

引用格式: 杜常江, 陈飞, 李法虎, 雷廷武. 基于能量守恒和 3S 技术的分布式冰川融水径流过程模拟[J]. 山地学报, 2021, 39(2): 290-303.  
DU Changjiang, CHEN Fei, LI Fahu, LEI Tingwu. A distributed simulation model on runoff process from glacial meltwater based on energy conservation and 3s technology[J]. Mountain Research, 2021, 39(2): 290-303.

## 基于能量守恒和 3S 技术的分布式 冰川融水径流过程模拟

杜常江, 陈飞, 李法虎\*, 雷廷武

(中国农业大学 水利与土木工程学院, 北京 100083)

**摘要:** 面向对象的分布式冰川融水径流模型的建立, 不仅可以提高模拟计算的精度, 而且可清楚地反映冰川融水径流各影响因子的特征, 对研究中国西部地区流域水文循环具有重要意义。本研究借助 3S 技术, 根据能量守恒和水量平衡原理, 建立了包括栅格冰川融水、融水产流以及汇流子系统且具有严格物理意义的分布式冰川融水径流过程模型。通过 DEM 数字高程技术, 提取流域地理信息; 基于 Landsat-7 卫星遥感影像, 反演获得流域的冰川覆盖信息和地表反射率信息。将获取的这些信息作为冰川融水径流过程模型的基本输入数据, 分别对扎当冰川和七一冰川融水的日径流过程进行了模拟计算。结果显示, 该模型对 2 个冰川径流量日变化过程的模拟结果与实测过程一致。2 个冰川的日径流峰值与其实测值的差异小于 6.0%, 日径流过程的 Nash-Sutcliffe 效率系数均大于 0.81。所建模型计算结果可靠, 可以为实时预测冰川融水径流变化过程提供技术支撑。

**关键词:** 冰川融水; 分布式模型; 机理模型; 融水径流; 径流过程

**中图分类号:** P333.1; P338+.1; P343.6+2

**文献标志码:** A

高原冰川是自然界重要的淡水资源<sup>[1-2]</sup>, 全球约 3/4 以上的淡水资源储存于冰川<sup>[3]</sup>。中国是世界上冰川极为发育的国家之一, 西部高海拔地区尤其是西藏地区的冰川分布广泛。中国冰川面积约为  $5.94 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 冰川储量为  $5.59 \times 10^3 \text{ km}^3$ , 年均融水量达  $56.3 \times 10^9 \text{ m}^3$ , 约占内河水资源总量的 20%。

在全球气候变暖的大环境下, 冰川融化对区域水文循环的影响作用日渐加剧<sup>[2]</sup>。冰川融水作为中国西部地区众多河流的重要补给来源, 与河流洪水、流域水循环以及区域气候变化密切相关<sup>[1]</sup>。利用水文学方法计算冰川融水径流的模型, 大体可以分为概念(经验)模型和机理(物理过程)模型两大

类<sup>[4]</sup>。概念模型利用统计关系模拟水文行为, 例如采用温度指数法, 将温度看作冰川融化的主要因素, 忽略其它次要因素, 建立以温度为变量的经验模型, 评估冰川质量平衡或计算冰川融水量<sup>[5-6]</sup>, 分析其影响因子的时空变化特征等<sup>[7-8]</sup>。这类模型形式简单且气候参数相对较易获得, 在国内外均有广泛应用, 但该方法无法精确模拟复杂地形条件下的空间变异性, 也无法应用于标定该模型所基数据来源以外的流域, 同时其计算精度也会随着时间步长的缩短而减小<sup>[8]</sup>。机理模型是基于对气候或其它生物物理条件水文反应的基本物理原理而建立的模型, 这类模型的时间分辨率高且不确定性低<sup>[4]</sup>。随着 GIS (Geography Information System) 技术的发展,

收稿日期 (Received date): 2019-11-03; 改回日期 (Accepted date): 2020-12-24

基金项目 (Foundation item): 国家重点研发计划课题 (2018YFC0406604); 国家自然科学基金 (41230746)。[National Key Research and Development Program of China (2018YFC0406604); National Natural Science Foundation of China (41230746)]

作者简介 (Biography): 杜常江 (1990-), 男, 河南封丘人, 硕士, 主要研究方向: 水土保持。[DU Changjiang (1990-), male, born in Zhengzhou, Henan province, M. Sc., research on soil and water conservation] Email: 573138919@qq.com

\* 通讯作者 (Corresponding author): 李法虎 (1963-), 男, 河南新乡人, 博士, 教授, 主要研究方向: 水利工程。[LI Fahu (1963-), born in Xinxiang, Henan province, Ph. D., professor, research on water resources engineering] E-mail: lifahu@cau.edu.cn

DEM (Digital Elevation Model) 高程数据为描述复杂地形及其参数获取提供了基础条件。通过 MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) 卫星遥感数据,反演和提取积雪覆盖信息<sup>[9-10]</sup>,为建立具有实时模拟效果的融雪径流模型提供了可能<sup>[9]</sup>。为精确反映下垫面介质复杂的空间分布情况,具有明确物理意义的分布式物理水文模型得到了快速发展<sup>[11-12]</sup>。因此,在 3S (Remote Sensing、Geography Information System 和 Global Positioning System) 技术快速发展的基础上,根据能量守恒和水量平衡原理建立的分布式融雪径流模型得到了进一步的发展<sup>[13]</sup>。但在这些已有的融雪径流模型中,大多仍采用基于温度指数法的经验融雪子模型,仍属于概念型水文模型<sup>[9, 13]</sup>。从软件工程设计角度来看,建立面向对象的水文模型的系统框架及其支持系统,推进理论性较强的分布式水文模型至实际应用水平,仍然面临巨大挑战<sup>[12, 14-15]</sup>。

目前,国内外对冰川融水径流领域的研究主要集中在融雪模型方面,较少涉及冰川融水的径流与汇流过程<sup>[2]</sup>,且在分布式融雪模型中主要采用统计模型(温度指数法),较少考虑能量守恒问题。随着计算机计算技术和 3S 技术的快速发展,面向对象的分布式冰川融水径流过程模型的建立,不仅可以提高模拟计算精度,而且还可清楚地反映冰川融水径流各影响因子的影响特征<sup>[4, 16]</sup>。具有物理意义的完全分布式模型,既有较强的理论支撑,又有分布式模型的精准,可更好地模拟复杂流域的冰川融水径流过程<sup>[2]</sup>。本研究的目的是结合分布式概念和冰川融水物理过程,通过太阳辐射数据、多波段遥感数据以及数字高程数据获取等技术手段,根据能量守恒和水量平衡原理,建立基于 3S 技术的分布式冰川融水径流过程机理模型,为实时预测冰川融水的水文变化过程以及合理利用冰川水资源提供理论依据。

## 1 研究区概况与基础数据

为了建立分布式冰川融水径流过程模拟模型并验证其精度,本研究选取青藏高原地区基础数据易于获取的 2 个典型冰川——扎当冰川和七一冰川作为研究对象。

### 1.1 研究区概况

扎当冰川(冰川目录编号:5Z225D0017)位于西藏自治区曲嘎切流域(30°28.57'N,90°38.71'E),海拔高程 5515 ~ 6090 m。曲嘎切流域面积为 58.03 km<sup>2</sup>(图 1),地势南高北低,年降雨量为 295 ~ 550 mm,主要集中在夏季(7—8 月)<sup>[17]</sup>。曲嘎切流域部分区域常年为冰川覆盖,其冰川覆盖总面积约为 4.2 km<sup>2</sup>。冰川融水形成 15 km 长的曲嘎切河(图 2),向北流入纳木错湖。扎当冰川为曲嘎切流域内的最大冰川,面积约为 2.58 km<sup>2</sup>(图 2)。扎当冰川冰面洁净,无表碛物覆盖,属于典型的亚大陆型冰川。

七一冰川(冰川目录编号:5Y437C18)位于青藏高原北部边缘的祁连山走廊南山北坡(39°15'N,97°45'E),距甘肃省嘉峪关市 116 km。七一冰川长 3.4 km,面积约 2.78 km<sup>2</sup><sup>[18]</sup>,冰峰海拔高程为 5150 m,冰舌前缘海拔高程 4360 m,属于亚大陆型山岳冰川。除冰舌前端有零散表碛分布外,整个冰川冰面洁净。七一冰川融水流入北大河支流的柳沟泉河,是河西走廊绿洲的主要水源。该区年降水量约为 300 mm,降水主要集中在 5—8 月(70% ~ 80%),春、秋和冬季的降水量较少。

### 1.2 基础数据采集与处理

#### 1.2.1 遥感数据及处理

采用 RS (Remote Sensing) 影像数据作为研究区分布式面源数据的主要获取途径,其来源是 USGS (United States Geological Survey) 提供的 Landsat-7 TM (Thematic Mapper) 遥感影像数据库(<http://glovis.usgs.gov/>)。该数据库的遥感影像数据分辨率为 30 m,具有蓝绿色波段 B1、绿色波段 B2、红色波段 B3、近红外波段 B4、近红外波段 B5、热红外波段 B6、中红外波段 B7 以及全色波段 B8。不同波段反映不同的地表信息,根据 RS 影像数据即可反演提取研究流域的冰雪覆盖范围等信息<sup>[19]</sup>。

