

文章编号: 1001-8166(2008)09-0942-10

冰川流域径流估算方法探索^{*}

——以科其喀尔巴西冰川为例

陈仁升, 刘时银, 康尔泗, 韩海东, 卿文武, 王 建

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 利用科其喀尔巴西冰川 2005 年 6 月至 2006 年 5 月水文、气象资料, 并结合 15 m 融合 TM 1:50000 地形图、FY-2C 数值产品和 NCEP/NCAR 再分析资料等, 构建了 10 个简单、具有一定自主创新意义的分布式冰川融水径流模型(空间分辨率 60 m), 较好地模拟了研究冰川流域的日平均流量。结果表明, 利用 FY-2C 总云量资料并结合辐射传输参数化方案能够较好地估算流域太阳入射短波辐射; 单独利用总辐射有直接估算大型冰川流域某段时期融水径流的可能。气温与冰川末端流量呈指数关系, 度日因子模型更适合于消融季节; 提出的基于单元格气温和海拔的简单消融模型有望改进度日因子模型。在气温指数模型中加入太阳辐射调整系数, 能够更好地估算冰川融水径流。简化分布式能量平衡模型能够反映大型冰川融水径流的变化; 单层汇流方案在一定程度上能够概化托木尔型冰川的汇流过程。

关键词: 冰川融水; 径流估算; 风云卫星; 分布式水文模型

中图分类号: P334.92 P343.6 **文献标志码:** A

1 引 言

冰川是我国重要的“固体水库”, 据第一次冰川编目, 中国冰川平均年融水量约为 $620 \times 10^8 \text{ m}^3$, 与黄河多年平均入海径流量相当^[1]。在西北内陆干旱区, 冰川融水的重要性尤其突出, 甘肃河西走廊冰川融水 ($10.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 约占出山径流的 13.8% (疏勒河干流占 32.8%)), 准噶尔盆地 (13.5%) 和伊犁河水系 (13.7%) 年平均冰川融水量分别为 $16.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $26.4 \times 10^8 \text{ m}^3$, 而塔里木盆地冰川融水量则为 $139.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ (占出山径流的 40.2%)^[2]。实际上正是由于冰川和积雪的存在, 才使得我国深居内陆腹地的干旱区形成了许多人类赖以生存的绿洲, 也使得我国干旱区有别于世界上其它地带性干旱区^[3]。这种冰川积雪—绿洲景观及其相关的水文

和生态系统稳定和持续存在的核心是冰雪, 没有冰雪就没有绿洲。但目前我国 82.2% 的冰川处于退缩状态^[4], 探讨全球变暖背景下冰川水资源的可能变化已经成为当今水科学的热点领域之一^[5], 其中的核心问题则是冰川融水的物理过程及其定量描述方法, 但目前我国绝大多数冰川尚缺乏相应的系统观测, 即使是若干典型研究冰川, 也存在资料序列不连续、观测项目不同步、观测项目残缺以及缺乏高海拔地区观测数据等问题, 导致无法深入了解大型冰川的汇流途径(热融喀斯特)、表碛和侧碛对冰川产汇流的影响机理、冰川的升华、蒸散和凝结过程以及冰川融水的再冻结作用等物理过程, 由此造成目前尚无法定量描述冰川流域的水循环。

因此, 截至目前国内外冰川径流估算仍尽可能寻求简单、实用的方法, 以基于气温的冰川物质平衡

* 收稿日期: 2008-04-14 修回日期: 2008-06-25

* 基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目“流域冰川径流估算方法研究”(编号: KZCX2-YW-301-3); 国家自然科学基金项目“黑河源区高山寒漠带水文过程观测试验研究”(编号: 40771045)和“黑河流域生态—水文过程研究集成”(编号: 90702001-2); 国家重点基础研究发展计划项目“近 50 年冰冻圈变化时空特征及未来趋势预估”(编号: 2007CB411506)资助。

作者简介: 陈仁升(1974-)男, 山东沂水人, 研究员, 博士, 主要从事寒区水文过程研究。E-mail: crs2008@lzb.ac.cn

线法和度日因子法等统计类模型为主^[6]; 考虑冰川实际消融过程、基于能水平衡的单点或分布式模型, 也尽可能简化, 如单点能量平衡模型忽略地热通量和高温降水产生的热量, 而分布式能量平衡模型也仅仅是考虑了地形对太阳辐射的影响、或者仅仅是参数空间分布, 多数模型不考虑降水以及冰川流域的水量平衡; 在冰川融水汇流模型方面, 主要将汇流过程分为表面(有积雪)、内部和下部汇流过程, 表面汇流按坡面汇流处理, 而冰川内部和下部则假定为不同性质的管道, 这需要大量的观测资料^[6], 在我国目前尚无法定量。冰川物质平衡线侧重于较长时间尺度的物质平衡研究, 度日因子法则主要应用于消融季节^[7], 而我国绝大多数研究冰川不能满足经典能量平衡模型的资料需求。

