

doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2015.0037

Fang Xiaoyu, Li Zhongqin, Bernd Wuenneemann, *et al.* Physical energy-balance and statistical glacier melting models comparison and testing for Shiya Glacier, Heihe River Basin, Qilian Mountains, China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(2): 336 – 350. [方潇雨, 李忠勤, Bernd Wuenneemann, 等. 冰川物质平衡模式及其对比研究——以祁连山黑河流域十一冰川研究为例[J]. 冰川冻土, 2015, 37(2): 336 – 350.]

冰川物质平衡模式及其对比研究

——以祁连山黑河流域十一冰川研究为例

方潇雨^{1,2}, 李忠勤^{2*}, Bernd Wuenneemann¹, 高 抒¹, 陈仁升²

(1. 南京大学 地理与海洋科学学院, 江苏 南京 210046; 2. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 冰川物质平衡是冰川连结气候和水资源的纽带, 对其的观测和模拟始终是冰川与气候变化研究领域的重点和前缘之一. 以祁连山黑河流域十一冰川为参照冰川, 结合实测物质平衡验证资料, 建立了基于冰川表面能量平衡的冰川物质平衡模型(物理模型)和基于温度参数、温度-辐射参数和温度-辐射-水汽压参数的三种度日因子模型(统计模型), 并对模拟结果进行了分析及评估. 结果表明: 净辐射是冰川表面最主要的能量来源, 占能量收入的 82.3%; 其次为感热供热, 占收入的 17.7%. 净长波辐射基本为负, 吸收的热量主要通过融化和蒸发/升华方式消耗, 分别占能量支出的 84.7% 和 15.3%. 加入净短波辐射和水汽压参数的度日因子-物质平衡模型的模拟效果提高显著, 相对误差为 7%, 与能量平衡模型的模拟误差 6.7%, 相差不大. 研究表明, 能量-物质平衡模型的物理意义明确, 模拟能力强大, 尤其在日尺度上有绝对的优势; 统计物质平衡模型在特定的地理条件和气候条件下表现出不佳, 对于一些极端值的模拟能力欠缺, 但是具有输入变量少, 计算简单的优点. 研究结果对黑河流域乃至整个祁连山地区的冰川物质平衡模拟方法的建立具有参考意义.

关键词: 祁连山十一冰川; 冰川物质平衡模型; 能量平衡; 度日因子; 辐射参数

中图分类号: P343.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2015)02-0336-15

0 引言

20 世纪 80 年代以来, 全球山地冰川出现加速消融退缩, 引起的水循环和生态变化等问题受到广泛关注^[1-2]. 在中国西部干旱区, 包括祁连山, 冰川是重要的水资源^[3], 其快速变化对水文、水资源已造成了深刻影响^[4], 亟待开展深入定量的研究. 冰川变化主要由气候的变化所造成, 包含两个方面, 一是由冰川区能量变化引发的冰川物质平衡的变化, 二是由冰川物质平衡和冰川动力学参数等变化共同引发的冰川几何形态(面积、长度、厚度、体积等)的变化^[5]. 冰川物质平衡是反映冰川积累和消融量值的重要参数, 对气候变化有着极为敏感和

即时的响应^[6-7]. 冰川物质平衡及其动态变化是引起冰川规模和径流变化的物质基础, 是连结冰川与气候、冰川与水资源的重要纽带. 由于冰川物质平衡取决于冰川区能量状况, 因而可以构建基于能量平衡方程的模式, 来模拟计算物质平衡, 这种模式被称为物质平衡模式. 其核心是建立物质平衡(冰川积累和消融的代数)与气象要素(如气温、降水、辐射等)变化之间的关系. 冰川物质平衡模式的观测与模拟是当今国际全球变化和冰川学领域中的重点和前缘研究内容之一.

需要说明的是尽管物质平衡模式可以模拟冰川物质的收支, 但是由于没有考虑冰川在积消过程中形态(如面积等)等参数的不断变化, 因而不能用于

收稿日期: 2014-11-01; 修订日期: 2015-03-10

基金项目: 国家自然科学基金重大研究计划项目(91425303); 国家重大科学研究计划项目(2013CBA01801); 中国科学院重点部署项目(KJZD-EW-G03-01)资助

作者简介: 方潇雨(1990-), 女, 浙江杭州人, 2012年毕业于南京大学, 现为硕士研究生, 主要从事冰川水文和数值模拟的研究工作.
E-mail: xiaoyu_fang@126.com

* 通讯作者: 李忠勤, E-mail: lizq@lzb.ac.cn.

长时间尺度的预测研究. 冰川动力学模式可以模拟预测冰川几何形态的变化^[8], 通过该变化亦可推算出物质平衡. 尽管冰川动力学模式的物理意义更为强大, 但与物质平衡模式的架构有很大差异, 且所需参数繁多, 数理过程复杂, 故本研究不涉及这方面内容.

冰川物质平衡模式主要分为两大类, 即基于能量平衡原理的物理模型^[9-10]和基于气温指标的概念统计参数模型(度日因子模型)^[11], 在本文中我们分别将其简称为“能量-物质平衡模型”和“度日因子-物质平衡模型”. 能量-物质平衡模型具有明晰的物理意义, 该模型基于冰川积累消融的物理过程, 利用研究点位实测气候因子, 通过各能量项的模拟来计算物质平衡. 国际上相关的研究始于 20 世纪 30 年代, Ahlmann 等^[12]根据实测的冰川融化量和气象资料得出了第一个计算冰川融化量的经验公式; Sverdrup 等^[13]首次将梯度通量方法应用于冰川能量平衡的研究; Male^[14]详细描述了能量平衡模型中的冰雪表面辐射和湍流热传输过程. Dozier^[15]总结了积雪消融及其水文过程; Hoinkes 等^[16]集中讨论了积雪消融, 比较系统的研究了气候、地形的变化与雪面能量交换.

度日因子-物质平衡模型的核心是建立物质平衡与气温指标的统计关系, 作为一种半经验模型, 该模型虽然不能对冰川表面的能量与物质交换的复杂物理过程进行描述, 但所需参数较少, 且易于获取, 被广泛运用于不同尺度, 尤其是大空间尺度的冰川物质平衡和积雪消融的计算, 例如对格陵兰冰盖、冰岛和挪威的冰川的物质平衡模拟均取得了理想的效果^[17-18]. 刘伟刚等^[19]根据喜马拉雅山珠穆朗玛峰绒布冰川消融资料和同期气温数据, 分析了单条冰川度日因子时空变化. 而在流域尺度上, 作为许多模型的子模块, 如 HYMET 模型^[20]、SHE 模型^[21]、UBC 模型^[22]等, 其对积雪和冰川消融的模拟效果完全可以与能量-物质平衡模型媲美^[23-24]. 同时, 度日因子-物质平衡模型可以定量分析不同地区冰川物质平衡对气候变化的敏感性^[25].

然而, 由于度日因子模型仅考虑温度指标, 对与温度相关性较弱的能量项的表述不佳, 存在理论上的缺陷和实际运用中分辨率低等问题. 为解决这些问题, 国际上尝试对模型进行修正, 在传统度日因子-物质平衡模型中加入了若干能量修正项, 更好地表述了其它气象要素, 如风速、辐射等对物质

平衡的影响, 提高了模型的模拟能力和时空分辨率^[26-27]. 本文中我们将此类模型简称为“修正的度日因子-物质平衡模型”.

中国在冰川物质平衡模型领域的观测研究最早始于 20 世纪 60 年代初, 康尔泗等^[28]以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的日照时数、日平均气温、低云量、水气压和风速等为基本输入因子, 首次建立了冰川消融的参数化模式. 之后不同学者陆续在唐古拉山冬克玛底冰川、天山科其喀尔巴西冰川、祁连山七一冰川、祁连山老虎沟 12 号冰川等开展了两类物质平衡模型的观测研究. 总体上看, 由于冰川观测十分困难, 国内外的研究限于若干参照冰川, 以单点研究为多, 针对整条冰川的分布式模型和区域尺度的模型尚处在探索阶段.

祁连山黑河流域是我国研究气候变化对水文、水资源影响, 以及水资源未来变化与科学管理的重点区域和试验示范区, 冰川的快速变化是该区水资源变化的重要起因之一. 为开发适合方法以模拟冰川的物质平衡现状, 本研究以黑河流域十一冰川为参照冰川, 结合观测资料, 建立了基于冰川表面能量平衡的能量-物质平衡模型和基于温度参数的度日因子-物质平衡模型, 以及基于温度-辐射参数和温度-辐射-水汽压参数的修正的度日因子-物质平衡模型. 通过对 4 种模型及模拟结果的深入分析评估, 旨在探索和发展具有较少输入资料、较强物理内涵, 并适用于较大空间尺度的冰川物质平衡模型.

十一冰川位于祁连山黑河流域的葫芦沟实验流域, 对该冰川连续、系统的观测始于 2010 年. 中国科学院祁连山黑河上游观测研究站在该流域设立的完备的冰川、气象、水文观测系统, 积累了丰富的数据, 为本研究创造了得天独厚的条件^[29]. 本研究结果一方面深化了对大陆性气候条件下冰川能量平衡特点的认识, 填补了十一冰川能量平衡研究的空白, 另一方面对于进一步发展黑河流域乃至整个祁连山地区的冰川物质平衡模式具有重要参考意义.

