。

4.2 敏感性试验

为检验12号冰川能量各分量对参数变化的敏感性,同时为探讨冰川物质平衡对气候变化响应研究,选择降水、反照率及云量进行敏感性试验,表3为敏感性试验结果。反照率被认为是影响冰川净短波辐射和冰川消融非常重要的因素,当反照率升高或降低10%时,净短波辐射相应变化15%,而物质平衡明显对反照率降低的响应更加明显。降水升高或降低0.1 mm引起的物质平衡的变化为±1%。不同天气条件下的各能量分量对云量变化的敏感性存在显著差异:当云量升高或降低10%时,晴天日数分别变化-18%、+7%,阴天日数分别变化+25%、-35%。在晴天条件下,云量增加或减少10%导致各能量分量中消融耗热的变化最大为-64%、+34%,但净短波辐射变化量最大,分别为-5 W·m⁻²、+3 W·m⁻²,物质平衡的变化分别为-73%、+40%;在阴天条件下,当云量升高或降低10%时,感热通量的变化分别为+18%、-8%,潜热通量的变化分别为+6%、-18%,物质平衡的变化分别为+2%、+24%;全天空条件下,云量升高或降低10%引起净短波辐射的变化分别为-7%和+6%。

表3 12号冰川2011年能量分量及物质平衡对参数变化的敏感性

Table 3 Sensitivity of Laohugou Glacier No. 12 energy components and SMB to parameter changes in 2011

要素	天气条件	ΔS	ΔL	ΔH	ΔLE	ΔMB
反照率+10%	全天空	-15%	-	-	-	-16%
反照率-10%	全天空	+15%	-	-	-	+13%
降水±0.1 mm	全天空	-	-	-	-	±1%
云量+10%	全天空	-7%	-	-	-	-
云量-10%	全天空	+6%	-	-	-	-
云量+10%	晴天	-7%	+1%	+1%	-2%	-73%
云量-10%	晴天	+3%	-1%	-1%	+3%	+40%
云量+10%	阴天	+1%	+15%	+18%	+6%	+2%
云量-10%	阴天	0	-17%	-8%	-18%	+24%

与云量相比,净短波辐射对反照率的变化敏感性更高,阴天条件下湍流对云量变化的敏感性高于晴天,而物质平衡对云量变化的敏感性在晴天更高。

4.3 全球不同类型冰川表面能量平衡对比

为更好的理解冰气相互作用,研究不同类型、不同区域冰川对未来气候变化的响应,与南极、北极和青藏高原不同类型冰川(冰盖)进行比较,如表4所示。

表 4 全球不同类型冰川/盖表面能量平衡对比

Table 4 Comparison of surface energy balance between different types of glaciers/ice sheet

冰川、冰盖名称	海拔/m a. s. l.	$S/(W \cdot m^{-2})$	$L/(W \cdot m^{-2})$	$H/(W \cdot m^{-2})$	$LE/(W \cdot m^{-2})$	$G/(W \cdot m^{-2})$	$Q_m/(W \cdot m^{-2})$
Laohugou No. 12	4 550	82(92%)	-54(61%)	7(8%)	-7(8%)	0	-27(31%)
Storbreen	1 570	38(67%)	-20(35%)	15(26%)	1(2%)	3(5%)	-37(65%)
Midtdalsbreen	1 450	50(61%)	-25(31%)	24(30%)	4(5%)	3(4%)	-56(69%)
S5	490	45(53%)	-39(46%)	38(45%)	-4(5%)	2(2%)	-41(49%)
S6	1 020	36(55%)	-42(66%)	26(40%)	-2(3%)	3(5%)	-20(31%)
Zhadang	5 665	73(83%)	-56(69%)	13(15%)	-11(14%)	2(2%)	-14(17%)
Parlung No. 4	4 800	78(81%)	-49(55%)	16(17%)	-10(11%)	2(2%)	-30(34%)
PANDA-N	2 579	20(40%)	-49(98%)	26(52%)	-1(2%)	4(8%)	0
Panda-1	2 737	29(67%)	-39(87%)	12(30%)	2(5%)	-5(11%)	0