冰川流域尺度径流估算方法研究在我国起步较晚, 尚没有尝试即使是最简单的分布式径流模型^[9], 而对于大型冰川流域来说, 全球变化背景下的需求则是需要用分布式物理模型来连续描述其水文过程, 从而探讨冰川融水的水资源效应^[3]。根据我国冰川监测现状, 当前可行的方法是选择不同大小、不同性质(大陆性、极大陆性和海洋性)的典型监测冰川, 分别进行冰川融水估算方法探讨, 最终进

行方法集成和系统总结。鉴于此, 本文首先选择研究基础相对较好的、典型的大陆性冰川——科其喀尔巴西冰川, 构建了 10 个简单、具有一定自主创新意义的分布式冰川径流模型, 为相似冰川流域径流估算提供借鉴。

2 资料与方法

科其喀尔巴西冰川地处新疆温宿县北部、托木尔峰山汇南部, 为典型的托木尔型大型树枝状山谷冰川(大陆型冰川)^[8]。冰川末端 3 020 m 上限 6 342 m 总长 25.1 km 冰川面积 83.6 km² (末端控制流域面积 117.6 km²), 其中消融区面积为 30.6 km², 长度约 19.0 km⁹。自海拔 3 750 m 以下基本为表碛层覆盖, 表碛最大厚度在冰川末端达到 2.0 m 以上, 并随海拔升高递减^[10]。

2.1 应用资料

2.1.1 水文气象资料

选用科其喀尔巴西冰川流域资料序列相对系统和完整的 2005 年 6 月 1 日至 2006 年 5 月 31 日期间所有的水文和气象资料(图 1 同期花杆监测资料缺失) 站点信息见表 1。

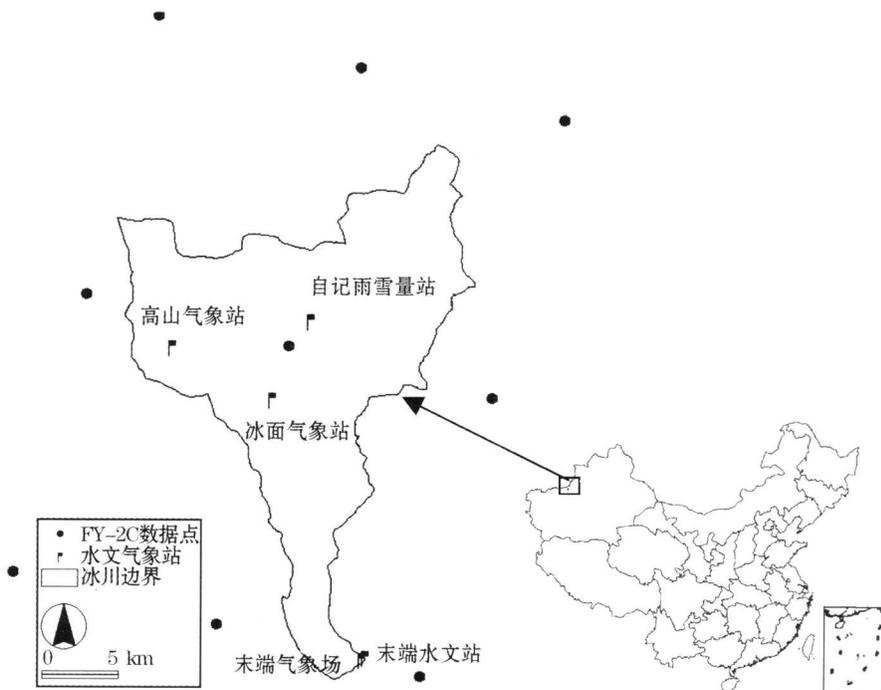


图 1 科其喀尔巴西冰川水文气象站点及 FY-2C 数据点分布图 (Albers 投影)

Fig 1 Hydrometeorological stations and FY-2C data points in the Koxkar glacier (Albers Projection)

表 1 科其喀尔巴西冰川水文气象站点基本信息

Table 1 Position information of the hydro-meteorological stations in the Koxkar Glacier

气象站	高山气象站	冰面气象站	末端气象场	自记雨雪量计	末端水文站
经度 (E)	80°28′	80°59′	80°10.3′	80°6.4′	80°10.3′
纬度 (N)	41°47.3′	41°46.8′	41°42′	41°48.6′	41°42′
海拔 (m)	4 265	3 737	3 007	3 918	2 974

2.1.2 遥感、地形和再分析资料

流域 DEM 坡度、坡向等来源于 1:50 000 地形图,下垫面分类来源于 15 m×15 m 融合 TM 影像 (2003 年),臭氧总量、降水率、可降水量等为 NCEP/NCAR 再分析资料^[11],而总云量和降水量资料则来自于 FY-2C 数值产品 (图 1, 0.1°×0.1°, 时间分辨率 1 h)^[12]。