1 资料来源

1.1 十一冰川及其观测数据

1.1.1 十一冰川

十一冰川(99°52'40" E, 38°12'45" N)位于祁连山中段北坡, 黑河流域上游葫芦沟流域的源头. 冰川最高海拔 4 775 m, 末端海拔 4 320 m 左右, 正北朝向. 冰川分为东、西两支, 东支为悬冰川、西支

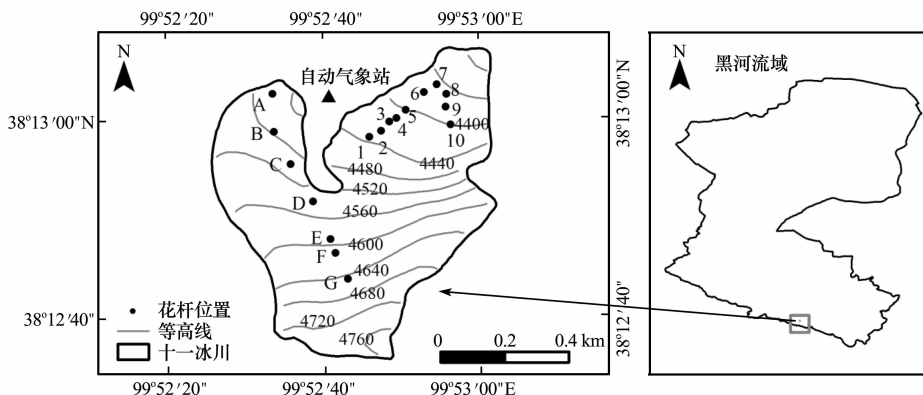


图1 十一冰川地形图及观测网络位置图

Fig. 1 Topographic map and observation network of the Shiyi Glacier

为小型山谷型冰川，目前的面积为 0.48 km^2 ，地理位置如图1。根据中国科学院天山冰川站的观测，十一冰川最大厚度为 70 m ，冰川活动层温度 $-8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ，冰面流速 $2 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。黑河流域目前冰川平均面积为 0.3 km^2 左右，而整个祁连山冰川的平均面积也仅有 0.6 km^2 左右，多为悬冰川或小型山谷冰川。从各种参数来看，十一冰川是一条具有典型大陆型冰川（冷冰川）特征的小型山谷冰川，在祁连山乃至中国西部干旱区具有良好代表性。

十一冰川所在的葫芦沟流域位于黑河流域上游，距甘肃省祁连县 40 km ，系黑河西支—野牛沟河的一级支流流域，也是黑河的产流区和水源涵养区^[30]。葫芦沟流域面积 23.1 km^2 ，呈葫芦状，海拔 $2960 \sim 4800 \text{ m}$ 。流域地形复杂，具有明显的垂直地带性，并且整个流域受大陆性气候影响显著，高寒阴湿、昼夜温差大、气温低、降水充沛，降水量随高程的增高而增加，主要集中在 $7 \sim 9$ 月。十一冰川是葫芦沟流域现存5条冰川中最大的一条。祁连山这一地区的冰川对气候变化敏感，过去50余年来，冰川呈加速消融退宿趋势^[31-32]，其中，十一冰川面积缩小了约16%，而葫芦沟流域的冰川面积减少达30%以上。

1.1.2 物质平衡和冰面微气象数据

十一冰川的物质平衡观测始于2010年。中国科学院天山冰川站和祁连山上游观测研究站依照国际冰川监测服务中心(WGMS)^[33]和天山冰川站物质平衡观测规范联合设立了十一冰川的物质平衡观测花杆网阵，该网阵由17~25根花杆组成，对整条冰川有较好覆盖，见图1。冰川物质平衡的观测方法依照国际通行的花杆-雪坑法。基本观测为每年5月1日和9月1日两次，并将单点物质平衡值差值

于整条冰川，以计算冰川的冬平衡和年平衡。

在夏季消融季节，则根据研究项目的需求，利用该花杆网阵开展不同时间尺度的单点物质平衡观测和与之相应的冰面微气象观测。本研究所用的物质平衡资料即取自2011年7月14-27日、2012年7月27日-8月18日花杆网阵数据，包括17根花杆（西支B~F点位，东支1~9点位）共38d的物质平衡值和相应的冰面微气象观测值。

冰面微气象观测方案是由中国科学院天山冰川站与德国亚琛大学合作建立的，采用便携移动式气象观测仪器^[34]。具体方法是每日北京时间14:00在每一个花杆观测点采用Kestrel 4500数字式风速仪测量气温（测量范围 $-29 \sim 70 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ，精度 $\pm 1.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ）、风速（测量范围 $0.4 \sim 60.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，精度 $\pm 0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）、风向（测量范围 $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ ，精度 $\pm 5^{\circ}$ ）、相对湿度（测量范围 $5\% \sim 95\%$ ，精度 $\pm 3\%$ ）、气压（测量范围 $750 \sim 1100 \text{ hPa}$ ，精度 $\pm 1.5 \text{ hPa}$ ）等气象要素。同时，通过FZ-A辐照计测量入射和出射的太阳辐射（辐照度测量范围 $0.1 \sim 199.9 \times 10^3 \mu\text{W} \cdot \text{cm}^{-2}$ ）。冰面温度的获取采用优利德UT303A非接触式红外测温仪获取，测量范围 $-32 \sim 650 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ，精度 $\pm 1.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

1.2 自动气象站数据和高亚洲再分析数据(HAR)

1.2.1 自动气象站数据

模型所需气象数据来自于中国科学院祁连山黑河上游站的Vantage Pro2 Plus无线自动气象站——黑河流域标准气象站(38.22° N , 99.88° E)，海拔 4452 m ，见图1。该AWS安装在十一冰川附近基岩上，融合T200B雨雪采集器(Geonor公司生产，容量 600 mm ，灵敏度 0.05 mm)、温度和湿度传感器以及风力计于一体。观测要素包括风速、风向、

温度、湿度、气压、太阳辐射、降水量、蒸发量等气象要素,基本数据的观测误差在 5% 之内。

本研究通过 T200B 雨雪量计 2011–2012 年实测降水量资料,获得花杆观测点对应时间的降水量。数据融合将每一个花杆观测点每天 14:00 的实测气温与自动气象站对应时刻的气温比对,计算当日的温度梯度。应用此温度梯度,通过自动气象站的日均气温计算当日花杆观测点的平均温度。日均湿度以花杆观测点每日 14:00 的实测数据,通过自动气象站 14:00 的湿度在日均湿度中的时间权重系数推算。

1.2.2 高亚洲再分析数据(HAR)

高亚洲再分析数据(High Asia Reanalysis, HAR)是通过基于数值天气预报模式 WRF 的动力降尺度方法获得的栅格数据^[35],该数据由柏林科技大学 Prof. Dieter Scherer 团队提供,能够较好地模拟青藏高原地区的各气象变量。使用 HAR 10 km 分辨率的数据进行插值,获得葫芦沟地区的观测期内 10 m × 10 m 的风速。采用祁连山上池沟(101.85° E, 37.64° N, 海拔 3 074 m, 测量高度 10 m)、西营水库(102.23° E, 37.92° N, 海拔 2 061 m, 测量高度 10 m)和护林站(101.89° E, 37.70° N, 海拔 2 714 m, 测量高度 10 m)3 个自动气象站,和安装在十一冰川的 Vantage Pro2 Plus 无线自动气象站(38.22° N, 99.88° E, 海拔 4 452 m, 测量高度 10 m)的实测数据,对 HAR 模拟的风速栅格数据的进行校正。采用反距离加权的插值方法,获得各花杆观测点对应时间的 HAR 模拟值。同时段的观测资料和 HAR 10 m 风速模拟值存在相关性($R^2 = 0.88$, 通过 0.001 显著性水平检验):

$$v_{AWS} = 0.136 \times v_{HAR} \quad (1)$$

式中: v_{AWS} 和 v_{HAR} 分别为自动气象站 2 m 风速值和 HAR 栅格数据插值结果的 10 m 风速值,利用式(1)反演花杆处 2 m 日均风速。花杆处日均云量值直接在 HAR 栅格数据上插值获得。

2 物质平衡模式

2.1 能量-物质平衡模型

根据冰川物质平衡定义,某时段单点的冰川物质平衡为积累量和消融量的代数和^[36]:

$$MB = a + c + f \quad (2)$$

式中: MB 为冰川物质平衡(mm w. e.); a 为冰川消融量(mm w. e.); c 为冰川累积量(mm w. e.); f 为冰川“内补给”部分,即消融产生的融水在冰川

雪层中再冻结量(mm w. e.)。

其中,冰川消融量 a 包括两部分,一是积雪,二是冰川冰。在冰川消融区,新降水降至冰川上之后会短期覆盖在冰川表面形成积雪,该过程造成冰川表面反照率的迅速变化,并引起冰面能量平衡的快速变化。消融过程首先发生在新降积雪上。随着积雪的逐渐消融,冰川表面也会恢复以冰面为主的状态。这一过程的长短和能量的损耗,取决于降水量的多寡和气温的高低。当积雪全部消融殆尽,下伏冰川冰开始消融。在冰川积累区,消融过程则十分复杂。积累区表面由粒雪组成,新雪和粒雪在消融过程中会发生变化、融合,产生的融水渗透到粒雪层中,一部分发生再冻结形成“内补给”(f),另一部分则形成冰面径流而损失。十一冰川属于典型“夏季积累型”大陆型冰川,具有夏季冰川冰温度高,消融区积累量低等特点。在本研究时段为 7—8 月份消融盛期,瞬时平衡线高度超越了山顶,加之冰面温度处于最高值(0 °C 左右),融水难以通过再冻结方式形成“内补给”,因此 $f = 0$ 。

冰川积累量 c 是指降落在冰川上的固态降水(雪)量。由于在十一冰川的观测中没有观测到冰川区降水事件的发生,在此取十一冰川末端 T200B 的实测降水量作为花杆处的固态降水量。另外,由于冰川规模小,高差仅有 400 多米,也未进行降水量的高度矫正。

对于冷冰川(大陆性冰川),冰川底部的能量输送(地热及冰川融水再冻结产生的相变潜热)十分微弱,可以忽略。因此,冰川物质平衡主要由冰川表面能量决定,并由下公式描述:

$$MB = \frac{Q_{\text{melt}}}{L_m} + \frac{LHF}{L} + c + f \quad (3)$$

式中: L_m 是冰的融化潜热,取 $3.34 \times 10^5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$; 当有降水的情况下,先用于融雪,所需潜热为 $L_{\text{snow}} = \rho_{\text{snow}} L_{\text{ice}} c$; LHF 为雪冰升华/蒸发耗热; L 为相应的升华或蒸发潜热($L_s = 2.84 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 或 $L_v = 2.50 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$); Q_{melt} 是模拟时间段的冰川消融耗热,可由以下冰川表面能量平衡方程得到^[37]:

$$Q_{\text{melt}} + Q_G = SWR_{\text{in}}(1 - \alpha) + LWR_{\text{in}} - LWR_{\text{out}} + Q_p + LHF + SHF \quad (4)$$

式中: Q_G 是向冰川表面以下的热传输项,相比净辐射和湍流热较小,实际计算中可以忽略; SWR_{in} 是入射短波辐射通量, α 为反照率; LWR_{in} 和 LWR_{out} 分别为向下长波辐射和向上长波辐射,差值是净长波辐射通量; Q_p 是降雨带来的热量; LHF 和 SHF 是

冰雪面与大气间湍流交换过程中的感热和潜热通量. 各项获得热量时为正, 失去热量时为负, 单位为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$. 能量的收入基本用于冰雪的消融和蒸发/升华耗热. 冰川上每个花杆观测点初始雪深的分布由野外实测获得, 当消融耗热为负时不发生融水, 但是热量会累积直至能量收支为正值.