冰川表面反射率是指 0.35 ~ 2.8  $\mu\text{m}$  波长的光谱被地表反射的辐射通量与其入射通量的比值,是影响冰川融水径流模拟精度的关键参数,在很大程度上控制着冰川融水的空间和时间分布<sup>[1]</sup>。除与冰川表面本身性质如粒径、纯净度和粗糙度等有关外,冰川表面反射率还受短波入射因素如波长、光线照射性质等的影响,其值变化范围较大(0.1 ~ 0.9  $\mu\text{m}$ )。本文根据 Duguay 和 LeDrew 推荐的公

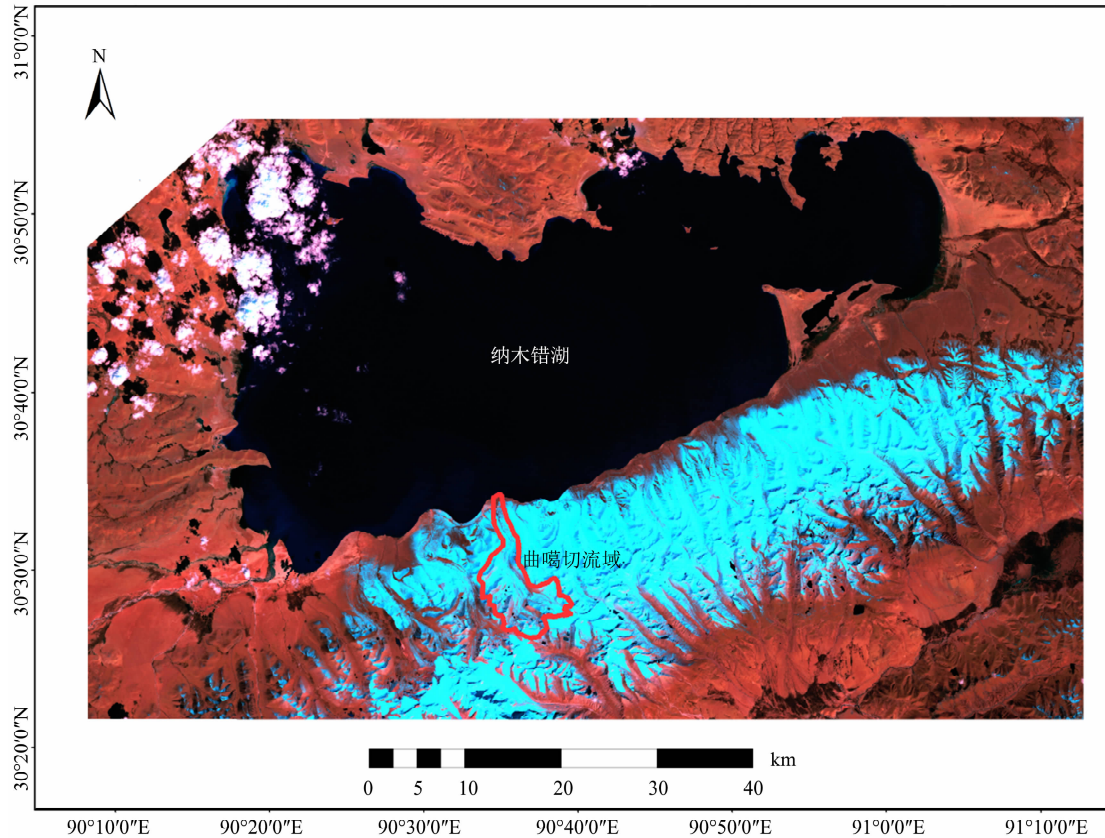


图 1 曲嘎切流域地理位置

Fig. 1 The geographical location of Qugaqie Basin

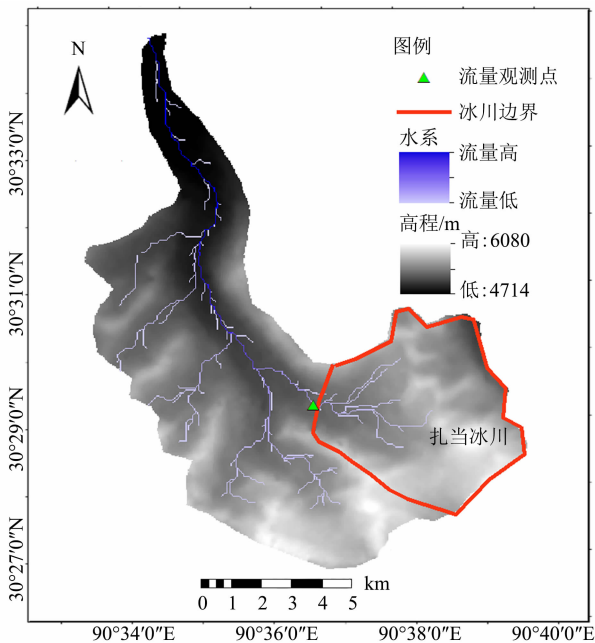


图 2 扎当冰川区域位置、高程分布与流量观测点位置图

Fig. 2 Location, altitude and runoff observation

point of Zhadang Glacier

式,利用 B2、B4 和 B7 波段的反射率计算冰川表面的平均反射率<sup>[20]</sup>:

$$\lambda = 0.526B_2 + 0.314B_4 + 0.112B_7 \quad (1)$$

式中,  $B_2$ 、 $B_4$  和  $B_7$  分别代表 B2、B4 和 B7 波段的反射率,无量纲。

根据 B2 和 B5 波段对雪和云的不同反射率,本研究采用归一化雪被指数  $NDSI$  (Normalized Differential Snow Index) 阈值提取方法,对研究区域的冰雪覆盖信息进行反演提取<sup>[21-22]</sup>,即

$$NDSI = ((B_2 - B_5) / (B_2 + B_5)) \quad (2)$$

式中,  $B_2$  和  $B_5$  分别代表 B2 和 B5 波段的反射率,无量纲。

图 3 为根据式(1)提取的曲嘎切流域反射率分布图和根据式(2)提取的曲嘎切流域冰雪覆盖信息分布图<sup>[20]</sup>。

研究区域的 DEM 数字高程数据采用 SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) 系统提供的 30 m 分辨率高程数据库 (<http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>)。借助 ArcGIS 软件,对曲

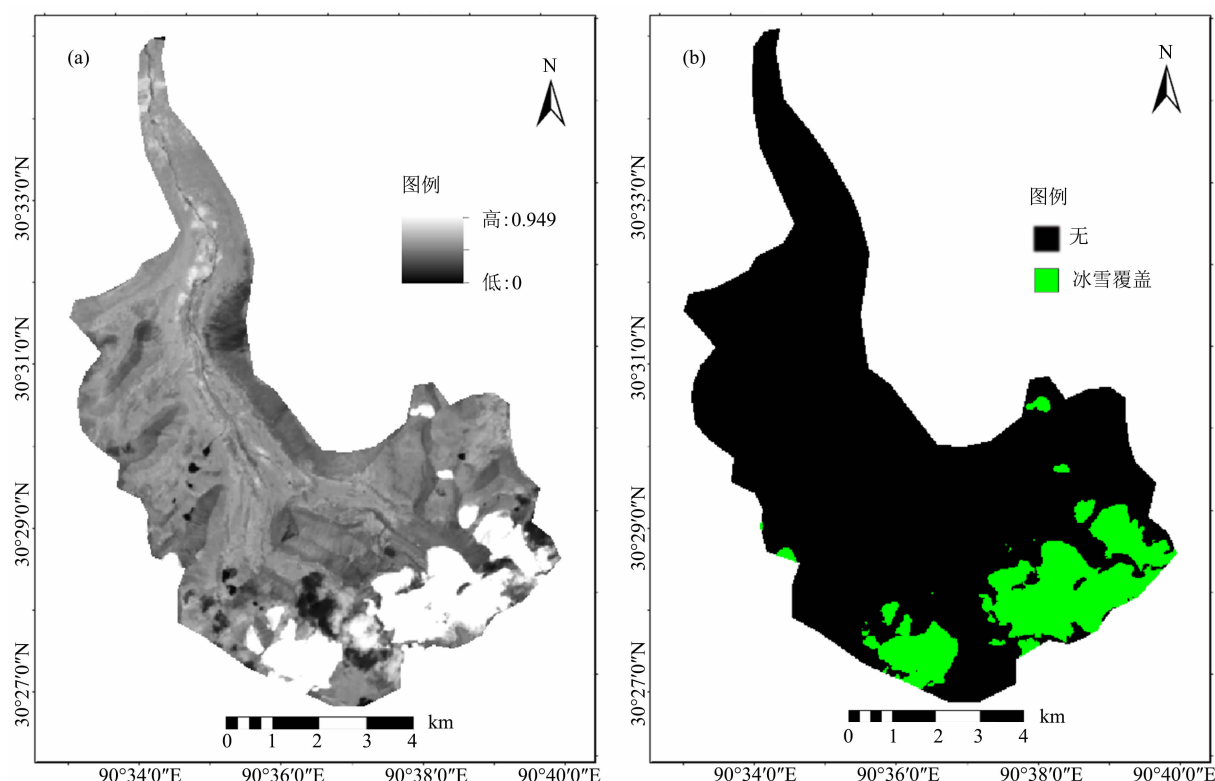


图3 曲嘎切流域表面反射率 (a) 和冰雪覆盖信息分布图 (b)