2.2 径流估算方法

初步构建了 5 类计 10 个简单的分布式冰川径流模型,空间分辨率 60 m (358×243 个格点),时间步长为 1 天。除模型 VI 外,其它模型形式均尚未见报道^[6]。

2.2.1 分布式总辐射—径流模型 (模型 I)

太阳小时入射短波辐射估算采用 Chen 等^[13]提出的辐射传输参数化方案,空间分辨率 60 m,模型所需的臭氧总量、降水率、可降水量等应用 NCEP/NCAR 再分析资料,总云量则采用 FY-2C 数值产品,并改进了模型的自身地形遮蔽算法:

$$I_b = \begin{cases} \cos(\omega - A) > 0 & I_0 \cos(\theta - \psi) / \cos\theta \\ \cos(\omega - A) < 0 & \begin{cases} \alpha - \psi > 0 & I_0 \sin(\alpha - \psi) / \cos\theta \\ \alpha - \psi < 0 & 0 \end{cases} \end{cases} \quad (1)$$

式中: A 为太阳方位角, θ 为太阳天顶角, α 为太阳高度角, ω 为坡向, ψ 为坡度, I_0 为太阳入射直接辐射, I_b 为到达地面的直接辐射。

为建立总辐射—径流关系,进行总辐射海拔校正,即假定总辐射与气温相似,也具有负海拔梯度关系,然后按照类似度日—乘幂关系计算单元格产流量:

$$G' = G(H_{\text{mean}}/H_0) \quad (2)$$

$$R = DDG_X (G' - G_n)^N S / (1000000 L_f) \quad (3)$$

式中: G 和 G' 为单元格初始及海拔校正后的总辐射 (W/m^2), H_0 和 H_{mean} 为单元格及流域平均海拔 (m), R 为单元格产流量 (m^3/s), G_n 为总辐射阈值 (W/m^2), DDG_X 为不同下垫面 (裸冰、浅表碛、积累、厚表碛和其他) 系数, N 为指数系数, S 为单元格面积 ($3600 m^2$), L_f 为冻融潜热 ($334 J/g$)。

汇流采用 D8 原则确定水流方向,按汇流时间叠加流量^[14],模型结果评估标准为确定性系数 R^2 、效率系数 NSE 和平衡误差 B^[15]。

2.2.2 分布式气温—径流模型 (模型 II ~ IV)

模型 II: ①气温资料 (20 m) 来源于所有 4 个气象站 (高山气象站、冰面气象站、自记雨雪量站和末端气象场,图 1、表 1),并采用最近距离法 (Nearest) 空间插值到 60 m 网格; ②对单元格气温进行了地形校正 (体现直接辐射的作用)^[14]; ③汇流同模型 I; ④单元格产流量按照度日—乘幂关系:

$$R = DDT_X (T - T_0)^N S / (24 \times 3600 \times 1000) \quad (4)$$

式中: T 为单元格地形校正后的气温 ($^{\circ}C$), T_0 为冰川消融临界气温 ($^{\circ}C$), DDT_X 为不同下垫面 (裸冰、浅表碛、积累、厚表碛、基岩和高山草甸) 度日因子 ($mm/(^{\circ}C \cdot d)$)。

模型 III: 鉴于单站气温—末端产流量为指数关系,单元格产流也采用该结果,其它同上:

$$R = DDT_X \exp^{N \cdot T} S / (24 \times 3600 \times 1000) \quad (5)$$

模型 IV: 上述模型不考虑流域水量平衡,区分下垫面仅粗略确定主产流区。因此,本模型不考虑下垫面的差异,单元格产流仍然采用指数关系,汇流同上:

$$R = DDT \exp^{N \cdot 14T} S / (24 \times 3600 \times 1000) \quad (6)$$

式 (6) 中 $N=0.14$ 4 个气象站统计结果发现, DDT 与海拔 H_0 具有线性关系:

$$DDT = 0.0025 H_0 - 6.6539 \quad R^2 = 0.9973 \quad (7)$$

则单元格产流 (式 (6)) 改进为:

$$R = (0.0025 H_0 - 6.6539) \exp^{N \cdot 14T} S / (24 \times 3600 \times 1000) \quad (8)$$

2.2.3 分布式降水+气温—径流模型 (模型 V)

即使在大型冰川流域,末端径流主要来自于冰川消融,但雪—洪和雨—洪过程依然存在,需考虑降水的作用以及流域水量平衡,但缺乏相关入渗、蒸散、凝结及再冻结过程的观测数据,拟采用简化方法:

(1) 固液态降水分离: 临界气温法^[16]; (2) 季节性积雪融化: 度日因子法^[16]; (3) 单元格冰川消融: 同模型 III; (4) 不考虑入渗、蒸散、升华、凝结和再冻