2.1.1 短波辐射

根据十一冰川自动气象站的实测日均向上、向下短波辐射资料, 将对应时间段的 HAR 栅格数据点的辐射模拟值进行线性拟合 ($R^2 = 0.78$):

$$SWR_{in} = 0.899 \times SWR_{HAR} - 11.219 \tag{5}$$

式中: SWR_{HAR} 代表 HAR 模拟的短波辐射 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$). 通过式 (3) 对 HAR 数据进行校正后, 插值到每一个花杆观测点, 作为日均向下短波辐射值.

地表反照率的大小对地球表面吸收的太阳辐射能起决定作用, 并对研究下垫面的热力性质以及地表面的能量平衡具有重要意义. 但是冰川反照率的参数化难度较大. 一方面, 冰川坡度、坡向等地形因素对反照率有较大的影响^[38]; 另一面, 冰川上不同部位, 因地形对太阳辐射的遮蔽效应不同, 同时冰川表面特征, 尤其是积累区和消融区存在不同组分的新雪、粒雪、污化物, 加之生物活动等影响, 这些因素造成冰川上巨大的空间反照率差异 (0.15 ~ 0.9). 为方便计算, 本文基于消融期各花杆布设点实测的向上、向下短波辐射量, 计算反射率值, 并且将此假设为当日反照率均值. 对于未来大尺度模式, 则需要从机理和过程研究着手, 设计专门的冰川反照率参数化方案.

2.1.2 长波辐射

净长波辐射等于向下和向上长波辐射的差值. 因为缺乏直接的测量, 假设地表为黑体, 因此, 入射和出射长波辐射都符合斯蒂芬-玻尔兹曼定律:

$$LWR_{in} = \varepsilon_c \sigma (T + 273.15)^4 \tag{6}$$

$$\varepsilon_c = (1 + nC) \varepsilon_0 \tag{7}$$

式中: ε_c 为有云覆盖下的大气比辐射率; ε_0 为晴空辐射率, 按照 Ohmura 提出的公式 $\varepsilon_0 = 8.733 \times 10^{-3} T^{0.788}$ 计算^[39]; σ 为玻尔兹曼常数; T 为气温; T_s 是雪面温度; n 是基于云类型的常数, 根据 Braithwaite and Olesen^[40] 的研究, 高层云、高积云、层积云等积云类型的均值为 0.26; C 是云量, 数据来源于 HAR 重分析资料 (10 km × 10 km) 在各观测点的插值结果.

向上的长波辐射是地表发射的长波辐射与反射的长波辐射之和, 因此, 向上的长波辐射可以表

示为:

$$LWR_{out} = \varepsilon_s \sigma (T_s + 273.15)^4 + (1 - \varepsilon_s) LWR_{in} \tag{8}$$

式中: ε_s 为表面发射率, 假设为 1 (冰雪面为黑体).

2.1.3 湍流交换

大气与冰川之间的热量和水汽的湍流交换是物质平衡和能量平衡的重要组成部分. 感热和潜热通量受大气与下垫面的温差和湿度的垂直梯度驱动, 但是对于感热和潜热通量的测量, 目前还没有可靠的观测方法. 由于在消融期间冰雪面温度基本上处在 0 °C, 冰雪面的湿度接近饱和, 相对湿度接近 100%. Monin 和 Obukhov 据此在 1954 年提出了 Monin-Obukhov 相似性理论^[41], 1982 年经过 Dyer 等^[42] 的完善, 空气动力学法在计算近地层湍流通量中得到越来越广泛的应用. 其基本方法是根据湍流通量与温、湿度和风速梯度间的相关关系来计算近地层湍流通量, 本文中采用近似块体交换系数的方法估算感热通量 (SHF) 和潜热的能量通量 (LHF) 的公式如下^[43]:

$$SHF = \frac{\rho c_p (T - T_s)}{r_{as}} \tag{9}$$

式中: ρ 为当地空气质量密度; c_p 为空气比热, 根据 Munro^[44], $\rho = 1.26 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, $c_p = 1004.67 \times (1 + 0.84 \times \text{比湿})$; r_{as} 为下垫面与参考高度之间的空气动力学阻抗, 计算如下:

$$r_{as} = \frac{\ln\left(\frac{v + z_m}{z_m}\right) \ln\left(\frac{x + z_h}{z_h}\right)}{k^2 v} \tag{10}$$

式中: r_{as} 为空气动力学阻抗; x 为参考高度 (本研究中取 2 m); z_m 和 z_h 分别为动量阻抗系数、热量和水汽阻抗系数, 对于冰川覆盖区的下垫面取常数 0.001 和 0.0002^[45]; v 为参考高度处的风速; k 为 Von Karman 常数, 是假设混合长和速度廓线的关系时所引入的经验系数, 本研究中取 0.4^[46].

潜热通量是由于大气中的水发生相变引起的热量消耗和释放, 即蒸发和凝结. 由下式计算:

$$e(T_s) = e_0(T_s) \tag{11}$$

$$e(T) = e_0(T) \times RH \tag{12}$$

$$e_0 = 611.2 \times e^{17.2697/(T-35.85)} \tag{13}$$

$$LHF = - \frac{0.622 \times h_v}{R_d \times (T + 273.15) \times r_{as}} \times [e(T) - e(T_s)] \tag{14}$$

式中: h_v 为升华潜热, 取常数 $2.834 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$; R_d 为干空气常数 $287 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$; $e(T)$ 和 $e(T_s)$ 为空气水汽压和下垫面水汽压. 将雪面看做饱和

面，所以，下垫面水汽压 $e_0(T_s)$ 就是表面温度下的饱和水汽压，单位是 hPa。饱和水汽压是温度的函数，通过泰登公式计算^[47]。空气水汽压通过气温对应的饱和水汽压与相对湿度 RH 相乘得到。

2.1.4 降雨热量

当降水和冰川表面温度不同时，会造成能量的交换，计算如下：

$$Q_p = \rho_w C_w P_r (T - T_s) \tag{15}$$

式中： ρ_w 为水的质量密度 $10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ； C_w 为水的比热取常数 $4.18 \times 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ； P_r 为日均降雨量，单位为 m；降雨温度 T 假定为空气温度。已有的某些研究进行过雨雪分离尝试^[48]，但目前来看，野外验证比较困难，未能形成一个普适的计算公式。在野外考察期间，冰川上几乎全为固态降水，因此在本研究中忽略降雨热量。

2.2 (修正的)度日因子-物质平衡模型

2.2.1 模型 A：度日因子-物质平衡模型

温度指数模型的建立基于消融率和温度线性相关的假设，温度指数作为衡量冰雪表面能量收支状况的指标，是一种半经验模型。这个温度指数由 Finsterwalder 和 Schunk 于 1887 年在阿尔卑斯冰川变化研究中首次提出，被称为“度日因子”^[49]。对于大多数冰川来说，净辐射(包括大气长波辐射和短波辐射)和感热通量是冰雪消融的主要能量来源，这两个能量通量受气温的影响显著。作为一种基于统计原理的半经验模型，该模型通过度日因子将冰川消融与正积温联系起来，极大地简化了冰川表面复杂的能量过程。模型基本公式如下：

$$MB = \begin{cases} -DDF \times T + c + f & T > T_r \\ c + f & T \leq T_r \end{cases} \tag{16}$$

式中： MB 为计算时间段内的物质平衡； T 为日均气温； T_r 为发生消融的临界气温，本研究中设置为 0°C ； DDF 为冰川冰/雪的度日因子 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)。实际计算中，冰川上有积雪先根据雪的度日因子计算消融量，完全消融后用冰川冰的度日因子计算。因此，在观测期内的消融量根据降雪-积累-消融的日期交替进行，直到将正积温消耗殆尽。在忽略冰雪面蒸发的前提下，物质平衡计算如下：

$$MB = \begin{cases} -DDF_s \times T - DDF_i \left(T - \frac{c}{DDF_s} \right) + c + f & T > T_r \\ c + f & T \leq T_r \end{cases} \tag{17}$$

式中： $M_i = -DDF_s \left(T - \frac{c}{DDF_s} \right)$ 和 $M_s = -DDF_s \times T$

分别为模拟时段内冰川冰和雪的消融量； DDF_i 和 DDF_s 分别为冰和雪的度日因子值。气温是模型 A 的唯一输入变量，容易观测，对于时间上的预测和空间上的插值，都能获得较为理想的结果。但是单一的温度变量所模拟的结果无法全面表征冰川表面的空间变化。冰川上各点物质平衡的空间变化，主要受到地形特征和表面积雪状况等影响，具体表现在辐射、地表粗糙度、反照率等因素的变化上。