Fig. 3 Distribution of surface reflectivity (a) and snow cover information on Qugaqie Basin (b)

嘎切流域和七一冰川流域的高程、坡向和坡度进行提取。根据 DEM 数字高程数据和 ArcGIS 技术提取曲嘎切流域坡向和坡度分布图如图 4 所示。

由于提取方法相同,七一冰川相关信息的提取方法不再赘述,结果如图 5 所示。

### 1.2.2 气象和水文数据

扎当冰川的气象数据来源于中国科学院青藏高原研究所纳木错多圈层综合观测研究站。该研究站位于西藏自治区当雄县纳木错湖东南岸 ( $30^{\circ}46.44'N$ ,  $90^{\circ}59.31'E$ 、海拔高程 4730 m), 距扎当冰川约 50 km。气象站监测的气象数据经高程修正并与人工观测数据进行校验后, 得到扎当冰川的日气温和日降水变化过程线<sup>[23]</sup>。扎当冰川水文观测点位于扎当冰川下游边缘地带的汇流处, 距冰川末端约 2 km (图 2), 测点高程 5400 m。扎当冰川融水径流的水文数据采集于 2013 年 8 月 3 日和 4 日。采用便携式自计式水位计 (美国 HOB0, 型号 U20-001-04-Ti), 每 10 min 记录一次河道径流的水位信息; 采用旋桨式流速仪 (南京鼎吉测绘仪器有限公司, 型号 LS1206B) 测定水流流速, 分别记录河道横断面距河岸 1/4、2/4 和 3/4 距离处的 0.6 m 水深处

的流速, 取其平均值作为河道径流的平均流速。根据测定的径流水深和流速以及河道的形状和宽度, 计算冰川融水的径流量。

七一冰川的气温数据来源于该冰川表面海拔高程 4473 m 处的自动气象站, 气象数据每 10 min 记录 1 次。七一冰川的融水径流数据参考已有研究数据<sup>[18, 24]</sup>。七一冰川的水文监测站位于距冰川末端约 2 km 处 (图 5a), 采用日记式水位观测仪 (型号 SW40) 记录水文断面的水位信息, 利用旋桨式流速仪测定其径流流速<sup>[18, 24]</sup>。

## 2 模型建立

将所研究的冰川小流域按照遥感影像 (栅格图像) 分辨率划分成固定栅格, 每个栅格实际尺寸为  $30\text{ m} \times 30\text{ m}$ 。根据雪被指数  $NDSI$  提取的雪盖信息, 判断每个栅格是否被冰雪覆盖。对于冰雪 (未考虑新雪与旧雪之分) 覆盖的栅格, 分别根据冰川融水过程子模型、产流过程子模型和汇流过程子模型计算其各时间步长的融水量、产流量和流域的汇流过程, 并在其基础上建立基于栅格尺度的分布式



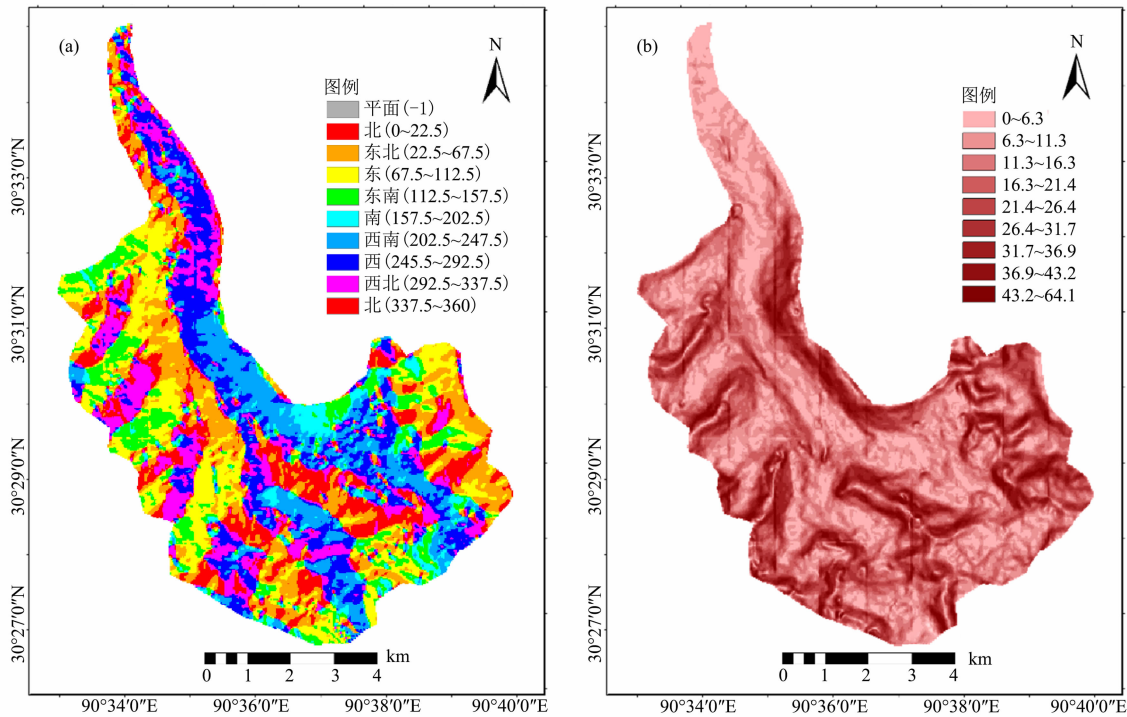


图 4 曲嘎切流域形坡向 (a) 和坡度分布图 (b)

Fig. 4 Distribution of slope aspect (a) and slope gradient (b) on Qugaqie Basin

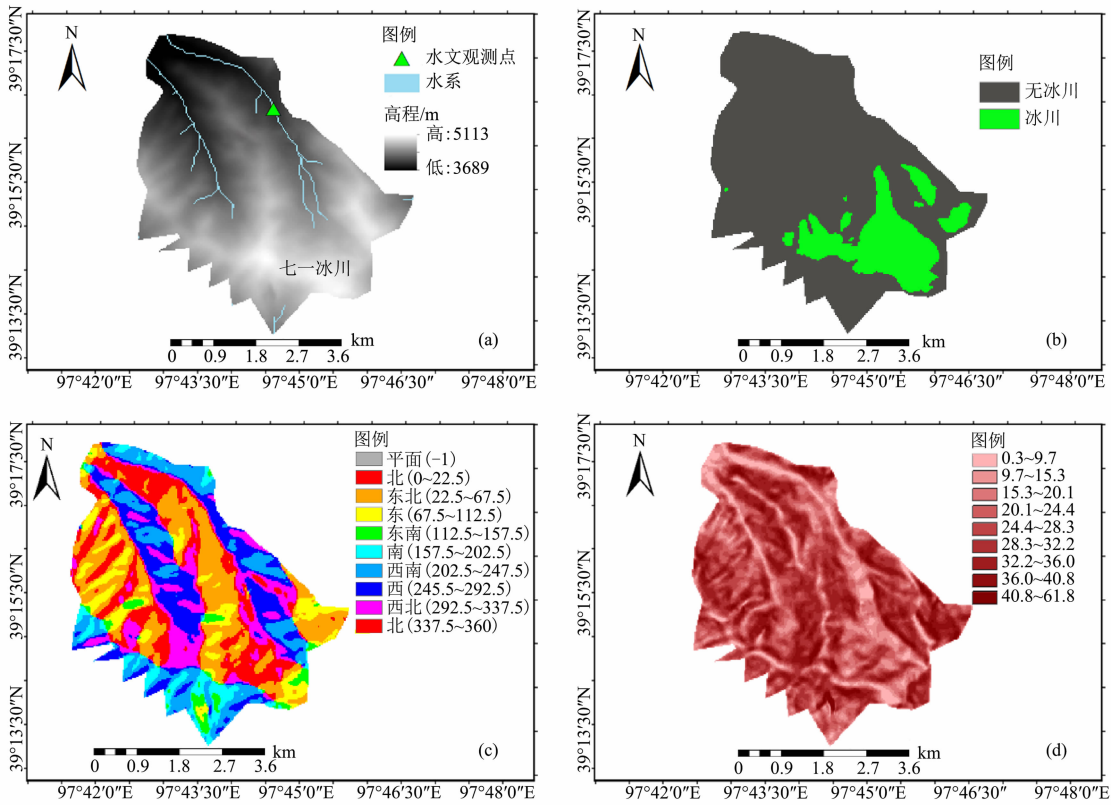


图 5 七一冰川流量观测点位置 (a) 以及冰雪覆盖信息 (b)、坡向 (c) 和坡度分布图 (d)

Fig. 5 Runoff observation point location (a) snow cover information (b), slope aspect (c), and slope gradient distributions (d) of Qiyei Glacier