结作用; (5)下垫面概化为 3 类, 第一类为浅表碛区、裸冰区和积累区, 综合考虑冰川、积雪消融和降雨一产流过程; 第二类厚表碛区, 对流域末端产流量贡献小(假定无落水洞之类); 第三类为草甸、基岩区, 仅考虑积雪消融和降雨一产流过程; (6)汇流方法同上。

研究期间仅有自动雨雪量站不足一年的降水观测资料(2005 年 11 月 16 日至 2006 年 5 月 31 日), 无法满足分布式模型空间建模的需要。因此, 降水资料直接采用 FY-2C 数值产品(图 1)。

2.2.4 分布式气温+太阳辐射—径流模型(模型 VI~VII)

模型 VI: 采用 Hock^[17] 提出的基于直接辐射的分布式度日因子消融模型:

$$M = \left(DDF + a I_{G_0} \right) T \quad (9)$$

式中: a 为辐射系数, I_0 为晴天直接辐射 (W/m^2), G_0 为天文总辐射 (W/m^2), DDF 为度日因子 ($mm/(^{\circ}C \cdot d)$), M 为消融量 (mm), I_{G_0} 为到达地面的太阳直接辐射 (W/m^2), 其它符号意义同上。

模型 VII 以到达地面的总辐射代替直接辐射, 即:

$$M = (DDF + aG) T \quad (10)$$

2.2.5 分布式简化能量平衡模型(模型 VIII~X)

经典消融物理模型为:

$$Q_m = Q_0 + Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 \quad (11)$$

式中: Q_0 为消融热, Q_1 为净辐射, Q_2 为感热, Q_3 为潜热, Q_4 为地热通量, Q_5 为高温降水释热, 单位均为 W/m^2 。限于冰川区有限的观测资料, DSM^{[unab^[18]}、张寅生等^[19] 建议忽略 Q_3 和 Q_4 , 式(11)简化为:

$$Q_m = Q_0 + Q_1 + Q_2 \quad (12)$$

反射辐射: 考虑积雪覆盖和下垫面性质的经验系数法, 即: ①当日降雪为新雪; ②积雪按陈雪处理; ③积雪消融采用度日因子法^[16]; ④积雪完全消融以后, 反照率根据底部下垫面性质确定; ⑤降水资料为 FY-2C 产品^[12], 固液态降水分离方法同上; ⑥不同下垫面(新雪、陈雪、透明冰、土壤、草地等)反照率采用野外观测经验值^[20]。

净长波辐射:

$$Q_{in} = \epsilon_{ac} \sigma (T + 273.15)^4 \quad (13)$$

$$\epsilon_{ac|air} = 1 - a_e \exp(-b_e T^2) \quad (14)$$

$$\epsilon_{ac} = (1 - 0.84C) \epsilon_{ac|air} + 0.84C \quad (15)$$

$$Q_{out} = \sigma (T_0 + 273.15)^4 \quad (16)$$

式中: Q_{in} 为入射长波辐射 (W/m^2), Q_{out} 为向

上长波辐射, ϵ 为 Stefan Boltzman 常数 ($5.6697 \times 10^{-8} W/(m^2 \cdot K^4)$), ϵ_{ac} 为大气反射率, a_e 和 b_e 为系数 (0.261 和 7.77×10^{-4}), C 为总云量百分比(采用 FY-2C 资料), T_0 为地物表面温度 ($^{\circ}C$), 假定与气温呈线性关系(冰川区和非冰川区系数不同)。

能量平衡:

$$\beta = \frac{Q_1}{I_v E} = \frac{C_p \cdot \Delta T}{\Delta q} \quad (17)$$

$$Q_1 = 0.97 T^{\circ} U \quad (18)$$

$$Q_m = Q_0 - \frac{1 + \beta}{\beta} Q_1 \quad (19)$$

$$R = \left(\frac{Q_m}{1000 L_f} + \frac{P_1}{24 \times 3600} \right) \frac{S}{1000} \quad (20)$$

式中: L_v 为蒸发潜热 ($2465 J/g$), β 为波文比, U 为风速, P_1 为日液态降水量 (mm), 式(18)为乌鲁木齐河源 1 号冰川经验公式^[21], 其它符号意义同上。

模型 VIII: 不考虑液态降水量对冰川流域产汇流过程的影响, 不区分下垫面, 即每个单元格均按冰川和积雪的消融处理, 但乘以一个产流系数 0.35 (式(21)), 汇流方法同上。

$$R = 0.35 Q_m S / (1000000 L_f) \quad (21)$$

模型 IX: 考虑降雨对流域产汇流的贡献, 同时将流域下垫面分为冰川区和非冰川区(冰川区消融, 非冰川区积雪消融和降雨, 分别给定一个产流系数), 降雨和冰川消融产流单独汇流, 并加以叠加, 但汇流时间延长。