如前所述，由于度日因子模型仅考虑温度指标，对与温度相关性较弱的能量项的描述不佳。为解决这些问题，国际上尝试建立了各种修正的度日因子模型，在建立冰雪消融与气温之间关系的同时，通过在模型中融入一些气象变量，从而提高模拟精度，以下给予具体介绍。

2.2.2 模型 B：基于辐射变量的度日因子-物质平衡模型

能量收支中的各能量项都会影响到物质平衡过程，基于这样的物理基础，研究人员尝试在度日模式中加入气象因子和能量通量^[50]。在能量平衡的计算中，冰川的消融过程很大程度上取决于辐射的收支变化，而这受到局地地形和大气状况影响。Greuell 等^[51]的研究表明，净辐射是冰川能量平衡的主要能量来源。Kustas 等^[52]在度日模型中融入了净短波辐射，使得模拟精度提高了 40%。

将净辐射加入本研究的物质平衡模式，主要基于以下的考虑：1) 本文的模拟时段是冰川消融期，冰川表面的状况变化复杂，加入实测的日均反照率，能够较为精确地表征地表状况在日时间尺度上的变率；2) 温度作为长波辐射和感热通量的重要衡量指标，与净短波辐射有一定的相关性，但是短波在很大程度上受到地形影响，比如坡度和坡向。因此，计入净短波辐射变率，在于消除地形特征引起的空间差异性，提高模型的物理意义。公式如下：

$$MB = \begin{cases} -TF \times T - SRF(1 - \alpha)G + c + f & T > T_r \\ c + f & T \leq T_r \end{cases} \tag{18}$$

式中： α 为反射率； G 为入射短波 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)； TF 和 SRF 为温度和辐射的经验参数，单位分别为 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 和 $\text{mm} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{W}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

2.2.3 模型 C：基于净短波辐射和水汽压的度日因子-物质平衡模型

空气相对湿度和水汽压与冰雪消融率的相关性不好，散点分布图的分布比较离散，但是 Lang^[53]运用多元回归方法分析发现，度日模型在融入了太阳辐射和水汽压两个变量之后，融水径流的模拟精

度有较大提高. 就物理成因上来说, 空气相对湿度
的大小影响着冰川物质平衡. 当温度较低时, 空气
的相对湿度比较大, 冰雪不易融化; 而温度较高
时, 蒸发量的增大导致空气相对湿度减小, 冰雪融
化速率加快, 消融量增加. 对于水汽压来说, 冰雪
融化过程中大量的水汽散发到空气中, 使空气中水
汽压增大. 但是对于空气相对湿度和水汽压是改善
外部环境促进或者抑制冰雪消融的复杂机制, 还有
待进一步研究. 因此, 在模型中引入空气水汽压变
量(饱和水汽压与相对湿度的乘积), 主要在于优化
消融率的模拟. 公式如下:

$$MB = \begin{cases} -TF \times T - SRF(1 - \alpha)G - EF \times e(T) + c + f & T > T_f \\ c + f & T \leq T_f \end{cases}$$

(19)

式中: TF 、 SRF 和 EF 分别为温度、辐射和水汽压
的经验参数, 单位分别为 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 、 $\text{mm} \cdot$
 $\text{m}^2 \cdot \text{W}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $\text{mm} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$.

2.3 模拟结果验证方法

本研究使用以下两个参数用来检验模拟精度:
(1) 决定系数 R^2 用来衡量线性拟合方程对于
实测消融率变化的解释程度:

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (MB_s - \overline{MB_m})^2}{\sum_{i=1}^n (MB_m - \overline{MB_m})^2}$$

(20)

(2) 每个观测点的相对误差 (E) 反映了绝对误
差与测量值的比率:

$$E = \frac{\sum_{i=1}^n (MB_s - \overline{MB_m})}{n \overline{MB_m}}$$

(21)

式中: MB_m 和 MB_s 分别是物质平衡测量值和模拟

值; $\overline{MB_m}$ 是模拟时段内测量均值; n 是一个点位上
的测量天数.

3 结果和讨论

3.1 能量-物质平衡模拟结果

对能量平衡的模拟结果表明, 由于消融期内多
变的天气状况, 净辐射的变化幅度很大, 并且冰川
表层的辐射平衡一直为正. 短波辐射通量的收入支
出比在能量平衡中起重要作用. 感热通量都为正
值, 为大气向冰面输送热量, 而潜热通量基本都为
负值, 表明冰面向大气输送水汽. 观测期内气温高
于冰川表面温度, 大气是冰川的感热热源.

3.1.1 短波辐射

冰川的辐射收支情况由大气状况和冰川表面状
况同时决定^[54], 降水、气温、云量变化等气象因素
对冰川反照率变化有较大的影响. 十一冰川的太阳
辐射能比较丰富, 考察期间十一冰川的气象特征表
明, 夏季是十一冰川降水比较频繁且温度偏高的时
期, 降水对冰川反照率影响大, 所以, 日均短波辐
射值的波动较大. 2011 年和 2012 年(7—8 月) 自动
气象站(图 1) 处平均气温分别为 $6.7\text{ }^\circ\text{C}$ 和 $6.4\text{ }^\circ\text{C}$,
经过计算后, 冰川西支在考察期内日均气温为
 $5.9\text{ }^\circ\text{C}$, 低于东支的 $7.1\text{ }^\circ\text{C}$. 消融期冰川上方云量
较多, 使向下短波辐射减少, 另一方面会增加向下
长波辐射. 而消融过程和降水过程会改变冰面的物
理性质, 降水的发生使冰川反照率出现增大的趋
势, 当新雪变为粒雪, 或者雪融化成水, 冰川表面
变成冰水混合物, 使得表面反照率降低.

选择西支点位 D 和东支点位 5 作逐日的净短
波辐射时间序列图(图 2), 发现峰谷频繁交替, 净

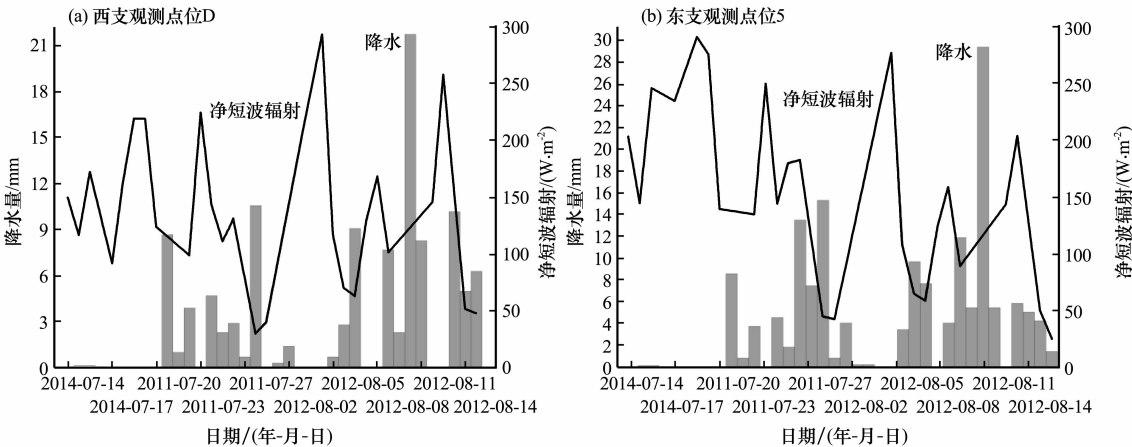


图2 十一冰川西支观测点 D(a) 和东支观测点 5(b) 的日平均净短波辐射、日降水量序列
Fig.2 Time-series of the net shortwave radiation and precipitation at Point D(a) and Point5(b)

短波辐射和降水有反相变化趋势. 2011 年 7 月 18 日、24 日和 2012 年 8 月 1 日、13 日净短波辐射最大, 对应的是 0 mm 的降水量. 整体来看净短波辐射在融雪期日际波动较大, D 点和 5 点的变化范围在 $30 \sim 300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 统计所有花杆观测点在消融期内的日均向下短波辐射为 $239.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 7、8 月平均反照率为 0.3. 全冰川日均净短波辐射为 $146.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 其中, 西支为 $132.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 东支为 $155.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

3.1.2 长波辐射

长波辐射与短波辐射有很大的不同, 受气象和环境影响较大, 主要影响因子有陆面温度、空气温度、空气湿度等. 采用波尔兹曼公式的模拟结果可以看出(图 3), 融雪期内, 葫芦沟十一冰川的净长波入射有正有负, 大多为负, 意味着向下的长波辐射(大气长波辐射)小于向上的长波辐射(地面长波辐射). 模拟的日均大气长波辐射为 $252 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 地面长波辐射 $263 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 大气长波辐射的模拟值和邻近冰川祁连山七一冰川 2006 年 6–9 月的实测均值 $259 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[55]、祁连山老虎沟 12 号冰川 2009 年 7 月、8 月的实测均值 $263 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 、230 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 较为匹配^[56]. 地面长波辐射的模拟相较于老虎沟 12 号冰川 2009 年 7 月和 8 月的实测均值 $300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $287 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 偏小. 总的来看, 净长波入射在观测时间内均值为 $-10.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 在空间上来看差异较小, 西支日均净长波辐射值为 $-12.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 东支为 $-9.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 但较之短波辐射的波动幅度, 长波辐射的变化区间较小, 在 $240 \sim 310 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 而总辐射平衡值受入射的太阳辐射、下垫面反射率和地面有效辐射的综合影

响, 也同样有着明显的日变化特征.

3.1.3 湍流能量交换

湍流交换主要包括冰川表面的潜热和感热能量变化. 感热主要反映了近地面空气和冰川表面之间的热量交换, 取决于温度梯度, 而潜热则表征了冰川表面的升华现象, 取决于水汽压梯度. 作为能量收支的重要组成部分, 感热和潜热通量都容易随天气的变化而发生变化, 但较辐射要弱很多. 在一些特殊的气候背景和下垫面条件下, 能量传送过程存在着很大差异, 如风速较大、气温较高时, 会起主要作用.