与 12 号冰川相比, Storbreen 冰川、Midtdalsbreen 冰川^[54]、格陵兰冰盖 K 断面上的 S5 和 S6 站^[55]、南极冰盖 Panda-1 站^[33]和 PANDA-N 站^[56]有更低的净短波辐射,主要是由于所处位置纬度较高、太阳高度角较小且存在极夜现象。除纬度等因素外,由于北极地区存在更高的云量,净短波辐射低于青藏高原的冰川,同时由于 Panda-1 站和 PANDA-N 站地表反照率最高(超过 0.8),导致净短波辐射最低。12 号冰川净短波辐射与隆藏布 4 号冰川相似,但略高于扎当冰川,主要由于 12 号冰川与帕隆藏布 4 号冰川反照率低于扎当冰川(12 号冰川 0.62, 帕隆藏布 4 号冰川 0.61, 扎当冰川 0.68)^[4]。12 号冰川感热通量明显低于其他区域冰川/冰盖,南北极冰川/冰盖风速大,同时在极夜期间由于热量的补偿作用导致感热通量较大^[56];帕隆藏布 4 号冰川和扎当冰川有更高的气温(帕隆藏布 4 号冰川 $-5.6\text{ }^{\circ}\text{C}$, 扎当冰川 $-6.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, 12 号冰川 $-9.3\text{ }^{\circ}\text{C}$),冰-气之间温差大,加上更高的风速(帕隆藏布 4 号冰川 $3.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 扎当冰川 $3.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 12 号冰川 $2.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$),导致感热通量高于 12 号冰川^[4]。

能量支出方面,处于青藏高原的 12 号冰川、帕隆藏布 4 号冰川及扎当冰川的净长波辐射量明显高于北极地区的 Storbreen 冰川、Midtdalsbreen 冰川、格陵兰冰盖 K 断面上的 S5 和 S6 站,主要由于北极地区大气环流变化、极端气旋等的影响,导致大气中水汽含量高,天空中云量多;而青藏高原地势高,大气中水汽含量相对较低^[56],南极冰盖下垫面温度低于北极和青藏高原地区,故损失的长波辐射相对较低。潜热通量方面,12 号冰川、帕隆藏布 4 号冰川及扎当冰川明显大于南北极地区的冰川及冰盖观测点,主要由于青藏高原地区地势高,空气中水汽含量低。Storbreen 冰川、Midtdalsbreen 冰川和 Pan-

da-1 站潜热通量为正值,说明大气通过水的相态转变的方式向冰川/冰盖表面输送能量,主要是由于 Storbreen 冰川、Midtdalsbreen 冰川受到来自大西洋暖湿气团的影响,导致空气中水汽含量高,而南极由于受到低温的影响,限制空气中的水汽含量的绝对值和梯度,导致较弱的潜热,并有时为正^[33]。南极冰盖由于常年处于低温状态,冰盖大部分地区不存在消融,而北极多为多温型冰川且夏季气温较高,故夏季产生消融,且由于大气中水汽含量高,导致损失的能量少,用于消融的能量更多(除 S6 外, S6 地势高)。12 号冰川和帕隆藏布 4 号冰川消融量明显高于扎当冰川,这主要是由于扎当冰川海拔高,大气中水汽含量低,损失的长波辐射多,用于消融的能量少。

通过与其他地区典型冰川/冰盖表面能量平衡对比分析,发现青藏高原与南极、北极地区冰川/冰盖表面能量收支有非常显著的差异,除了地理位置、反照率、气温等方面的影响外,海拔和云量的影响也是非常显著的。

5 结论

为探讨云量对冰川表面能量平衡的影响,利用 12 号冰川消融区观测得到的气温、相对湿度、气压、风速及辐射四分量等气象资料,分析了 2011 年 12 号冰川表面气温、相对湿度等气象要素及各能量分量的变化特征,并利用短波辐射参数化方案获取冰川区云量因子数据,并分析了云量对冰川表面能量平衡影响,结论如下:

(1)从全年来看,净短波辐射是 12 号冰川表面主要的能量来源($82\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 92%),感热通量也是非常重要的能量来源($7\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 8%);净长波辐射、潜热通量及冰川消融耗热是能量支出项,分别

为 $-54 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (61%), $-7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (8%), $-27 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (31%)。