冰川融水径流过程模型。

## 2.1 冰川融水过程模型

### 2.1.1 冰川表面能量守恒方程

冰川表面能量守恒方程主要由太阳短波净辐射、大气长波净辐射、感热(显热)通量、潜热通量和降水(降雨或降雪)带入的热量五部分组成<sup>[1, 16]</sup>。来自于太阳的净辐射和感热是冰川融解的主要能源。一般而言,冰川融化能量的 44%~70% 来源于太阳净辐射、20%~46% 来源于感热、8%~10% 来源于潜热<sup>[1]</sup>。由于冰雪与下垫面之间的热交换通量(地热通量)较小,一般可忽略不计<sup>[25-26]</sup>。

对于第  $i$  ( $i = 1, 2, 3, \dots, N$ , 其中  $N$  为栅格总数)个栅格、 $j$  时刻单位步长时段( $\Delta t$ )内的冰川融水能量守恒方程可写为<sup>[1, 16]</sup>:

$$Q_m = Q_n + Q_l + Q_h + Q_{le} + Q_p \quad (3)$$

式中,  $Q_m$  为可供冰雪融化的热通量( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ );  $Q_n$  为太阳短波净辐射通量( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ );  $Q_l$  为大气长波净辐射通量( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ );  $Q_h$  为感热通量( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ );  $Q_{le}$  为潜热通量( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ );  $Q_p$  为降水带入的感热通量( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ )。

对于所有的能量通量组成项,均假设进入冰川表面的能量为正,反之为负。为简化方程的表示形式,除特殊情况外,文中各变量均未标注栅格和时间序号。其中,太阳短波净辐射通量  $Q_n$  按式(4)计算:

$$Q_n = Q_s(1 - \lambda) \quad (4)$$

式中,  $Q_s$  为到达冰川表面的总辐射强度( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ )。

大气长波净辐射通量  $Q_l$  按式(5)计算:

$$Q_l = L_d - L_u \quad (5)$$

式中,  $L_d$  为大气下行长波辐射通量( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ );  $L_u$  为地表大气上行长波辐射通量( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ )。

地表大气上行长波辐射通量  $L_u$  按斯蒂芬-波尔兹曼方程计算<sup>[25]</sup>:

$$L_u = \varepsilon \sigma T_0^4 \quad (6)$$

式中,  $\varepsilon$  为冰川表面的比辐射率,无量纲,取值范围一般为 0.95~1.0<sup>[25]</sup>;  $\sigma$  为斯蒂芬-波尔兹曼常数( $5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot (\text{m}^2 \text{ K}^4)^{-1}$ );  $T_0$  为冰川表面的绝对温度(K)。

大气下行长波辐射通量主要受地表大气温度以及大气相对湿度和云量等大气辐射特征所控制。全天候条件下的大气下行长波辐射通量  $L_d$  按 Iziomon

等建立的半理论半经验公式计算<sup>[27]</sup>:

$$L_d = (1 + 0.005C^2)(1 - a \times \exp(-b \frac{e_0}{T_a})) \sigma T_a^4 \quad (7)$$

式中,  $C$  为云量(okta),云量采用八分制,即把整个天空分为八份,被云遮挡几份就称当前云量为八分之几,其值为 0~1<sup>[28]</sup>;  $a$  (无量纲)和  $b$  ( $\text{K} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ) 为修正系数,在山区,  $a$  和  $b$  分别取 0.43 和  $11.5 \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1}$ <sup>[27]</sup>;  $e_0$  为近地表 2 m (参考高度)处的水汽压(hPa);  $T_a$  为近地层 2 m 处的大气绝对温度(K)。

大气温度  $T_a$  的日变化过程采用正弦一指数模型模拟<sup>[29]</sup>,即白天气温按正弦曲线变化、夜间按指数曲线变化。气温模块的基本表示式为:

(1)在白天( $12 - DL/2 \leq t_h \leq 12 + DL/2$ )时:

$$T_a = T_{\min} + (T_{\max} - T_{\min}) \sin \frac{\pi(t_h - 12 + DL/2)}{DL + 2t_d} \quad (8)$$

式中,  $T_a$  为  $t_h$  时刻参考高度处的气温( $^{\circ}\text{C}$ );  $t_h$  是真太阳时。北京标准时间与真太阳时之间的互换可按有关公式计算<sup>[29]</sup>;  $T_{\max}$  和  $T_{\min}$  分别为日最高气温和最低气温( $^{\circ}\text{C}$ );  $t_d$  为日最高气温出现时间与正午时刻之差(h),一般取为 2.0;  $DL$  为日长(h)。

$$DL = 2 \arccos(-\tan \alpha \tan \beta) / 15 \quad (9)$$

式中,  $\alpha$  为当地纬度,  $\beta$  为赤纬角。

(2)在夜间( $t_h < 12 - DL/2$  或  $t_h > 12 + DL/2$ )时:

$$T_a = \frac{T_{\min} - T_{\text{set}} \exp(-n/\tau)}{1 - \exp(-n/\tau)} + \frac{(T_{\text{set}} - T_{\min}) \exp(-(t_h - t_{\text{set}})/\tau)}{1 - \exp(-n/\tau)} \quad (10)$$

式中,  $T_{\text{set}}$  为日落时刻  $t_{\text{set}} = 12 + DL/2$  时的气温( $^{\circ}\text{C}$ );  $n$  为夜长时数(h),  $n = 24 - DL$ ;  $\tau$  为夜间温度变化常数(h),一般取为 4.0。

根据所研究流域的栅格分布和 DEM 数字高程图,计算每个栅格单元在参考高度处的气温,建立分布式流域气温日变化过程线。

感热和潜热都是通过湍流形式进行传送,其大小与当地气温、气压和风速梯度等有关<sup>[25]</sup>。感热通量  $Q_h$  与潜热通量  $Q_{le}$  按空气动力学法计算<sup>[1, 30]</sup>:

$$Q_h = \rho_a c_a D (T_a - T_0) \quad (11)$$

$$Q_{le} = \rho_a h_v D (0.622/p) (e_a - e_0) \quad (12)$$

式中,  $\rho_a$  为空气密度 ( $1.29 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ );  $c_a$  为空气比热容 ( $1010 \text{ J} \cdot (\text{kg K})^{-1}$ );  $T_a$  为参考高度处的气温 (K);  $T_0$  为冰雪表面温度 (K);  $D$  为交换系数 ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ );  $h_v$  为冰雪的蒸发潜热 ( $2.514 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) 或升华潜热 ( $2.849 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ), 根据潜热通量方向和温度而决定其取值<sup>[25]</sup>;  $e_a$  和  $e_0$  分别为空气和冰雪表面的水汽压 (hPa);  $p$  为研究位置的大气压 (hPa)。

与太阳辐射通量计算相比, 按照空气动力学法计算的湍流通量 (感热和潜热) 目前仍存在较大的不确定性<sup>[1, 31-32]</sup>。由于冰川表面的大气近地层一般是稳定的<sup>[33-34]</sup>, 因此在假定风速、温度和湿度在垂向为对数分布且均质和常通量的条件下, 交换系数可按式计算<sup>[34-37]</sup>:

$$D = k^2 u / \left( \ln \frac{h_2 + \delta_m}{\delta_m} \times \ln \frac{h_1 + \delta_z}{\delta_z} \right) \quad (13)$$

式中,  $h_1$  为空气温度测定高度 (m);  $h_2$  为风速测定高度 (m);  $u$  为参考高度处的风速 ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 参考高度一般取为  $1.5 \sim 2.0 \text{ m}$ ;  $\delta_m$  和  $\delta_z$  分别为空气动力学阻抗系数和热量-水汽阻抗系数 (m), 对于冰川雪盖,  $\delta_m$  和  $\delta_z$  可分别取为  $0.001$  和  $0.0002 \text{ m}$ <sup>[34]</sup>;  $k$  为 von Kármán 常数, 无量纲, 一般取为  $0.40$ <sup>[37]</sup>。

一般而言, 降水具有一定的温度, 因此会带入热量, 从而影响冰川融水。降水带入的热通量按式 (14) 计算:

$$Q_p = \rho_w c_w (T_r - T_0) P_w + \rho_s c_s (T_s - T_0) P_s \quad (14)$$

式中,  $Q_p$  为降水带入的热通量 ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ );  $\rho_w$  和  $\rho_s$  分别为水和雪的密度 ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ );  $c_w$  和  $c_s$  分别为水 ( $4.18 \times 10^3$ ) 和冰雪 ( $2.094 \times 10^3$ ) 的比热容 ( $\text{J} \cdot (\text{kg K})^{-1}$ );  $T_r$ 、 $T_s$  和  $T_0$  分别为降雨、降雪和冰川表面温度 (K);  $P_w$  和  $P_s$  分别为降雨强度和降雪的水当量强度 ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。如果计算时段未发生降水, 则降水强度为 0。

### 2.1.2 冰川融水子模型

当按式 (3) 计算的净热通量  $Q_m$  为正值且雪的温度高于  $273 \text{ K}$  ( $0^\circ \text{C}$ ) 时, 冰川开始融化。在计算冰川融水时, 将研究区域分成  $N$  个栅格, 以栅格大小作为空间步长, 时间步长  $\Delta t$  一般取为  $30$  或  $60 \text{ min}$ 。如果栅格内被冰雪覆盖 (不考虑裸漏岩石等特殊因素), 则对其融水量进行计算。由于冰的比热容 ( $2.094 \times 10^3 \text{ J} \cdot (\text{kg K})^{-1}$ ) 远小于其融化热