从葫芦沟十一冰川西支观测 D 点和东支观测 5 点的湍流能量交换模拟结果(图 4)发现, 观测期间潜热通量的变化范围在 $-10 \sim 4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 感热通量的变化范围在 $5 \sim 23 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 东支的感热通量大于西支. 同时两者在数值上的变化趋势相同, 当感热通量变大, 潜热通量也显著变大. 感热通量为正值表明大气在向冰川表面输送热量, 主要是因为大气温度高于冰川表面温度, 从而形成了稳定的逆温层结. 潜热通量基本为负值, 表明冰川表面以蒸发和升华为主, 向大气输送热量. 而冰/雪面水汽压可以看作是饱和水汽压, 大多数情况下高于近地面空气水汽压, 凝结很少出现. 在潜热通量出现正值的天数内, 空气水汽压大于地表水汽压, 地气温差和风速也较小, 不利于冰川表面湍流的发展. 此时, 水汽便会发生凝结或凝华, 使得大气向冰川表面输送热量.

在数量级上, 感热通量大于潜热通量, 所有观测点感热通量均值为 $19.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 潜热通量均值为 $-3.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 这和 2006 年 6–9 月七一冰川能量平衡组成中感热为 $25.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和潜

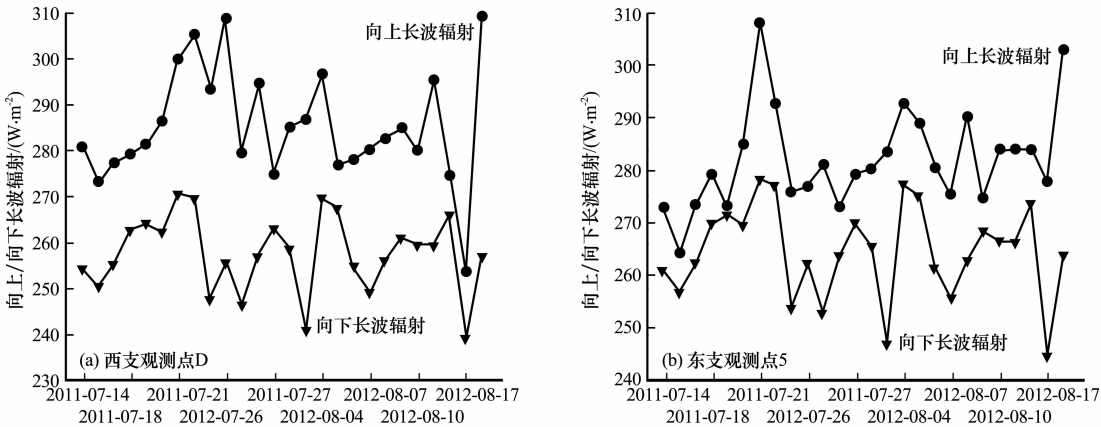


图 3 西支观测点 D(a) 和东支观测点 5(b) 的向上/向下长波辐射
Fig. 3 The time-series of upward/downward longwave radiations at Point D(a) and Point5(b)

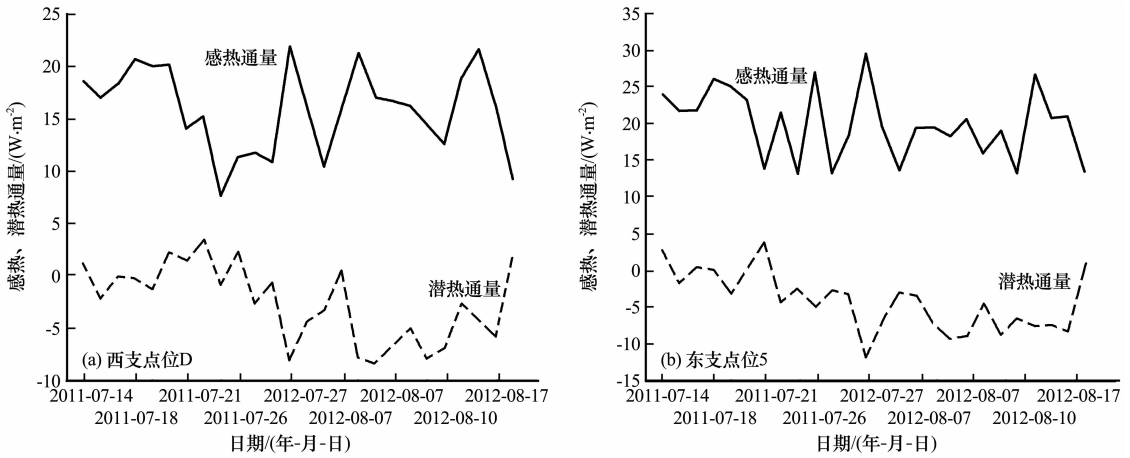


图4 观测西支点位 D(a)和东支点位 5(b)的湍流能量日变化
Fig.4 The time-series of turbulent fluxes at Point D(a) and Point 5(b)

热 $-16.5 W \cdot m^{-2}$ 较为吻合^[55]. 感热和潜热通量相互抵消后, 在能量平衡中所占的比重较小, 通过能量平衡方程计算的冰川蒸发/升华量日平均值仅为 $0.1 mm w. e.$. 十一冰川的潜热和感热通量情况可以概括为潜热为负值, 感热通量大于潜热通量, 变化趋势相同.

因为缺乏可靠的率定资料, 湍流通量的计算尚存在不确定性: 一是由于受降水和风吹雪等因素的综合影响导致推算的粗糙度不确定性增大; 二是冰川表层常通量层有时遭到破坏造成湍流通量的计算结果出现误差^[57].

3.1.4 消融耗热和物质平衡模拟

西支点位 D 和东支点位 5 在观测期间积雪层内的消融耗热输入(净短波辐射 + 净长波辐射 + 净湍流交换 + 降水带入能量)的逐日变化曲线如图 5 所示. 从图 5 可以看出, 净消融能量为正, 平均值

为 $164.1 W \cdot m^{-2}$. 在 2011 年 7 月 20 日出现的消融耗热峰值, 接近 $300 W \cdot m^{-2}$, 与之对应的是一次幅度在 $3 \sim 5 ^\circ C$ 的大幅度升温过程, 同样在 2012 年 8 月 4 日和 15 日也出现了较之前日 $5 ^\circ C$ 左右的升温. D 点和 5 点的消融耗热最低达到 $20 W \cdot m^{-2}$, 均出现在 2012 年 7 月 30 日, 恰好对应温度的低值.

通过计算, 净辐射是雪面能量平衡中占主导地位的分量, 在整个融雪期对雪层能量的贡献达到 82.3% , 感热占据 17.7% . 在十一冰川西支净辐射占有所有能量收入的 81% , 东支为 83% . 这是由于西支海拔较高, 冰面洁净, 接收到的辐射较小. 融雪期液态降水比重很小, 因此, 在十一冰川的观测期间, 降雨热量忽略不计. 消融能量和潜热是主要的能量支出项, 消融耗热占 84.7% , 潜热释放占 15.3% . 与祁连山七一冰川冰雪消融耗热和潜热释

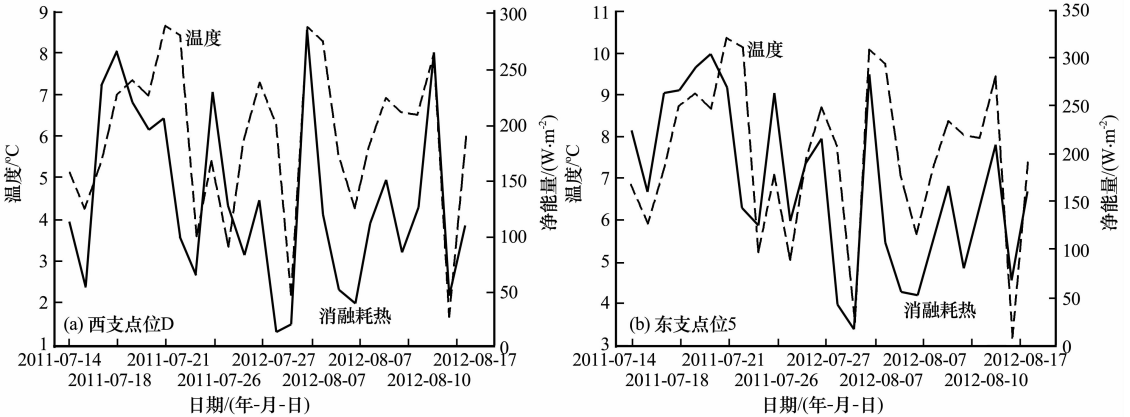


图5 观测西支点位 D(a)和东支点位 5(b)的消融耗热曲线
Fig.5 The time-series of temperature and energy consumed by ablation at Point D(a) and Point 5(b)

放分别约占总能量支出的 87.2% 和 12.8% 相对吻合^[55]。据实测资料,所有点位的日均物质平衡是 $4.4\text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$, 经过能量平衡模型拟合的结果为 $4.1\text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$, 东支的消融要强于西支。所有点位模拟得到的物质平衡和实测的结果保持高度一致的变化趋势。图 6 显示了模拟值与实测值的散点对比图,对于大于 $8\text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的物质平衡的模拟,会出现低估的情况,日均实测值和模拟值的相关系数为 0.86(通过显著性水平 0.001 检验)。单日的物质平衡模拟值相对误差在 20%, 模拟值出现高估和低估的情况较为平均,因此,在 2011 年和 2012 年整个观测时段内误差互相抵消,相对误差仅在 7.2% 左右(图 7)。

通过计算,2011 年所有点位在观测期间的物质平衡为 -64.2 cm w.e. , 2012 年为 -79.8 cm w.e. , 模拟值的相对误差为 6.7%(图 7)。F 点是所有花