模型 X: 不区分下垫面, 其余同模型 IX。

3 结果与讨论

太阳小时入射总辐射计算与实测结果具有较好的一致性(图 2 仅高山和冰面气象站观测太阳辐射), 比黑河山区计算结果好 ($1 km \times 1 km$, $R^2 = 0.71$)^[13], 这是因为本次所应用的总云量资料时空分辨率较高。冰面气象站计算结果稍好的原因, 也是由于距离总云量数据点较高山气象站近的缘故(图 1)。

由表 2 可知, 分布式总辐射—径流模型总体模拟结果较差, 但总体好于单站(高山和冰面气象站)与末端径流的统计关系, 特别是能够较好的模拟 2005 年 6 月 18 日至 2006 年 2 月 3 日之间的流量(图 3), $R^2 = 0.86$ 而在 2005 年 7 月 17 日至 2006 年 2 月 3 日间, R^2 则达 0.93 。但由于缺乏长期观测资料, 尚不能确定这是偶然现象还是一种潜在规律。

表 2 各模型模拟与实测结果评价指标

Table 2 Model simulation results shown by the evaluation criteria

模型	总辐射 —径流		气温—径流		气温+降水 —径流		气温+辐射 —径流		能量平衡模型		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
R	0.41	0.77	0.77	0.79	0.79	0.78	0.78	0.65	0.69	0.72	
NSE	-0.15	0.76	0.76	0.76	0.79	0.78	0.77	0.65	0.72	0.74	
B(%)	-61.3	7.8	-7.5	-6.6	-1.1	2.2	0.4	0.66	0.08	-0.06	