(2)12号冰川2011年云量均值为0.46,云量主要通过影响辐射和大气边界层中气象要素来影响冰川表面能量平衡和下垫面冰雪的消融,云的长波云辐射效应小于短波辐射效应,而云量对感热和潜热的影响大致可相互抵消,即云量的增加导致冰川表面获得的能量减少。

(3)通过实测与模拟的累积物质平衡的对比及Monte Carlo评估试验,说明能量平衡模型对12号冰川的适用性较好。通过敏感性试验发现,阴天条件下湍流对云量变化的敏感性高于晴天。通过与其他地区典型冰川/冰盖的能量平衡对比中发现,不同区域能量平衡存在的差异可以通过地理位置、反射率、气温、海拔、云量等因素解释。

在探讨云量对冰川表面能量平衡影响研究方面,虽然以上研究进行了简单的定量分析,但缺乏云物理过程等相应机制的分析,未来的研究可以向定量化和机理分析相结合的方向发展。除此之外,探讨冰川-气候相互作用还需要加强大尺度环流变化对大气中水汽等气象要素的影响,通过增强的统计或物理方法来揭示大气中水汽(蒸汽、云和降水)变化影响冰/雪融化和积累的机理研究。

参考文献(References):

- [1] Conway J P, Cullen N J. Cloud effects on surface energy and mass balance in the ablation area of Brewster Glacier, New Zealand[J]. *The Cryosphere*, 2016, 10(1): 975-1019.
- [2] Yang Wei, Guo Xiaofeng, Yao Tandong, et al. Summertime surface energy budget and ablation modeling in the ablation zone of a maritime Tibetan glacier[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2011, 116: D14116.
- [3] Yao, Tandong, Thompson L, Yang Wei, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. *Nature Climate Change*, 2012, 2: 663-667.
- [4] Zhu Meilin, Yao Tandong, Yang Wei, et al. Energy-and mass-balance comparison between Zhadang and Parlung No. 4 glaciers on the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology*, 2015, 61(227): 595-607.
- [5] Sun Weijun, Qin Xiang, Wang Yetang, et al. The response of surface mass and energy balance of a continental glacier to climate variability, western Qilian Mountains, China[J]. *Climate Dynamics*, 2018, 50(9/10): 3557-3570.
- [6] Arnold N S, Rees W G, Hodson A J, et al. Topographic controls on the surface energy balance of a high arctic valley glacier [J]. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, 2006, 111: F02011.
- [7] Karner F, Obleitner F, Krismer T, et al. A decade of energy and mass balance investigations on the glacier Kongsvegen, Svalbard[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, 118(10): 3986-4000.
- [8] Hock R. 2005 Glacier melt: a review of processes and their modelling[J]. *Progress in Physical Geography*, 29(3): 362-391.
- [9] Hofer S, Tedstone A J, Fettweis X, et al. Decreasing cloud cover drives the recent mass loss on the Greenland Ice Sheet [J]. *Science Advances*, 2017, 3(6): 1700584.
- [10] Zhang Jiajia, Sun Weijun, Du Wentao, et al. Characteristics of energy budget under different weather conditions in the ablation area of the Laohugou Glacier No. 12 in the Qilian Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2020, 42(2): 332-343. [张佳佳, 孙维君, 杜文涛, 等. 祁连山老虎沟12号冰川消融区不同天气条件下能量收支特征[J]. *冰川冻土*, 2020, 42(2): 332-343.]
- [11] Van den Broeke M, Reijmer C, As D V, et al. Daily cycle of the surface energy balance in Antarctica and the influence of clouds [J]. *International Journal of Climatology*, 2006, 26(12): 1587-1605.
- [12] Giesen R H, Van den Broeke M, Oerlemans J, et al. Surface energy balance in the ablation zone of Midtdalsbreen, a glacier in southern Norway: interannual variability and the effect of clouds [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, 113: D21111.
- [13] Walsh J E, Chapman W L. Arctic cloud - radiation - temperature associations in observational data and atmospheric reanalyses[J]. *Journal of Climate*, 1998, 11(11): 3030-3045.
- [14] Sicart J E, Hock R, Ribstein P, et al. Sky longwave radiation on tropical Andean glaciers: parameterization and sensitivity to atmospheric variables [J]. *Journal of Glaciology*, 2010, 56(199): 854-860.
- [15] Yamanouchi T. Arctic warming by cloud radiation enhanced by moist air intrusion observed at Ny-Ålesund, Svalbard[J]. *Polar Science*, 2019, 21: 110-116.
- [16] Chen Jizu, Qin Xiang, Kang Shichang, et al. Effects of clouds on surface melting of Laohugou Glacier No. 12, western Qilian Mountains, China[J]. *Journal of Glaciology*, 2018, 64(243): 89-99.
- [17] Van Tricht K, Lhermitte S, Lenaerts J T, et al. Clouds enhance Greenland ice sheet meltwater runoff[J]. *Nature Communications*, 2016, 7(1): 1-9.
- [18] Gillett S, Cullen N J. Atmospheric controls on summer ablation over Brewster Glacier, New Zealand [J]. *International Journal of Climatology*, 2011, 31(13): 2033-2048.
- [19] Liu Yushuo, Qin Xiang, Chen Jizu, et al. Variations of Laohugou Glacier No. 12 in the western Qilian Mountains, China, from 1957 to 2015[J]. *Journal of Mountain Science*, 2018, 15(1): 25-32.
- [20] Wang Yuzhe, Ren Jiawen, Qin Xiang, et al. Ice depth and glacier-bed characteristics of the Laohugou Glacier No. 12, Qilian Mountains, revealed by ground-penetrating radar [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, 38(1): 28-35. [王玉哲, 任贾文, 秦翔, 等. 祁连山老虎沟12号冰川雷达测厚和冰下地形特征研究[J]. *冰川冻土*, 2016, 38(1): 28-35.]
- [21] Zhu Rong, Chen Jizu, Sun Weijun, et al. Ice temperature changing with elevations of a polythermal valley glacier in the northern Tibetan Plateau: a case study on the Laohugou Glacier No. 12, Qilian Mountains[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2019, 41(6): 1292-1301. [朱荣, 陈记祖, 孙维君, 等. 青藏高原北部多温型山谷冰川不同海拔处冰温变化研究——以祁连山老虎沟12号冰川为例[J]. *冰川冻土*, 2019, 41(6): 1292-1301.]
- [22] Liu Yushuo, Qin Xiang, Guo Wanqin, et al. Influence of the use of photogrammetric measurement precision on low-altitude