杆观测点位中海拔最高的,对应的负平衡值较高。十一冰川东支较西支出现较强负平衡,其中,2011 年西支 -52.7 cm w.e. , 东支 -70.6 cm w.e. ; 2012 年西支 -77.1 cm w.e. , 东支 -81.4 cm w.e. 。造成这一差异的原因可能有两个: 1) 东支冰川海拔较低,气温较高; 2) 东支由于表面表碛物多,夏季呈黑褐色,接受较多太阳辐射。

能量平衡模型的模拟误差可能来自于两方面: 第一,模拟的时间分辨率过大。对于一个反射率对天气状况反馈十分敏感的下垫面,能量的收支在一天内的变化幅度很大,因此用单一的均值模拟会出现偏差; 第二,难以直接测量的湍流通量的模拟方法中,块体空气动力学法对于地表粗糙度和总体输送系数的取值较难,与实际下垫面情况存在差别,造成计算出的感热和潜热通量不可避免存在一定的误差; 第三,能量-物质平衡计算中未考虑冰川内部及底部消融和再冻结作用。

3.2 (修正的)度日因子-物质平衡模型模拟结果

图 8 显示了十一冰川不同时间段不同海拔的正积温与同期的物质平衡观测值的对应关系,可以看出消融量和正积温明显的正相关关系。整条冰川的模拟度日因子分别为 $6.3\text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, 雪的度日因子为 $4.5\text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 。西支和东支的冰川冰度日因子分别为 2011 年 $6.2\text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 和 $6.4\text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, 2012 年 $7.1\text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 和 $5.8\text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ 。表 1 列出了 3 个指数模型的最优参数,所有模型与实测日消融率的值和变化趋势均有较好的一致性,在一些特殊天气导致的极端消融值的情况下,会出现一定程度的低估和高估。

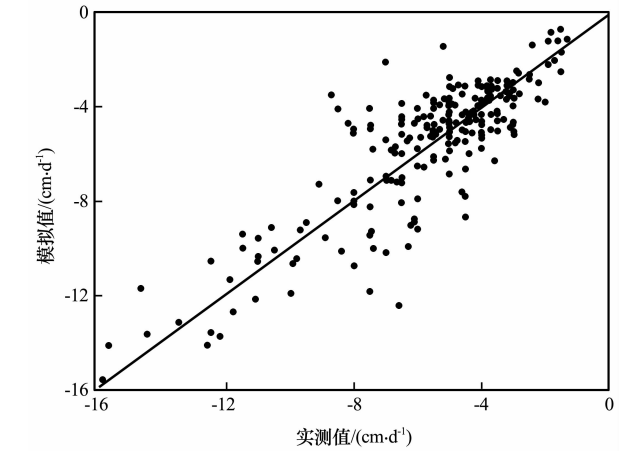


图 6 能量平衡模型的日均物质平衡模拟值和实测值对比
Fig. 6 Relation between the measured ablation rate and the ablationrate simulated with energy balance model

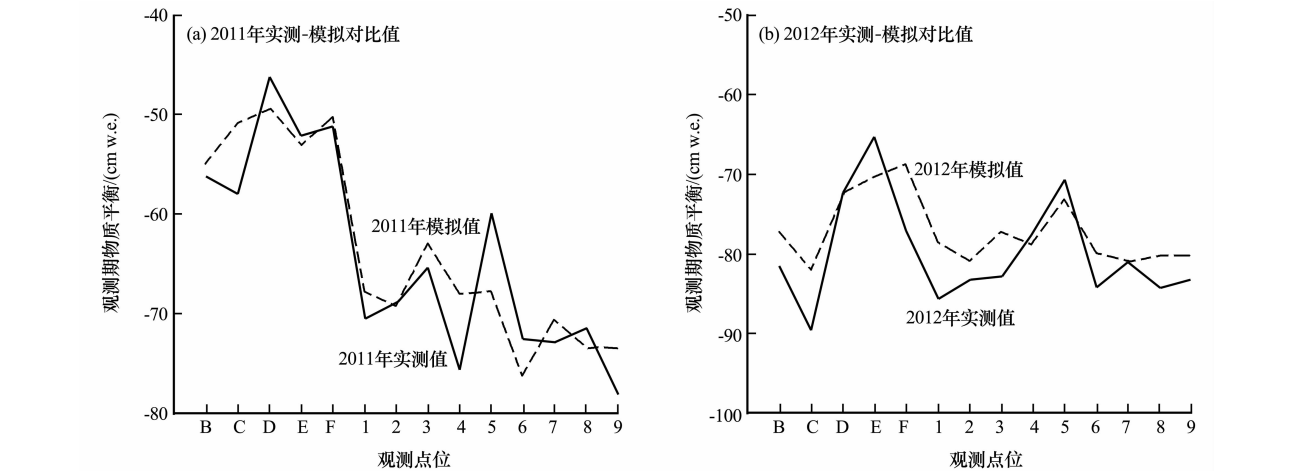


图 7 观测时段内 2011 年(a)和 2012 年(b)的能量平衡模式模拟的物质平衡模拟值和实测值对比
Fig. 7 Comparisons of the measured mass balance and the mass balance simulated with energy

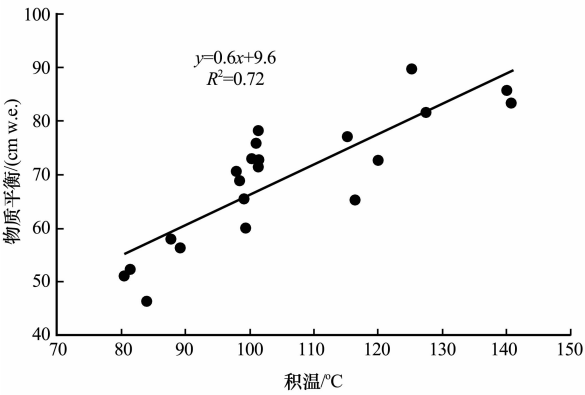


图 8 十一冰川物质平衡与正积温的线性关系

Fig. 8 Linear relation between mass balance and cumulative positivetemperature on theShiyi Glacier

从度日模式模拟和实测的物质平衡散点图(图 9)中可以看出,虽然随着辐射因子和水汽压的加入,模拟能力提升,但是对日物质平衡高于 $-8\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 的天数来说,会出现低估的情况. 模型 A 中温度是唯一的输入变量,全冰川采用了恒定的冰/雪度日因子值,模拟值范围较小,基本在 $-2\sim-9\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$. 对于较强的负平衡值的模拟,出现低估,同时对于低于 $-2\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 的物质平衡值的模拟出现高估. 总结来看,传统的度日模式对于极值的模拟有很大的局限性. 模型 B 在加入了净短波辐射值之后,提升了散点图的收敛性,一定程度上克服了对于物质平衡高值的低估和低值的高估. 模型 C 在加入水汽压变量后,效果优于模型 B,但是

表 1 各统计参数模型在十一冰川的参数取值

Table 1 Parametervalue in the ShiyiGlaciersfor various models

模型	输入变量	参数	十一冰川	决定系数 R^2	相对误差 E
A	温度	$DDF_i/(\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1})$	6.30	0.79	0.40
		$DDF_s/(\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1})$	4.50		
B	温度, 入射和反射短波辐射	$TF/(\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1})$	3.53	0.84	0.24
		$SRF/(\text{m}^2\cdot\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{W}^{-1})$	0.07		
C	温度, 入射和反射短波辐射, 水汽压	$TF/(\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1})$	3.17	0.86	0.20
		$SRF/(\text{m}^2\cdot\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{W}^{-1})$	0.07		
		$EF/(\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1})$	0.01		

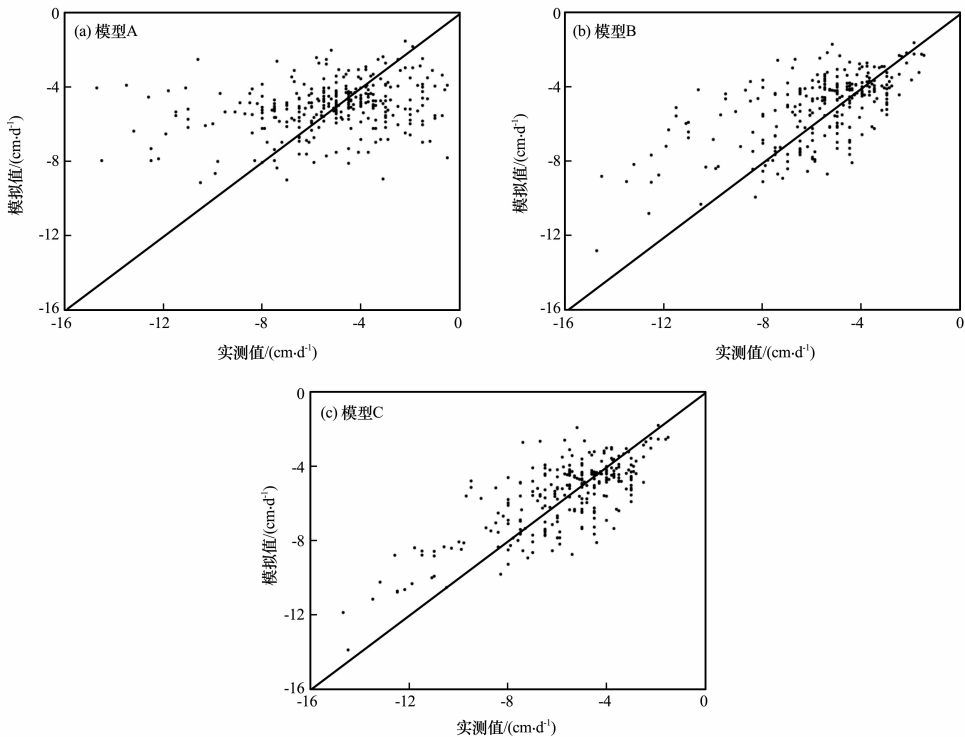


图 9 度日模式 A、B、C 的日消融率实测值与模拟值

Fig. 9 The ablation rate scatter diagrams between the measured ablation rate and the ablation rate simulated with Degree-Day Model A, B and C