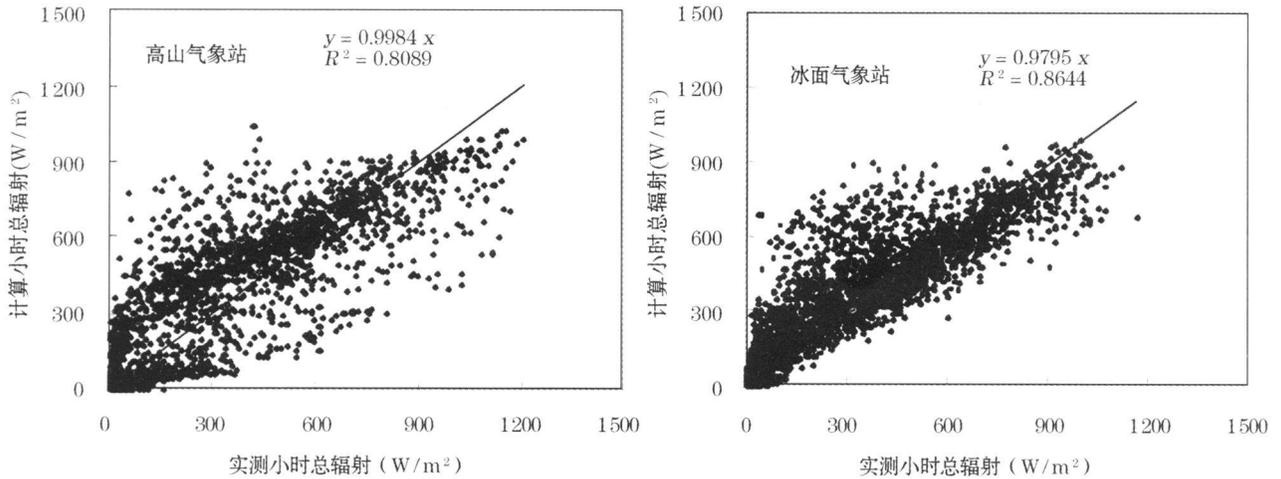


图 2 太阳小时总辐射计算与实测结果对比图

Fig. 2 Calculated and measured hourly solar radiation

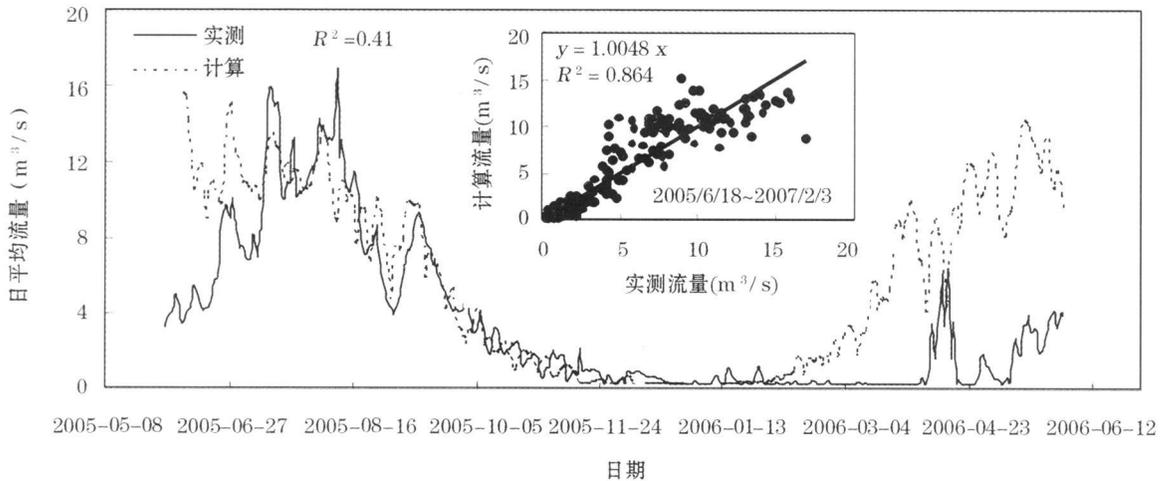


图 3 科其喀尔巴西冰川日平均流量模拟与实测对比图(模型 I)

Fig. 3 Simulated and measured daily mean runoff of Koxkar Glacier (Model I)

3个分布式气温—径流模型结果明显比分布式总辐射—径流模型好(表 2), 主要提高之处是能够较好的模拟冰川末端全年的日平均流量的变化趋势, 但就 2005 年 7 月 17 日至 2006 年 2 月 3 日期间而言, 比总辐射—径流模型差。

4个气象站(图 1)日平均气温与冰川末端日平均流量均呈现相对较好的指数关系, R^2 介于 0.60 ~ 0.68 之间, 其中高山气象站气温—末端径流关系最好 ($R^2=0.68$ 图 4 a), 但这些统计关系均较分布式模型结果差(高山气象站: $NSE=0.60$ $B=21.8\%$,

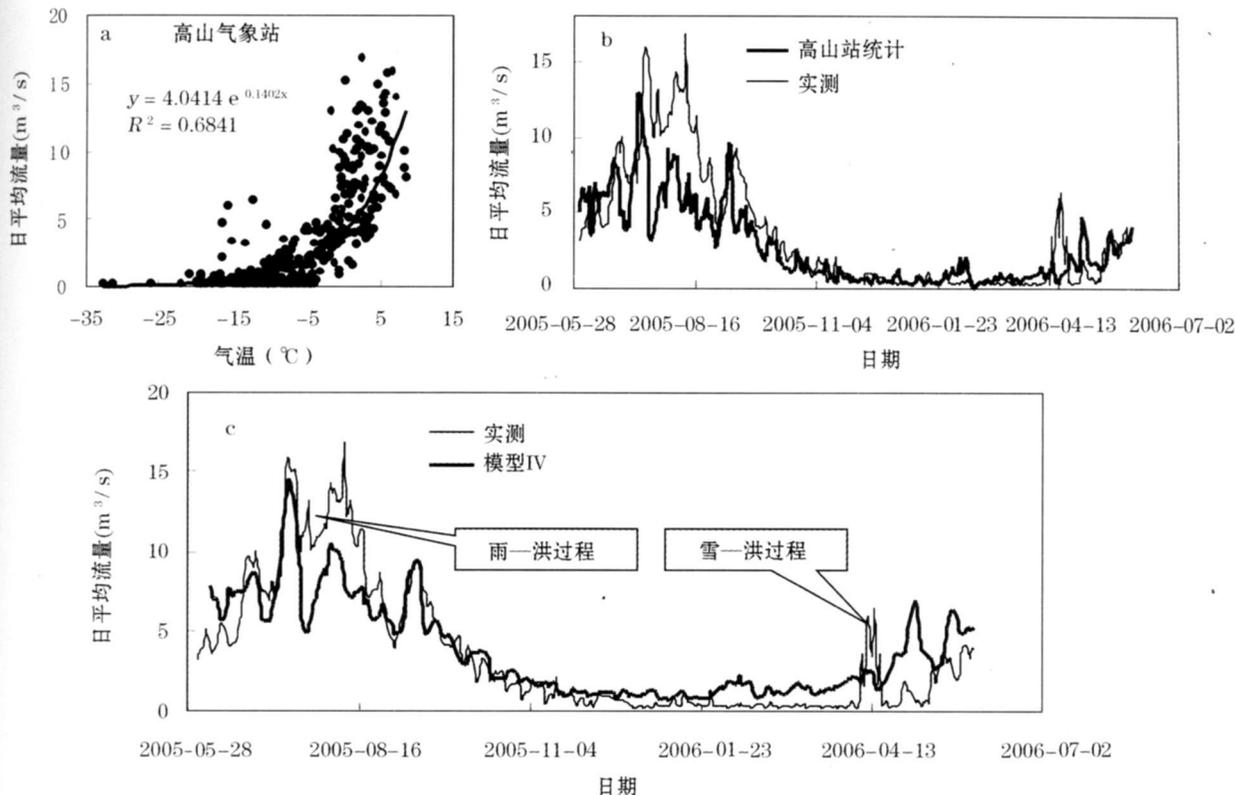


图 4 科其喀尔巴西冰川日平均流量模拟与实测对比图

Fig. 4 Simulated and measured daily mean runoff of Koxkar Glacier

(a. 高山气象站日平均气温与冰川末端流量; b. 图 4a 统计结果随时间变化; c. 模型 IV 结果)