- micro-UAVs in the glacier region[J]. *Journal of Remote Sensing*, 2020, 24(2): 58-69. [刘宇硕, 秦翔, 郭万钦, 等. 控制点布设对冰川区无人机摄影测量精度的影响[J]. *遥感学报*, 2020, 24(2): 58-69.]
- [23] Zhang Xiaobo Zhao Xuesheng, Ge Daqing, et al. Monitoring displacement of Laohugou Glacier No. 12 based on Landsat 8 and TerraSAR-X images [J]. *Journal of Remote Sensing*, 2018, 22(1): 157-164. [张晓博, 赵学胜, 葛大庆, 等. 利用 Landsat8 和 TerraSAR-X 影像研究老虎沟 12 号冰川运动特征[J]. *遥感学报*, 2018, 22(1): 157-164.]
- [24] Sun Weijun. Modelling of surface energy-mass balance on the Laohugou Glacier No. 12 in the Qilian Mountains, China[D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2012. [孙维君. 祁连山老虎沟 12 号冰川能量-物质平衡模拟研究[D]. 北京: 中国科学院大学, 2012.]
- [25] Østby T, Schuler T, Hagen J, et al. Parameter uncertainty, re-freezing and surface energy balance modelling at Austfonna ice cap, Svalbard, 2004-08[J]. *Annals of Glaciology*, 2013, 54(63): 229-240.
- [26] Oerlemans J, Giesen R H, Van den Broeke M. Retreating alpine glaciers: Increased melt rates due to accumulation of dust Vadret da Morteratsch, Switzerland[J]. *Journal of Glaciology*, 2009, 55(192): 729-736.
- [27] Favier V, Wagnon P, Chazarin J P, et al. One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2004, 109(18).
- [28] Liston G E, Elder K. A Meteorological Distribution System for High-Resolution Terrestrial Modeling (MicroMet)[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2006, 7(2): 217-234.
- [29] Sicart J E. Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical: Le Zongo, Bolivie[D]. Paris: University Paris VI, 2002.
- [30] Kumar L, Skidmore A K, Knowles E. Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment[J]. *International Journal of Geographical Information Science*, 1997, 11(5): 475-497.
- [31] Duncan C H, Willson R C, Kendall J M, et al. Latest rocket measurements of the solar constant[J]. *Solar Energy*, 1982, 28(5): 385-387.
- [32] Van den Broeke M, Reijmer C, Van As D, et al. Seasonal cycles of Antarctic surface energy balance from automatic weather stations[J]. *Annals of Glaciology*, 2005, 41: 131-139.
- [33] Ding Minghu, Yang Diyi, Van den Broeke M, et al. The surface energy balance at panda I station, princess Elizabeth land: a typical katabatic wind region in east Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(3): 2019030378.
- [34] Holtslag A A M, De Bruin H A R. Applied modeling of the nighttime surface energy balance over land[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1988, 27(6): 689-704.
- [35] Dyer A J. A review of flux-profile relationships[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1974, 7(3): 363-372.
- [36] Andreas E L. A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1987, 38(1): 159-184.
- [37] Van den Broeke M, Reijmer C H, Van d W R S W. A study of the surface mass balance in Dronning Maud Land, Antarctica, using automatic weather stations [J]. *Journal of Glaciology*, 2004, 50(171): 565-582.
- [38] Sun Weijun, Qin Xiang, Ren Jaiwen, et al. Surface energy balance in the accumulation zone of the Laohugou Glacier No. 12 in the Qilian Mountain 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.]
- [39] Huai Baojuan. A study of observation and surface energy-mass balance model of Shiyi Glacier at Heihe River basin, Qilian Mountains, during the summer period[D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2016. [怀保娟. 黑河流域十一冰川暖季能量-物质平衡观测与模拟研究[D]. 北京: 中国科学院大学, 2016.]
- [40] Jiang Xi, Wang Ninglian, He Jianqiao, et al. A distribute surface energy and mass balance model and its application to a mountain glacier in China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(18): 1757-1765. [蒋熹, 王宁练, 贺建桥, 等. 山地冰川表面分布式能量-物质平衡模型及其应用[J]. *科学通报*, 2010, 55(18): 1757-1765.]
- [41] Wang Sheng, Pu Jianchen, Wang Ninglian. Study of mass balance and sensibility to climate change of Qiyi Glacier in Qilian Mountains[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, 33(6): 1214-1221. [王盛, 蒲健辰, 王宁练. 祁连山七一冰川物质平衡及其对气候变化的敏感性研究[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(6): 1214-1221.]
- [42] Nash J E, Sutcliffe J V. River flow forecasting through conceptual models' Part I-A discussion of principles [J]. *Journal of Hydrology*, 1970, 10(3): 282-290.
- [43] Li Jian, Qin Xiang, Sun Weijun, et al. Analysis in micrometeorological characteristic in the surface layer of Laohugou Glacier No. 12 in Qilian Mountains [J]. *Plateau Meteorology*, 2012, 31(2): 370-379. [李健, 秦翔, 孙维君, 等. 祁连山老虎沟 12 号冰川近地层微气象特征分析[J]. *高原气象*, 2012, 31(2): 370-379.]
- [44] Sedlar J, Tjernström M, Mauritsen T, et al. A transitioning Arctic surface energy budget: the impacts of solar zenith angle, surface albedo and cloud radiative forcing[J]. *Climate Dynamics*, 2011, 37(7/8): 1643-1660.
- [45] Zhang Yulan, Kang Shichang. Research progress of light-absorbing impurities in glaciers of the Tibetan Plateau and its surroundings[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2017, 62(35): 4151-4162. [张玉兰, 康世昌. 青藏高原及周边地区冰川中吸光性杂质及其影响研究进展[J]. *科学通报*, 2017, 62(35): 4151-4162.]
- [46] Zhang Yulan, Kang Shichang, Li Chaoliu, et al. Characteristics of black carbon in snow from Laohugou No. 12 Glacier on the northern Tibetan Plateau[J]. *Science of the Total Environment*, 2017, 607: 1237-1249.
- [47] Conway J P, Cullen N J, Spronken-Smith R A, et al. All-sky radiation over a glacier surface in the Southern Alps of New Zealand: characterizing cloud effects on incoming shortwave, longwave and net radiation[J]. *International Journal of Climatology*, 2015, 35(5): 699-713.
- [48] Kuipers Munneke P, Reijmer C H, Van den Broeke M. Assessing the retrieval of cloud properties from radiation measurements over snow and ice[J]. *International Journal of Climatology*, 2011, 31(5): 756-769.
- [49] Van den Broeke M, As D V, Reijmer C, et al. Sensible heat exchange at the Antarctic snow surface: a study with automatic weather stations [J]. *International Journal of Climatology*, 2005, 25(8): 1081-1101.
- [50] Holmgren B. Climate and energy exchange on a sub-polar ice cap in summer. Part F. On the energy exchange of the snow surface at ice cap station [R]. *Arctic Inst of North America*