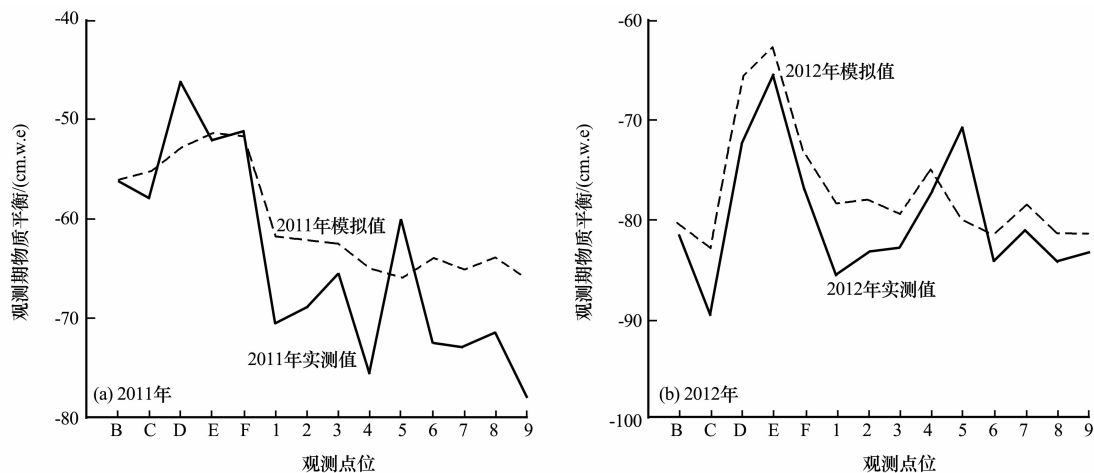


图 10 观测时段内 2011 年(a)和 2012 年(b)的模型 C 度日模式模拟的物质平衡模拟值和实测值对比
Fig. 10 Comparisons between the measured mass balance and the mass balances simulated with Degree-Day Model C, 2011 and 2012

主要体现在物质平衡负值较大的区域。回归模型中水汽压的系数为正，表明与消融量成正比，对于消融量较大，负平衡较强的天数，水汽压有明显增高趋势，因此，该变量的加入对于高值区的修正效果较好。对于日尺度的模拟，模型 C 决定系数达到 0.86，但是在一些点位出现较大的相对误差，比如花杆 B 处高达 25%。

图 10 是在所模拟的消融时段内，最优度日模式 C 所模拟的各花杆观测点的总物质平衡观测值和模拟值的比较。可以发现各点位模拟的物质平衡值基本小于实测值，模拟值与海拔存在反向变化趋势。西支的 B~F 点位随着海拔的升高，负平衡变弱，东坡的 1~9 点位海拔较低，负物质平衡值较强。这个特征与实测的物质平衡存在一致性，但是模拟值表现出的空间差异与海拔存在较好的负相关关系，应该还是由模型中的温度梯度导致的。对于点位 5 出现的较弱的负物质平衡值，模拟能力较差。对于整个时段物质平衡值的模拟，各点的平均相对误差为 7%。

对比看出，不论在日尺度还是整个消融模拟时段内，能量-物质平衡模型的模拟能力最佳。模型 C，即基于辐射和水汽压的度日因子-物质平衡模型次之。根据对模拟结果和 R^2 值、 E 值的分析发现，能量-物质平衡模型模拟能力强大，尤其在日尺度上有明显优势，能够较好地反映物质平衡的波动变化。传统的度日因子-物质平衡模型难以反映每个花杆观测点位的空间时间差异，日均物质平衡模拟值相对误差达到 0.4。而修正之后模型的模拟能力有大幅提高，尤其是考虑了短波辐射和水汽压的度

日因子-物质平衡模型，在较大时间尺度有很好的表现。

4 结论与展望

以黑河流域十一冰川为参照冰川，利用冰川末端自动气象站数据、冰川物质平衡及微气象数据、气象模型(HAR)的栅格数据，通过一系列参数化方案，首次建立了十一冰川单点能量-物质平衡模型和三个度日因子-物质平衡模型，对冰川物质平衡进行了模拟分析，对不同模型的模拟结果和效果进行了分析讨论。研究表明，能量-物质平衡模型物质概念明晰，模拟能量最优。其中，净辐射是冰川表面最主要的能量来源，占能量收入的 82.3%；其次为感热供热，占收入的 17.7%。净长波辐射基本为负，吸收的热量主要通过融化和蒸发/升华两种方式消耗，分别占能量支出的 84.7% 和 15.3%。传统的度日因子-物质平衡模型表现不佳。而加入净短波辐射和水汽压参数的度日因子-物质平衡模型的模拟效果明显提高，且所需参数相对较少，可以用作大尺度冰川物质平衡的模拟。研究结果对黑河流域乃至整个祁连山地区的冰川物质平衡模拟方法的建立具有参考意义。

由于冰川所处的特殊地域和复杂的冰雪面消融特征，对于各观测点辐射量的准确获取受到天气、冰川运动和观测条件等诸多因素的限制。同时，冰川反照率具有时空变化大、影响因子多的特点，模拟中湍流通量的计算存在不确定性，都是物质平衡模型面临的挑战。因此，在未来发展区域尺度分布式物质平衡模式，首先，需要更多参照冰川的物质

平衡观测数据和冰川区气象观测,以满足建立普适物质平衡模型的需求;其次,深入开展冰川积累和消融过程、机理方面的研究,构建基于野外观测的模型参数化方案,尤其是冰川反照率的参数化方案,以解决关键参数获取问题。

致谢:柏林科技大学 Dieter Scherer 教授及其科研团队对于高亚洲重分析数据(HAR)数据提供支持,怀保娟博士和天山冰川站团队在文章写作和资料获取方面给予的帮助,在此一并致以衷心的感谢。

参考文献(References):

- [1] Haeberli W, Cihlar J, Barry R G. Glacier monitoring within the global climate observing system[J]. *Annals of Glaciology*, 2000, 31(1): 241–246.
- [2] Dyurgerov M B, Meier M F. Glaciers and the changing earth system: A 2004 snapshot[M]. Boulder: Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, 2005.
- [3] Shi Yafeng, Zhang Xiangsong. Impacts and future trends of climate change on surface water resources in the arid regions of northwest China[J]. *Science in China: Series B*, 1995, 38(11): 1395–1408. [施雅风, 张祥松. 气候变化对西北干旱区地表水资源的影响和未来趋势[J]. *中国科学: B 辑*, 1995, 25(9): 968–977.]
- [4] Bie Qiang, Qiang Wenli, Wang Chao, *et al.* Monitoring glacier variation in the upper reaches of the Heihe River based on remote sensing in 1960–2010[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 35(3): 574–582. [别强, 强文丽, 王超, 等. 1960–2010 年黑河流域冰川变化的遥感监测[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(3): 574–582.]
- [5] Li Zhongqin. The recent studies and applications of Ürümqi Glacier No. 1, Tianshan Mountains, China[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2011: 1–213. [李忠勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川近期研究与应用[M]. 北京: 气象出版社, 2011: 1–213.]
- [6] Liu Chaohai, Xie Zichu, Wang Chunzu. A research on the mass balance processes of Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River, Tianshan Mountains[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1997, 19(1): 17–24. [刘潮海, 谢自楚, 王纯足. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡过程研究[J]. *冰川冻土*, 1997, 19(1): 14–24.]
- [7] 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. [张建, 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.]
- [8] Li Huilin, Li Zhongqin, ShenYongping, *et al.* Glacier dynamic models and their applicability for the glaciers in China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, 29(2): 201–208. [李慧林, 李忠勤, 沈永平, 等. 冰川动力学模式及其对中国冰川变化预测的适应性[J]. *冰川冻土*, 2007, 29(2): 201–208.]
- [9] Arnold N, Willis I C, Sharp M J, *et al.* A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier. I. Development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Valais, Switzerland[J]. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(140): 77–89.
- [10] Brock B W, Willis I C, Sharp M J, *et al.* Modeling seasonal and spatial variations in the surface energy balance of Haut Glacier d’Arolla, Switzerland[J]. *Annals of Glaciology*, 2000, 31(1): 53–62.
- [11] 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.
- [12] Ahlmann H W, Ångström A, Fjeldsæd J E. Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic expedition in the summer of 1931, Part IX-X[J]. *Geografiska Annaler*, 1933(15): 261–348. doi:10.2307/519467.
- [13] Sverdrup H U. The Eddy Conductivity of the air over a smooth snow field: Results of the Norwegian-Swedish Spitzbergen expedition of 1934[M]. Cammermeyer in Komm., 1936.
- [14] Male D, Granger R. Snow surface energy exchange[J]. *Water Resources Research*, 1981, 17(3): 609–627.
- [15] Dozier J. A clear-sky spectral solar radiation model for snow-covered mountains terrain[J]. *Water Resources Research*, 1980, 16(4): 709–718.
- [16] Hoinkes H C, Steinacker H. Hydrometeorological implications of the mass balance of Hintereisferner, 1952–53 to 1968–69[J]. *IAHS Publication*, 1975(104): 144–149.
- [17] Reeh N. Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland lee Sheet[J]. *Polarforschung*, 1989, 59(3): 113–128.
- [18] Johannesson T. Degree-day glacier mass-balance modeling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland[J]. *Journal of Glaciology*, 1995, 41(138): 345–358.
- [19] Liu Weigang, Xiao Cunde, Liu Jingshi *et al.* Study of the degree-day factors on the Rongbuk Glacier in the Mt. Qomolangma, Central Himalayas[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(5): 1101–1110. [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度日因子研究[J]. *冰川冻土*, 2014, 36(5): 1101–1110.]
- [20] Tangborn W. Prediction of glacier derived runoff for hydroelectric development[J]. *Geografiska Annaler*, 1984, 66A(3): 257–265.
- [21] Boggild C, Knudby C, Kundsén M, *et al.* Snowmelt and runoff modeling of an arctic hydrological basin in east Greenland[J]. *Hydrological Processes*, 1999, 13(12/13): 1989–2002.
- [22] Quick M C, Pipes A. UBC Watershed Model/Le modèle du bassin versant UCB[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 1977, 22(1): 153–161.
- [23] Hock R. Glacier melt: A review of processes and their modeling[J]. *Progress in Physical Geography*, 2005, 29(3): 362–391.
- [24] Rango A, Martinec J. Revisiting the degree-day method for snowmelt computations[J]. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 1995, 31(4): 657–669.
- [25] Laumann T, Reeh N. Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway[J]. *Journal of Glaciology*, 1993, 39(133): 656–665.
- [26] Cazorzi F, Fontana G D. Snowmelt modeling by combining air temperature and a distributed radiation index[J]. *Journal of Hydrology*, 1996, 181(1/2/3/4): 169–187.
- [27] Pellicciotti F, Brock B, Strasser U, *et al.* An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: Development and testing for Haut Glacier d’Arolla,