( $3.34 \times 10^5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ), 因此忽略冰因本身温度变化而吸收的热量, 只计算冰的融化吸热量。在第  $i$  个 ( $i = 1, 2, 3, \dots, N$ ) 栅格、第  $j$  个时间步长内的冰川融水速率可表示为:

$$w_m = Q_m A_i / H_f \quad (15)$$

式中,  $w_m$  为第  $i$  个栅格在第  $j$  个时间步长内的融水速率 ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ );  $Q_m$  为第  $i$  个栅格在  $j$  时刻吸收的热量 ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ );  $A_i$  为第  $i$  个栅格的面积 ( $\text{m}^2$ ), 其值等于栅格分辨率面积/第  $i$  个栅格的坡度角;  $H_f$  为冰的融化潜热 ( $\text{J} \cdot \text{m}^{-3}$ )。

### 2.2 冰川产流过程模型

根据水量平衡原理, 在一个栅格范围内的蓄水量变化量等于该范围内的流入量与流出量的差值。在冰川融化期间, 其融水的运动过程较为复杂。一部分融水直接在冰川表面运动, 流向低处从而形成坡面径流 (不考虑填凹影响); 另一部分融水则通过冰川缝隙向下运动, 之后通过冰川内部通道在冰川末端流出。单位步长  $\Delta t$  时间内第  $i$  个 ( $i = 1, 2, 3, \dots, N$ ) 栅格内的水量变化量可表示为:

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = p_w + w_m - E - w_r \quad (16)$$

式中,  $\Delta W / \Delta t$  为单位时间内第  $i$  个栅格内的水量变化量 ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ );  $\Delta W$  为第  $i$  个栅格内的总水量 (mm);  $\Delta t$  为时间步长, h;  $P_w$  为降雨强度 ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )。如果为固态降水, 此处则不计算其量;  $w_m$  为融水强度 ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ );  $E$  为蒸发及升华强度 ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ );  $w_r$  为融化水重凝的滞留强度, 一般以融水强度的百分数表示, 本文取为融水强度  $w_m$  的  $10\%$ 。

水分蒸发、升华以及融水重凝是影响高海拔山区冰川表面能量守恒和质量平衡的重要因素, 一般可按 Penman-Monteith 方程估算<sup>[38]</sup>。但由于高原冰川区人迹罕至, 缺乏必要的常规气象观测资料, 式 (16) 中的蒸发及升华强度  $E$  可按基于气温和辐射而建立的 Hargreaves 经验公式计算<sup>[39]</sup>:

$$E = \alpha R_a (p/p_0)^{0.5} (T_{\max} - T_{\min})^\beta \left( \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2} + \gamma \right) \quad (17)$$

式中,  $\alpha$ 、 $\beta$  和  $\gamma$  为系数, 其取值分别为  $0.0027$ 、 $0.5$  和  $17.8$ <sup>[39]</sup>;  $R_a$  为单位面积每小时的辐射量 ( $\text{MJ} \cdot (\text{m}^2 \text{h})^{-1}$ );  $T_{\max}$  和  $T_{\min}$  分别为计算时段的最大和最小气温 (K);  $p$  和  $p_0$  分别为研究位置的大气压和海

平面的月平均大气压(hPa)。

### 2.3 冰川汇流过程模型

冰川融水在坡面上形成薄层水流顺坡而下,形成坡面汇流。坡面汇流是小流域范围内冰川融水径流的主要表现形式<sup>[40]</sup>。冰川表面存在一定的裂隙,因此也有部分融水通过裂隙进入冰川内部通道或者直接在内裂隙内形成沟道汇流<sup>[40]</sup>。由于沟道汇流所占比例较小以及沟道裂隙汇流数学表达较为复杂<sup>[41-42]</sup>,本模型只考虑坡面汇流。

坡面径流经过分级栅格的逐级汇流过程,最后到达冰川末端出口从而完成整个汇流过程。以栅格为基础划分汇流栅格等级即汇流带,在此基础上应用坡面水流动力学模型进行逐级汇流演算直至冰川末端出口断面,从而建立基于栅格分级的运动波汇流模型<sup>[39, 43]</sup>。栅格分级汇流模型采用基于 DEM 数字高程信息划分的汇流栅格等级,汇流路径由高级汇流带流向低级汇流带,直至冰川末端出口。根据栅格高程及其坡向,对所研究冰川的栅格进行等级划分。最高处、最外层的栅格为 1 级栅格,其栅格上的融水向下汇入第 2 级栅格,以此类推。各栅格的汇流等级为汇入本栅格的上游各栅格等级的总和加 1,即为本栅格的等级。例如,两个 1 级栅格汇入下一级的同一个栅格,则本级栅格等级为 3,其径流量来源于两个 1 级栅格以及本栅格共有 3 个栅格的流量。如此类推,直至末级栅格汇流完毕,此时末级栅格流量即为整个冰川区域上所有栅格的流量之和。整个冰川流域的汇流时间(最大汇流时间)为从最远栅格汇流至末级栅格所经历的汇流时间的总和。

稳定流方程例如 Darcy-Weisbach 或 Manning 等公式假定径流水面坡度或者摩阻坡度与河床坡度一致,将流速与径流深度之间的关系表达为指数关系,而忽略坡度对流速的影响,这对在坡度较大的山区进行汇流计算是不合适的<sup>[44-45]</sup>。因此,为了综合考虑融水径流深度和地表坡度对流速的影响,本文采用变等流时线汇流方法计算坡面水流在栅格  $i$  上的流速<sup>[45]</sup>:

$$v_i = \chi S_i^\eta h_i^\xi \quad (18)$$

式中, $v_i$  为所处栅格  $i$  的坡面径流流速( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ); $\chi$  为该栅格的汇流系数,其值一般为 0.4 ~ 0.8,具体取值经率定确定; $S_i$  为栅格  $i$  的地表坡度( $^\circ$ ),其值可根据冰川栅格的坡度图像确定, $h_i$  为栅格  $i$  上的径流水深(m); $\eta$  和  $\xi$  为修正系数,分别为 0.3 和

0.1<sup>[45]</sup>。

由于每级栅格的径流深度和坡度不同,因此坡面水流从上一级栅格流到下一级栅格所经历的时间即每级栅格的流经时间也不相同。第  $i$  级栅格的流经时间可写为:

$$\Delta t_i = l_i / v_i \quad (19)$$

式中, $\Delta t_i$  为第  $i$  ( $i = 1, 2, 3, \dots, N$ ) 级栅格的径流流经时间(s); $l_i$  为第  $i$  级栅格的坡面长度(m); $v_i$  为第  $i$  级栅格的坡面流速( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。

冰川末端出水口流量分为两个阶段计算。第一个阶段为汇流过程阶段即涨水阶段,即从开始融水到流域汇流完成,此时末端流量递增,水流从最短汇流级别至最远汇流级别不断累加。假设开始融水时刻为 0,整个汇流过程完成时间为  $t_c$ ,则在 0 -  $t_c$  的汇流时段内,整个冰川流域出口流量是时间上的积分,将其离散化后求和<sup>[9, 46]</sup>,即可得到汇流阶段内整个冰川出口的流量:

$$M_j = \sum_{i=N_j, k=0}^{N_j} A_i (\Delta W_i^k / \Delta t_i^k) \quad (20)$$

式中, $M_j$  为第  $j$  时刻整个冰川流域的出口流量( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ); $i$  为栅格级别。由于汇流过程在时间上是从流域出口向上游逐级完成,因此  $i$  从末级( $N$ ) 栅格起算,向上游累加至  $N_j$ ,即从 0 至  $j$  时刻,共有  $N_j$  级栅格完成了汇流过程; $k$  为径流从开始 0 到  $j$  时刻的汇流时间(s); $A_i$  为第  $i$  级栅格的面积( $\text{m}^2$ ); $\Delta W_i^k$  为第  $k$  时刻、第  $i$  级栅格径流流经时段内的总产水量(mm); $\Delta t_i^k$  为第  $i$  级栅格、 $k$  时刻的径流流经时间(s)。

该阶段需要注意,时间  $k$  和空间  $i$  需要一一对应,即  $k=0$  时, $i=N$ ,此时只有流域末端级别的网格开始汇流;当  $k=j$  时, $i=N_j$ 。其中:

$$j = \sum_{i=N}^{N_j} \Delta t_i \quad (21)$$

第二个阶段为完成汇流后阶段(退水阶段),此时末端流量可通过从下级向上级积分求得。采用栅格等级对其进行离散化求和,通过每一级汇流栅格的汇流等级和汇流完成时长,在时间上对整个流域从 1 至  $N$  级栅格进行流量求和<sup>[9, 46]</sup>。在  $j$  ( $j$  大于流域汇流时间  $t_c$ ) 时刻,流域末端出口流量的计算式为:

$$M_j = \sum_{i=N}^1 M_i^{j-t_i} = \sum_{i=N}^1 A_i (\Delta W_i^{j-t_i} / \Delta t_i^{j-t_i})_j \quad (22)$$



$$t_i = \sum_{i=N}^t \Delta t_i \quad (23)$$

式中,  $M_j$  为第  $j$  时刻整个冰川的出口流量 ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ );  $t_i$  为第  $i$  级栅格的汇流总时长 ( $\text{s}$ );  $j - t_i$  为第  $i$  级栅格在  $j$  时刻汇流至出口的始产流时间, 由于不同时刻的融水速率随时间变化, 故产流量也随之变化;  $M_i^{j-t_i}$  为第  $i$  级栅格在  $j - t_i$  时刻的流量 ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )。