a. the relationship between daily mean air temperature of Gaoshan meteorological station and glacier runoff; b. the temporal variations from Fig. 4a results; c. the simulated and measured daily mean runoff from Model IV

图 4 b 4 c), 特别是不能较好的模拟夏季洪峰 (图 4 b)。

分布式气温—径流模型 IV 结果 (图 4 c) 比模型 II 和 III 稍好, 且该模型结构简单, 没有可调参数, 直接利用单元格海拔和气温计算其消融量 (见式 (8)), 值得进一步深入探讨。

但由于模型 II ~IV 均没有考虑降水的作用, 因此无法模拟春季雪—洪和部分夏季雨—洪过程 (图 4 c)。模型 V 正是基于这一点而提出来的, 加入降水以后, 模型能够较好地模拟春季积雪洪峰, 而且更好地模拟了日平均流量的变化趋势 (表 2 图 5), 但尚不能模拟 2005 年 7 月 23 日左右的洪峰过程。4 个气象站监测结果表明, 该段雨—洪期间流域气温明显处于低谷 (图 5), 洪峰显然来自于降雨过程, 据末端气象场 (图 1) 短期人工监测资料, 2005 年 7 月 23 日降水量为 17.3 mm, 但所应用的 FY-2C 结果仅为 0.3 mm。2005 年 11 月 16 日至 2006 年 5 月 31 日期间, 自记雨雪量站观测资料与同位置 FY-2C 资

料不存在统计关系 ($R^2 = 0.001$), 且前者总量 (115.2 mm) 仅为后者 (296.5 mm) 的 0.4 倍, 这说明 FY-2C 降水资料显然存在不确定性。因此, 今后应加强 FY-2C 降水资料的数据同化, 以期能够更好地应用于我国西部高海拔无观测资料地区。

在模型 IV 基础上加入太阳辐射调整系数以后 (式 (9) 和式 (10), 模型 V 和 VII), 总体模拟结果稍稍提高 (NSE 表 2), 平衡误差明显减小, 这与 Hock¹⁷⁾ 的结果一致。

由表 2 可知, 分布式简化能量平衡模型 (模型 VIII ~ X) 总体模拟结果比气温类模型差, 该类模型能够模拟出冰川末端日平均流量的年内变化, 但吻合程度相对较差 (图 6)。

分布式能量平衡模型基于严格的物理机制, 这是当前国内首次尝试利用该类模型估算冰川流域的融水径流, 而且该模型结果仅稍差于其他分布式统计参数模型 (表 2)。模型误差主要来自于:

(1) 研究期间气象观测资料不完整, 部分资料

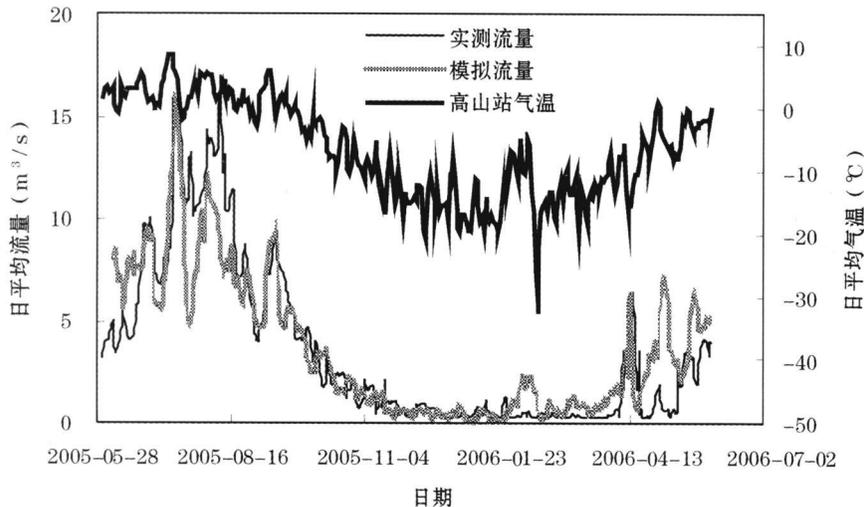


图 5 科其喀尔巴西冰川日平均流量模拟与实测对比图(模型 V)

Fig. 5 Simulated and measured daily mean runoff of Koxkar Glacier (Model V)