- Washington DC, 1971.
- [51] Jiang Xi. Progress in the research of snow and ice albedo[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, 28(5): 728-738. [蒋熹. 冰雪反照率研究进展[J]. *冰川冻土*, 2006, 28(5): 728-738.]
- [52] Jiskoot H, Mueller M S. Glacier fragmentation effects on surface energy balance and runoff: field measurements and distributed modelling[J]. *Hydrological Processes*, 2012, 26(12): 1861-1875.
- [53] Mölg T, Maussion F, Yang W, Scherer D. The footprint of Asian monsoon dynamics in the mass and energy balance of a Tibetan glacier[J]. *The Cryosphere*, 2012, 6(6): 1445-1461.
- [54] Giesen R H, Andreassen L M, Van den Broeke M R, et al. Comparison of the meteorology and surface energy balance at Storbreen and Midtdalsbreen, two glaciers in southern Norway[J]. *The Cryosphere*, 2009, 3: 57-74.
- [55] Van den Broeke M R, Smeets C J P P, Van de Wal R S W. The seasonal cycle and interannual variability of surface energy balance and melt in the ablation zone of the west Greenland ice sheet[J]. *The Cryosphere*, 2011, 5: 377-390.
- [56] Ding Minghu, Agrawal Anubha, Heil Petra, et al. Surface energy balance on the antarctic plateau as measured with an automatic weather station during 2014[J]. *Advances in Polar Science*, 2019, 30(2): 93-105.