### 3 模型验证与模拟精度分析

#### 3.1 模型编程与运行

系统设计采用通用的面向对象的程序设计方式, 把系统的各功能模块独立封装成类, 以便于后期的修改和完善。根据系统要处理的信息及其功能要求, 整个模型软件系统总体可分为三个层次, 即应用层、服务层和数据层。应用层主要是交互客户的功能区, 拥有 ArcMap 可视化窗口, 实现对遥感图像的信息提取, 为冰川融水计算提供流域基础信息输入数据; 实现对流域简单的可视化水文分析, 方便使用者了解流域水文情况; 实现冰川融水径流的计算功能, 是应用层的主要组成部分。应用层的计算功能分为融水计算、产流计算和汇流计算。数据层主要功能是实现数据的存取, 负责对数据的管理和检索, 通过服务层调用完成相应的动作。服务层是应用层与数据层上下两层之间的连接纽带。通过各种服务解释来自应用层的指令, 实现对数据层中的数据操作。

#### 3.2 模型验证

根据建立的分布式冰川融水径流模拟模型和软件计算程序, 分别对扎当冰川和七一冰川的融水径流进行模拟计算。扎当冰川计算时间为 2013 年 8 月 3 日一天 (0:00 ~ 24:00), 七一冰川为 2006 年 9 月 2—3 日两天 (9 月 2 日 0:00 ~ 9 月 3 日 24:00)。时间步长采用 30 min, 栅格分辨率为  $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$ 。模型计算的扎当冰川和七一冰川的径流量、气温以及实测径流量和实测气温随时间的变化过程如图 6 和图 7。冰川融水径流量随时间的变化过程与气温的变化过程基本相似, 但融水径流量随时间的变化过程滞后于气温变化过程 2 ~ 4 h (图 6、图 7), 这在一定程度上反映了温度指数法模拟冰川融水的正确

性。冰川融水径流量从 0:00 开始逐渐减小, 一般在 9:00 ~ 12:00 左右达到其最小值。随着气温上升, 径流量快速增大, 在 17:00 左右达到其最大值, 然后快速减小。冰川融水速率随着气温和太阳辐射的增强而增加。温度和太阳辐射一般在 14:00 左右达到其最大值, 此时的融水速率也最大。但由于冰川融水的滞流作用再加上汇流时间, 导致最大流量出现在 17:00 左右。扎当冰川融水径流量和气温的日变化过程与 Zhou 等的观测结果一致<sup>[47]</sup>。扎当冰川融水径流量的计算值稍大于其实测值, 峰值流量与实测值之间的差异为 2.0%。七一冰川径流量计算值在 16:00 ~ 22:00 稍小于其实测值, 而其它时间两者基本相似。9 月 2 日和 9 月 3 日计算的最大径流量与其实测值之间的差异分别为 2.0% 和 6.0%。

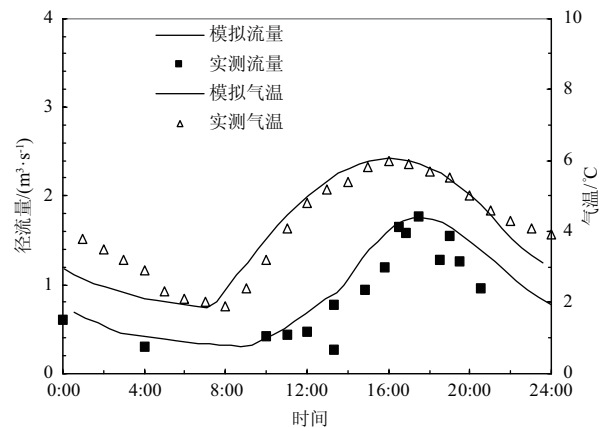


图 6 2013 年 8 月 3 日扎当冰川计算的径流量和气温与实测值的对比

Fig. 6 Comparison of measured runoff rate and air temperature with their simulated values for Zhadang Glacier on August 3, 2013

综上所述, 基于能量守恒原理建立的冰川融水径流模型与实测的融水径流数据吻合较好。冰川融水量正比于冰川吸收的能量, 而吸收的能量主要来源为下行长波辐射、感热通量和潜热通量。其中, 潜热通量产生的径流为经过径流量最小值水平线以下所代表的部分 (图 6、图 7), 而日径流量变化部分则主要由下行长波辐射和感热通量导致。这两部分能量所产生的径流均与温度呈正比 (式 7、式 11)。扎当冰川和七一冰川日径流量的模拟计算结果 (图 6、图 7) 显示, 所得结果符合理论分析预期, 模型具有较高的可靠性。

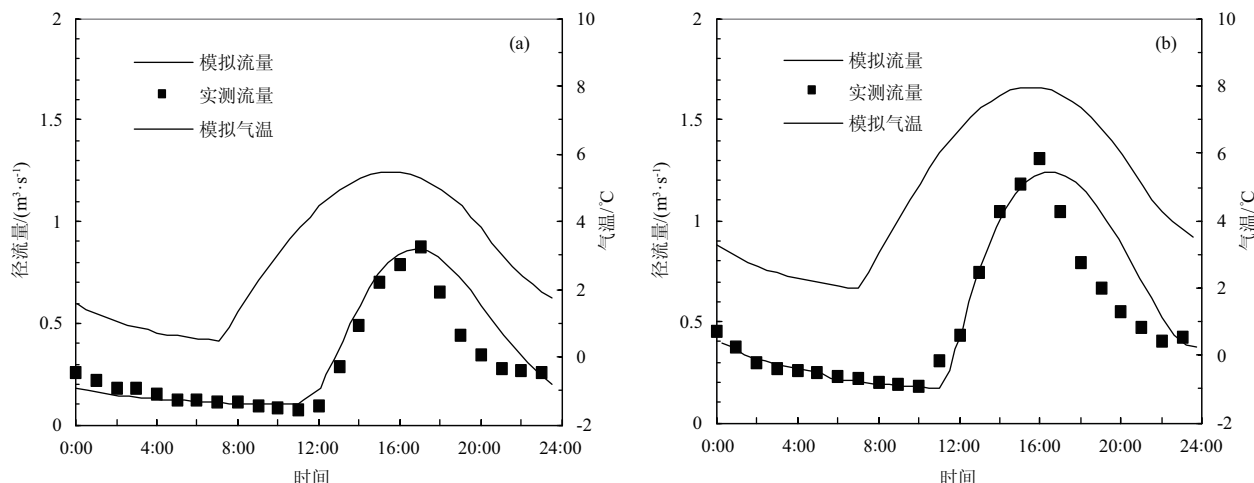


图7 2006年9月2日(a)和9月3日(b)七一冰川计算的径流量和气温与实测值的对比

Fig. 7 Comparison of measured runoff rate and air temperature with their simulated values for Qiye Glacier on Sept. 2 (a) and Sept. 3 (b), 2006

### 3.3 模拟计算精度分析

为定量评估所建立计算模型的计算精度,采用 Nash-Sutcliffe 效率系数 (Nash-Sutcliffe efficiency coefficient) 进行评价。Nash-Sutcliffe 系数为一无量纲的拟合优度系数,其计算式为:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (M_i - M'_i)^2}{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2} \quad (24)$$

式中,  $NSE$  为 Nash-Sutcliffe 效率系数,无量纲;  $M_i$  为实测径流量 ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ );  $M'_i$  为计算径流量 ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ );  $\bar{M}$  为实测径流量的平均值 ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ );  $n$  为测量点数。

当  $NSE < 0$  时,表明计算结果不可靠,模拟精度远低于实测精度;当  $0 \leq NSE < 0.5$  时,表明模型的模拟计算可靠性较差;当  $0.5 \leq NSE < 1$  时,表明模型计算结果的可靠性较高。 $NSE$  值越趋近 1,模型的模拟计算效果越好,表明模拟值与观测值之间的匹配程度越强<sup>[13]</sup>。

Nash-Sutcliffe 效率系数计算结果显示,扎当冰川的  $NSE$  为 0.90,七一冰川的  $NSE$  为 0.81~0.87。2 个冰川融水径流量的 Nash-Sutcliffe 效率系数都较高,因此所建立的冰川融水径流过程模型的模拟计算结果可靠。

## 4 讨论

冰川融水与径流形成所涉及的物理过程以及流

域水文过程异常复杂,且个别参数通量的计算或测定也具有较大的不定性<sup>[1,4]</sup>,只有可达性和基本监测设施条件较好、基础研究相对较多的个别冰川流域,才能获得较为详细的水文、冰川和气象学数据,从而为建立冰川融水径流过程模拟模型以及对其计算精度的分析研究奠定基础,这也正是本文选择扎当冰川和七一冰川作为研究对象的原因。