- Switzerland[J]. *Journal of Glaciology*, 2005, 51(175): 573 – 587.
- [28] Kang Ersi, Ohmura A. A parameterized energy balance model of glacier melting on the Tianshan Mountain[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1994, 49(5): 467 – 476. [康尔泗, Atsumu Ohmura. 天山冰川消融参数化能量平衡模型[J]. *地理学报*, 1994, 49(5): 467 – 476.]
- [29] Li Zhongqin. Mass balance data of Shiyi Glacier at Hulu valley Qilian Mountains in 2011[DB]. Heihe Plan Data Management Center, 2014. doi:10.3972/heihe.081.2014.db. [李忠勤. 葫芦沟十一冰川 2011 年物质平衡数据[DB]. 黑河计划数据管理中心, 2014. doi:10.3972/heihe.081.2014.db.]
- [30] Lanzhou Institute of Glaciology and Geocrylogy, Chinese Academy of Sciences. Glacier Inventory of China: I Qilian Mountains [M]. Beijing: Science Press, 1980. [中国科学院兰州冰川冻土研究所. 中国冰川目录: I 祁连山区[M]. 北京: 科学出版社, 1980.]
- [31] Yu Guobin, Li Zhongqin, Wang Puyu. Glacier changes at the Daxue Mountain and Danghenan Mountain of west Qilian Mountains in recent 50 years[J]. *Arid Land Geography*, 2014, 37(2): 299 – 309. [于国斌, 李忠勤, 王璞玉. 近 50 a 祁连山西段大雪山和党河南山的冰川变化[J]. *干旱区研究*, 2014, 37(2): 299 – 309.]
- [32] Chen Hui, Li Zhongqin, Wang Puyu, *et al.* Change of Glaciers in the central Qilian Mountain[J]. *Arid Land Geography*, 2013, 30(4): 588 – 593. [陈辉, 李忠勤, 王璞玉, 等. 近年来祁连山中段冰川变化[J]. *干旱区研究*, 2013, 30(4): 588 – 593.]
- [33] World Glacier Monitoring Service. Glacier Mass Balance Data 2004/2005 [R]. Zurich: University of Zurich, Switzerland, 2007.
- [34] Huintjes E, Li Huilin, Li Zhongqin, *et al.* Degree-day modeling of the surface mass balance of Ürümqi Glacier No. 1, Tian Shan, China[J]. *The Cryosphere Discuss*, 2010, 4(1): 207 – 232.
- [35] Maussion F, Scherer D, Mölg T, *et al.* Precipitation seasonality and variability over the Tibetan Plateau as resolved by the High Asia Reanalysis[J]. *Journal of Climate*, 2014, 27(5): 1910 – 1927.
- [36] Aðalgeirsdóttir G, Jóhannesson T, Björnsson H, *et al.* Response of Hofsjökull and southern Vatnajökull, Iceland, to climate change[J]. *Journal of Geographical Research: Earth Surface* (2003 – 2012), 2006 (111): F03001. doi: 10.1029/2005JF000388.
- [37] Hock R, Holmgren B. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden[J]. *Journal of Glaciology*, 2005, 51(172): 25 – 36.
- [38] Jiang Xi, Wang Ninglian, He Jianqiao, *et al.* A study of parameterization of albedo on the Qiyi Glacier in Qilian Mountains, China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, 33(1): 30 – 37. [蒋熹, 王宁练, 贺建桥, 等. 祁连山七一冰川反照率的参数化研究[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(1): 30 – 37.]
- [39] Ohmura A. Climate and energy balance on the arctic tundra[J]. *International Journal of Climatology*, 1982, 2(1): 65 – 84.
- [40] Braithwaite R J, Olesen O B. A simple energy-balance model to calculate ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet[J]. *Journal of Glaciology*, 1990, 36(123): 222 – 228.
- [41] Monin A S, Obukhov A M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere[J]. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 1954, 24(151): 163 – 187.
- [42] Dyer A J, Bradley E F. An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE[J]. *Boundary Layer Meteorology*, 1982, 22(1): 3 – 19.
- [43] Gustafsson D, Stähli M, Jansson P E. The surface energy balance of a snow cover: Comparing measurements to two different simulation models[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2001, 70(1/2/3/4): 81 – 96.
- [44] Munro D S. Surface roughness and bulk heat transfer on a glacier: Comparison with eddy correlation [J]. *Journal of Glaciology*, 1989, 35(121): 343 – 348.
- [45] Kondo J, Yamazawa H. Bulk transfer coefficient over a snow surface[J]. *Boundary Layer Meteorology*, 1986, 34(1): 123 – 135.
- [46] Oke T R. *Boundary Layer Climates* [M]. 2nd ed. London: Methuen and Co Ltd., 1987: 241 – 243.
- [47] Teten O. Über einige meteorologische Begriffe[J]. *Zeitschrift für Geophysik*, 1930(6): 297 – 309.
- [48] Klok E J, Oerlemans J. Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland [J]. *Journal of Glaciology*, 2002, 48(163): 505 – 518.
- [49] Finsterwalder S, Schunk H. Der Suldenferner[J]. *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*, 1887(18): 72 – 89.
- [50] Braithwaite R J, Olesen O B. Seasonal variation of ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet and its sensitivity to climate change, Qamanrsspsermia, West Greenland [J]. *Journal of Glaciology*, 1993, 39(132): 267 – 274.
- [51] Greuell W, Smeets P. Variations with elevation in the surface energy balance on the Pasterze (Austria)[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(D23): 31717 – 31727.
- [52] Kustas W P, Rango A. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model[J]. *Water Resources Research*, 1994, 30(5): 1515 – 1527.
- [53] Lang H. Relations between glacier runoff and meteorological factors observed on and outside the glacier[J]. *IAHS Publ.*, 1967(79): 429 – 439.
- [54] Jiang Xi, Wang Ninglian, Yang Shengpeng, *et al.* The surface energy balance on the Qiyi Glacier in Qilian Mountains during the ablation period, China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, 32(4): 686 – 695. [蒋熹, 王宁练, 杨胜朋, 等. 祁连山七一冰川暖季能量平衡及小气候特征分析[J]. *冰川冻土*, 2010, 32(4): 686 – 695.]
- [55] Chen Liang, Duan Keqin, Wang Ninglian, *et al.* Characteristics of the surface energy balance of the Qiyi Glacier in Qilian Mountains in melting season[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, 29(6): 882 – 888. [陈亮, 段克勤, 王宁练, 等. 祁连山七一冰川消融期间能量平衡特征[J]. *冰川冻土*, 2007, 29(6): 882 – 888.]
- [56] Sun Weijun, Qin Xiang, Ren Jiawen, *et al.* Surface energy balance in the accumulation zone of the Laohuguo 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.]
- [57] Yang Xingguo, Qin Dahe, Qin Xiang, *et al.* 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, 等. 冰川/积雪-大气相互作用研究进展[J]. *冰川冻土*, 2012, 34(2): 392 – 402.]

Physical energy-balance and statistical glacier melting models comparison
and testing for Shiyi Glacier , Heihe River Basin ,
Qilian Mountains , China

FANG Xiaoyu^{1,2} , LI Zhongqin² , Bernd Wuennemann¹ , GAO Shu¹ , CHEN Rensheng²
(1. Nanjing University, School of Geography and Oceanographic Science, Nanjing 210046 , China; 2. Cold and Arid Region
Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000 , China)

Abstract: Glacier mass balance is regarded as the bridge and tie between the meteorology and water resources in glaciated regions, so monitoring and simulating mass balance is always one of the frontier research topics. A physical energy-balance model and four statistical degree-day factor models based upon temperature-index, radiation-index and temperature-radiation-vapor-index are presented, in which the Shiyi Glacier is taken as a case of study. The results are deeply analyzed and evaluated. When the degree-day factor model is enhanced by net shortwave radiation index, resulting in 90% of the ablation rate, the model will be improved significantly. The enhanced day-degree factor model combining with shortwave radiation and water vapor becomes the best model amongst all models. The results of energy/mass balance models suggest that net radiation is the dominant energy source to the glacier surface, accounting for 82.3% of all the inward fluxes, followed by the sensible heat flux, accounting for 17.7% of all the inward fluxes. The long wave radiation is mostly negative one during the modeling period. The ablation energy and latent heat flux account for 84.7% and 15.3% of the heat loss. The relative error of the radiation-vapor day-degree model is 7%, which is slightly higher than that in energy-balance model, 6.7%. Comparison suggests that the energy-balance model is more capable of modeling the value and the amplitude of variation, especially in daily scale. Likewise the statistical models perform insufficiently, especially, to the local specific topography. However, the statistical models require few input data, with computational simplicity. This study will be useful for establishing glacier mass-balance model in the Heihe River Basin and the Qilian Mountains.

Key words: Shiyi Glacier in the Qilian Mountains; mass balance; energy balance; day-degree factor; radiation parameters