Effect of cloud on surface energy balance of Laohugou Glacier No. 12, Qilian Mountains

ZOU Xiaowei¹, SUN Weijun¹, YANG Diyi², WANG Yingshan¹, LI Yanzhao³,
JIN Zizhen³, DU Wentao³, QIN Xiang³

(1. College of Geography and Environment, Shandong Normal University, Jinan 250014, China; 2. Haining Meteorological Administration, Haining 314400, Zhejiang, China; 3. Qilian Shan Station of Glaciology and Ecologic Environment, State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Our research explores the influence of cloud cover on the glacier surface energy balance to better understand snow/ice-air interaction. We use the meteorological data obtained by the automatic weather station the Laohugou Glacier No. 12 ablation zone located at the 4 550 m a. s. l. in 2011 to calculate the surface energy components combination with the surface energy balance model. The seasonal variation surface energy components of Laohugou Glacier No. 12 are analyzed. We calculate the cloud factor through the cloud parameterization scheme and analyze the influence of cloud on Laohugou Glacier No. 12 surface energy budget. The results show that: Net shortwave radiation is the most critical component of the energy source ($82 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 92%) and net longwave radiation is the primary energy output ($-54 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 61%). Both are affected by the cloud, but the former has a more substantial cloud radiative effect (shortwave cloud radiative effect $-37 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, longwave cloud radiative effect $24 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). Cloud mainly affects the surface energy budget of the glacier by affecting radiation budget and turbulence fluxes. As the cloud increases, the glacier surface receives less energy, and the ablation rate decreases. Comparing the surface energy budget of glacier surface in other regions, we convinced that the difference depends not only on the air temperature, location, and albedo but also on the influence of altitude and cloud.

Key words: Qilian Mountains; Laohugou Glacier No. 12; surface energy balance; cloud cover; glacier melt; radiation

(责任编辑: 李忠勤; 编辑: 周成林)