本研究依据能量守恒原理和水量平衡原理建立了冰川融水模型及其产流与汇流模型,从理论上克服了部分已有概念型水文模型的缺陷。此外,借助 3S 技术,采用适合于描述复杂下垫面自然条件的分布式模型,实现了冰川融水径流过程的实时模拟计算。已有学者采用传统的温度指数法对扎当冰川物质平衡的研究结果显示<sup>[48]</sup>,即使采用 1 d 的时间分辨率也会导致冰川物质平衡计算结果的相对误差高达 -31.8%~10.8%,因此对冰川径流量模拟计算的误差可能会更大。根据 DHSVM (the distributed hydrological soil vegetation model),对扎当冰川流域日径流量的模拟计算结果显示,模拟值与实测值的  $NSE$  为 0.71<sup>[49]</sup>。采用空间分布式水文模型 JAMS/J2K 模拟计算的扎当冰川径流量峰值远大于其实测值<sup>[50]</sup>,模拟计算精度具有明显的不稳定性。通过分布式能量-物质平衡模型,对七一冰川在夏季 3 个月内冰川融水总径流量模拟计算的相对误差为 4.5%<sup>[51]</sup>。通过与上述研究结果<sup>[48-51]</sup>以及扎当冰川和七一冰川实测水文过程(图 6、图 7)的比较可以发现,本文所建立的分布式冰川融水径流过程

模拟系统具有较好的适应性和较高的模拟计算精度。在模拟计算过程中,机理模型一般比经验模型需要更多的输入参数数据<sup>[1,4]</sup>。基于 3S 技术的分布式冰川融水径流过程模型,作为基本输入数据,必须提供具有一定空间分辨率的实时基础数据,例如降雨(雪)、气温、风速、太阳辐射、大气压等基础气象数据,较高时效性和较高空间分辨率的 Landsat 遥感影像数据以及同期的径流监测数据等,否则将会影响模拟计算的精度<sup>[9]</sup>。此外,虽然机理模型是对事件物理过程的直接描述,但在数学模型建立过程中仍需进行必要的简化处理。例如,冰雪(新与旧、污染、表面开裂等)性质的差异、近地表热量交换与传递等局部概化处理的差异以及遥感影像识别精度等,不可避免地会影响模型输出的精度,因此需要进一步的深入研究。

## 5 结论

根据能量守恒原理和水量平衡原理,基于 3S 技术建立了分布式冰川融水径流模拟计算模型和计算软件系统。采用建立的分布式冰川融水径流模型,对扎当冰川和七一冰川 2 个冰川融水的日径流过程进行了模拟计算。主要结论如下:

(1) 冰川融水径流量日变化过程与气温密切相关,径流量日变化过程滞后于气温变化过程 2~4 h。

(2) 模拟计算的 2 个冰川的日融水径流量过程线与其实测值高度一致,日洪峰流量计算结果与实测值之间的差异均小于 6.0%。

(3) 所建模型模拟结果的计算精度较高,可以较好地预测冰川融水径流的日变化过程。

## 参考文献 (References)

- [1] HOCK R. Glacier melt: A review of processes and their modelling [J]. *Progress in Physical Geography*, 2005, **29**(3): 362 - 391. DOI: 10.1191/0309133305pp453ra
- [2] SORG A, BOLCH T, STOFFEL M, et al. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia) [J]. *Nature Climate Change*, 2012, **2**(10): 725 - 731. DOI: 10.1038/NCLIMATE1592
- [3] 施雅风,刘潮海,王宗太,等. 简明中国冰川编目[M]. 上海:上海科学普及出版社,2005:1-36. [SHI Yafeng, LIU Chaohai, WANG Zongtai, et al. Concise glacier inventory of China [M]. Shanghai: Shanghai Popular Science Press, 2005: 1-36]
- [4] FRENIERRE J L, MARK B G. A review of methods for estimating the contribution of glacial meltwater to total watershed discharge [J]. *Progress in Physical Geography*, 2014, **38**(2): 173 - 200. DOI: 10.1177/0309133313516161
- [5] HOINKES H, STEINACKER R. Hydrometeorological implications of the mass balance of Hintereisferner, 1952 - 53 to 1968 - 69 [J]. *IAHS - AISH Publication*, 1975, **104**: 144 - 149.
- [6] 刘时银,丁永建,叶佰生. 度日因子用于乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡计算的研究[G]//中国地理学会冰川冻土分会,第五届全国冰川冻土学大会论文集(上册). 兰州:甘肃文化出版社,1996: 197 - 204. [LIU Shiyin, DING Yongjian, YE Baisheng. Study on the mass balance of the Glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi River using degree-day method [G]// Glacial and Permafrost Branch of Chinese Geographical Society, Proceedings of the Fifth Chinese Conference on Glaciology and Geocryology (Volume 1). Lanzhou: Gansu Culture Press, 1996: 197 - 204]
- [7] 崔玉环,叶柏生,王杰,等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川度日因子时空变化特征[J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(2): 265 - 274. [CUI Yuhuan, YE Baisheng, WANG Jie, et al. Analysis of the spatial-temporal variations of the positive degree-day factors on the Glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(2): 265 - 274]
- [8] HOCK R. Temperature index melt modelling in mountain areas [J]. *Journal of Hydrology*, 2003, **282**(1-4): 104 - 115. DOI: 10.1016/S0022-1694(03)00257-9
- [9] TEKELI A E, AKYUREK Z, ŞÖRMAN A A, et al. Using MODIS snow cover maps in modeling snowmelt runoff process in the eastern part of Turkey [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2005, **97**(2): 216 - 230. DOI: 10.1016/j.rse.2005.03.013
- [10] 赵求东,刘志辉,房世峰,等. 基于 EOS/MODIS 遥感数据改进式融雪模型[J]. *干旱区地理*, 2007, **30**(6): 915 - 920. [ZHAO Qiudong, LIU Zhihui, FANG Shifeng, et al. Improved snowmelt model based on EOS/MODIS remote sensing data [J]. *Arid Land Geography*, 2007, **30**(6): 915 - 920] DOI: 10.13826/j.cnki.cn65-1103/x.2007.06.003
- [11] ABBOTT M B, BATHURST J C, CUNGE J A, et al. An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system [J]. *Journal of Hydrology*, 1986, **87**(1-2): 45 - 59. DOI: 10.1016/0022-1694(86)90114-9
- [12] BATHURST J C, O'CONNELL P E. Future of distributed modelling: The Systeme Hydrologique Europeen [J]. *Hydrological Processes*, 1992, **6**(3): 265 - 277. DOI: 10.1002/hyp.3360060304
- [13] 房世峰,裴欢,刘志辉,等. 遥感和 GIS 支持下的分布式融雪径流过程模拟研究[J]. *遥感学报*, 2008, **12**(4): 655 - 662. [FANG Shifeng, PEI Huan, LIU Zhihui, et al. Study on the distributed snowmelt runoff process based on RS and GIS [J]. *Journal of Remote Sensing*, 2008, **12**(4): 655 - 662] DOI: 10.

- 3321/j. issn:1007-4619.2008.04.017
- [14] DAVID O, ASCOUGH J C, LLOYD W, et al. A software engineering perspective on environmental modeling framework design: The object modeling system [J]. *Environmental Modelling & Software*, 2013, **39**(1): 201-213. DOI: 10.1016/j.envsoft.2012.03.006
- [15] 尹振良, 冯起, 刘时银, 等. 水文模型在估算冰川径流研究中的应用现状 [J]. *冰川冻土*, 2016, **38**(1): 248-258. [YIN Zhenliang, FENG Qi, LIU Shiyin, et al. The application progress of hydrological model in quantifying the contribution of glacier runoff to total watershed runoff [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, **38**(1): 248-258] DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2016.0028
- [16] ARNOLD N S, 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. DOI: 10.1017/S0022143000030549
- [17] GAO T, KANG S, KRAUSE P, et al. A test of J2000 model in a glacierized catchment in the central Tibetan Plateau [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2012, **65**(6): 1651-1659. DOI: 10.1007/s12665-011-1142-5
- [18] 武小波, 王宁练, 李全莲. 七一冰川消融末期融水化学日变化特征 [J]. *冰川冻土*, 2009, **31**(6): 1080-1085. [WU Xiaobo, WANG Ninglian, LI Quanlian. Diurnal variation of meltwater chemistry in the Qiyi Glacier during the late ablation period [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2009, **31**(6): 1080-1085]
- [19] US Geological Survey. Landsat 7 (L7) data users handbook (Version 2.0) [R]. Sioux Falls, South Dakota, 2018: 1-142.
- [20] DUGUAY C R, LEDREW E F. Estimating surface reflectance and albedo from Landsat-5 Thematic Mapper over rugged terrain [J]. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 1992, **58**(5): 551-558. DOI: 10.1109/36.142950
- [21] HALL D K, RIGGS G A, SALOMONSON V V, et al. MODIS snow-cover products [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, **83**(1/2): 181-194. DOI: 10.1016/S0034-4257(02)00095-0
- [22] HALL D K, RIGGS G A, SALOMONSON V V. Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1995, **54**(2): 127-140. DOI: 10.1016/0034-4257(95)00137-P
- [23] 陈飞, 蔡强国, 郑明国, 等. 纳木错流域冰雪消融特性研究及融水量估算 [J]. *山地学报*, 2015, **33**(4): 465-472. [CHEN Fei, CAI Qiangguo, ZHENG Mingguo, et al. Melting characteristics and ablation calculation in Nam Co basin [J]. *Mountain Research*, 2015, **33**(4): 465-472] DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.000058
- [24] 宋高举, 王宁练, 陈亮, 等. 祁连山近期七一冰川融水径流特征分析 [J]. *冰川冻土*, 2008, **30**(2): 321-328. [SONG Gaoju, WANG Ninglian, CHEN Liang, et al. Analysis of the recent features of the meltwater runoff from the Qiyi Glacier, Qilian Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, **30**(2): 321-328]
- [25] 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. DOI: 10.3189/172756505781829566
- [26] KONDO J, YAMAZAKI T. A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 1990, **29**(5): 375-384. DOI: 10.1175/1520-0450(1990)029<0375:APMFSS>2.0.CO;2
- [27] IZIOMON M G, MAYER H, MATZARAKIS A. Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization [J]. *Journal of Atmospheric and Solar - Terrestrial Physics*, 2003, **65**(10): 1107-1116. DOI: 10.1016/j.jastp.2003.07.007
- [28] JIANG X, WANG N, HE J, et al. A distributed surface energy and mass balance model and its application to a mountain glacier in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, **55**(20): 2079-2087. DOI: 10.1007/s11434-010-3068-9
- [29] 余卫东, 汤新海. 气温日变化过程的模拟与订正 [J]. *中国农业气象*, 2009, **30**(1): 35-40. [YU Weidong, TANG Xinhai. Simulation and modification of daily variation of air temperature [J]. *Chinese Journal of Agrometeorology*, 2009, **30**(1): 35-40]
- [30] MARCUS M G, MOORE R D, OWENS I F. Short-term estimates of surface energy transfers and ablation on the lower Franz Josef Glacier, South Westland, New Zealand [J]. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1985, **28**(3): 559-567. DOI: 10.1080/00288306.1985.10421208
- [31] RADIC V, MENOUNOS B, SHEA J, et al. Evaluation of different methods to model near-surface turbulent fluxes for a mountain glacier in the Cariboo Mountains, BC, Canada [J]. *The Cryosphere*, 2017, **11**(6): 2897-2918. DOI: 10.5194/tc-11-2897-2017
- [32] MALE D H, GRANGER R J. Snow surface energy exchange [J]. *Water Resources Research*, 1981, **17**(3): 609-627. DOI: 10.1029/WR017i003p00609
- [33] ANDREAS E L. Parameterizing scalar transfer over snow and ice: A review [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2002, **3**(4): 417-432. DOI: 10.1175/1525-7541(2002)003<0417:PSTOSA>2.0.CO;2
- [34] HOGG I G G, PAREN J G, TIMMIS R J. Summer heat and ice balances on Hodges glacier, south Georgia, Falkland Islands dependencies [J]. *Journal of Glaciology*, 1982, **28**(99): 221-

238. DOI: 10.1017/S0022143000011606
- [35] ZEINIVAND H, DE SMEDT F. Prediction of snowmelt floods with a distributed hydrological model using a physical snow mass and energy balance approach [J]. *Natural Hazards*, 2010, **54**(2): 451–468. DOI: 10.1007/s11069-009-9478-9
- [36] GUSTAFSSON D, STÅHLI 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**(1–4): 81–96. DOI: 10.1007/s007040170007
- [37] HOGSTROM U. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1988, **42**(1–2): 55–78. DOI: 10.1007/BF00119875
- [38] LUO Y, ARNOLD J, LIU S, et al. Inclusion of glacier processes for distributed hydrological modeling at basin scale with application to a watershed in Tianshan Mountains, northwest China [J]. *Journal of Hydrology*, 2013, **447**(1): 72–85. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.11.005
- [39] SAMANI Z. Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data [J]. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 2000, **126**(4): 265–267. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2000)126:4(265)
- [40] 李丽. 分布式水文模型的汇流演算研究[D]. 南京: 河海大学, 2007: 1–12. [LI Li. Study on flood routing of distributed hydrologic models [D]. Nanjing: Hohai University, 2007: 1–12]
- [41] FOUNTAIN A G, WALDER J S. Water flow through temperate glaciers [J]. *Reviews of Geophysics*, 1998, **36**(3): 299–328. DOI: 10.1029/97RG03579
- [42] FLOWERS G E, CLARKE G K C. An integrated modeling approach to understanding subglacial hydraulic release events [J]. *Annals of Glaciology*, 2000, **31**(1): 222–228. DOI: 10.3189/172756400781820471
- [43] 刘军志, 朱阿兴, 秦承志, 等. 分布式水文模型的并行计算研究进展[J]. *地理科学进展*, 2013, **32**(4): 538–547. [LIU Junzhi, ZHU Axing, QIN Chengzhi, et al. Review on parallel computing of distributed hydrological models [J]. *Progress in Geography*, 2013, **32**(4): 538–547] DOI: 10.11820/dlkxjz.2013.04.006
- [44] 王纲胜, 夏军, 牛存稳. 分布式水文模拟汇流方法及应用[J]. *地理研究*, 2004, **23**(2): 175–182. [WANG Gangsheng, XIA Jun, NIU Cunwen. Flow routing method and its application in distributed hydrological modeling [J]. *Geographical Research*, 2004, **23**(2): 175–182] DOI: 10.3321/j.issn:1000-0585.2004.02.005
- [45] 张宽地. 坡面径流水动力学特性及挟沙机理研究[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2011: 19–61. [ZHANG Kuandi. Research on hydrodynamic characteristics of slope surface flow and sediment transport mechanisms [D]. Yangling: Northwest Agriculture and Forestry University, 2011: 19–61]
- [46] POHL E, GLOAGUEN R, ANDERMANN C, et al. Glacier melt buffers river runoff in the Pamir mountains [J]. *Water Resources Research*, 2017, **53**(3): 2467–2489. DOI: 10.1002/2016WR019431
- [47] ZHOU S, KANG S, GAO T, et al. Response of Zhadang Glacier runoff in Nam Co Basin, Tibet, to changes in air temperature and precipitation form [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, **55**(20): 2103–2110. DOI: 10.1007/s11434-010-3290-5
- [48] 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*, 2010, **32**(5): 891–897. [WU Qianrui, KANG Shichang, GAO Tanguang, et al. The characteristics of the positive degree-day factors of the Zhadang Glacier on the Nyainqêntanglha Range of Tibetan Plateau, and its application [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(5): 891–897]
- [49] ZHANG Guoshuai, KANG Shichang, CUO Lan, et al. Modeling hydrological process in a glacier basin on the central Tibetan Plateau with a distributed hydrology soil vegetation model [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, **121**: 9521–9539. DOI: 10.1002/2016JD025434
- [50] GAO Tanguang, KANG Shichang, CUO Lan, et al. Simulation and analysis of glacier runoff and mass balance in the Nam Co Basin, southern Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology*, 2015, **61**(227): 447–460. DOI: 10.3189/2015JoG14J170
- [51] 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. [JIANG Xi, WANG Ninglian, HE Jianqiao, et al. A distributed surface energy and mass balance model and its application to a mountain glacier in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, **55**(18): 1757–1765] DOI: 10.1360/CSB2010-55-18-1757



## A Distributed Simulation Model on Runoff Process from Glacial Meltwater Based on Energy Conservation and 3S Technology

DU Changjiang, CHEN Fei, LI Fahu<sup>\*</sup>, TANG Liping

(College of Water Resources and Civil Engineering, China Agricultural University, Beijing 100083, China)

**Abstract:** To establish an object-oriented distributed glacier meltwater runoff model can not only improve the accuracy of simulation calculation, but also clearly reflect the influence characteristics of its each influencing factor, which is of great significance for the study of hydrological cycle in western China. Based on the principles of energy conservation and water balance, a distributed process model of glacier meltwater runoff, including grid glacier melting, runoff generation, and runoff confluence subsystems, with strict physical significance was established with the help of 3 S (Remote Sensing, Geography Information System, and Global Positioning System) technologies. The glacier melting subsystem was based on the energy conservation principle near ground surface, the runoff generation subsystem was on regional water mass balance, and the runoff confluence subsystem was based on variable isochronous line convergence method. By means of DEM (Digital Elevation Model) digital elevation technology, the geographic information of the studied watershed was extracted. The glacier coverage information and surface reflectance information of the watershed were obtained by inversion method based on Landsat-7 satellite remote sensing images. The acquired information was used as the basic input data of the established model of glacier meltwater runoff process, and the variation processes of daily runoff with time from the Zhadang Glacier and the Qiyi Glacier were simulated and calculated, respectively. The simulation results showed that the diurnal variation processes of glacier meltwater runoff with time calculated by the established model were consistent with their measured processes for the two studied glaciers. The diurnal change process of the meltwater runoff with time was closely related to air temperature, and the change process of the runoff lagged behind that of the temperature by about 2 ~ 4 h. The difference between the calculated daily runoff peak value and its measured value was smaller than 6.0%, and the Nash-Sutcliffe efficiency coefficient of daily runoff process was greater than 0.81 for both the glaciers. It can be concluded that the established distributed model of glacier meltwater runoff process is reliable, which provides a technical support for the real-time prediction of runoff process from glacial meltwater. Some necessary simplifications, such as the nature of ice and snow (new and old, pollution, surface cracking, etc.) and the local generalization treatment of near-surface heat exchange and transfer, were introduced in the development of mathematical sub-models in this study, and their more reasonable expressions require further in-depth study.

**Key words:** glacial meltwater; distributed model; mechanism model; meltwater runoff; runoff process