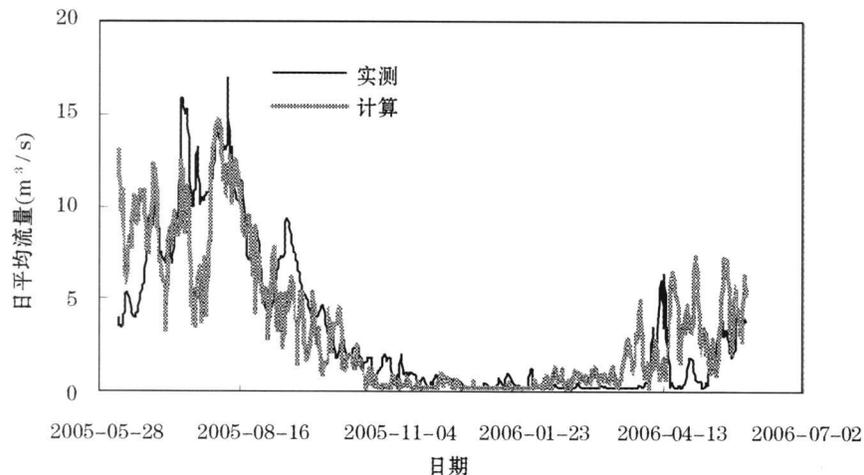


图 6 科其喀尔巴西冰川日平均流量模拟与实测对比图(模型 VIII)

Fig. 6 Simulated and measured daily mean runoff of Koxkar Glacier (Model VIII)

系插补而来。

(2) 缺乏降水观测数据, 所应用的 FY-2C 资料精度较差, 而降水也是大型冰川流域重要的水量来源, 特别是直接涉及积雪消融和降雨—产流过程。

(3) 降水资料不准确, 导致基于下垫面分类的反射辐射计算结果较差(总体计算偏大, 图 7), 当然除资料精度和算法以外, 反射辐射验证结果不好的另一个原因则是观测站点易受外部环境的影响, 比如高山气象站地处河岸, 易受风吹雪的影响; 而冰面气象站则处在裸冰边缘, 下垫面不一致, 导致验证结果呈现两条直线, 即消融和非消融季节的差别(图 7), 消融季节计算值比实测值偏大, 因为模型是按照下垫面为冰川计算的(积雪消融以后下覆冰川)。

从这种意义上讲, 模型反射辐射实际计算结果要更好一些, 因为验证结果不好的原因之一是观测站点代表性差的缘故。

(4) 由于反射辐射、总辐射计算误差, 以及缺乏地表温度资料, 所计算的净辐射误差较大(图 8)。曾尝试应用中国气象局推荐的净辐射计算方法, 即利用最高、最低气温、实际水汽压和大气透过率(总辐射校正)直接计算净长波辐射, 但结果更差。要连续计算地形复杂、格点重多(358 × 243 = 86994)、一整年的日净辐射, 这种计算精度总体上较好。这不同于单纯的估算个别仪器所在点个别日期(如晴天)的辐射数据。

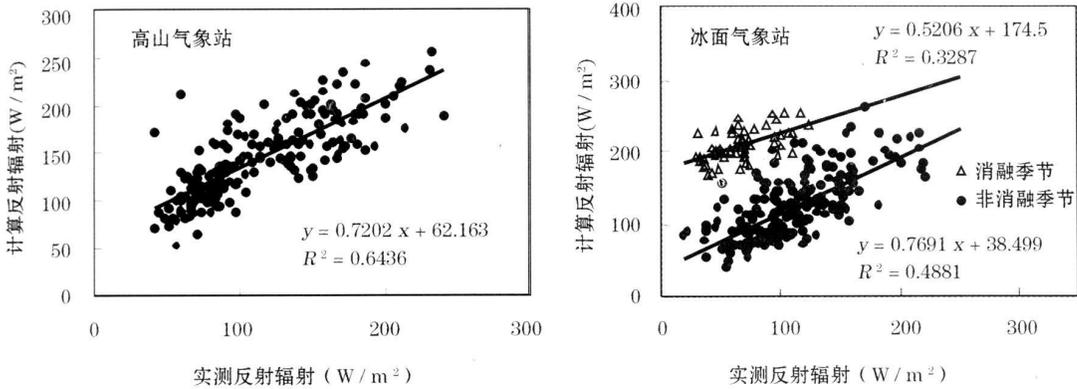


图 7 科其喀尔巴西冰川计算与实测的日平均反射辐射
(高山气象站 NSE 为 0.15,冰面气象站消融季节 NSE 为 -36.1,非消融季节 0.21)

Fig.7 Calculated and observed daily mean reflected radiation of of Koxkar glacier
(NSE of the Alpine meteor. station (left figure) is 0.15, while for the glacier station (right figure), in the melting season, NSE is -36.1 and in other season, 0.21)

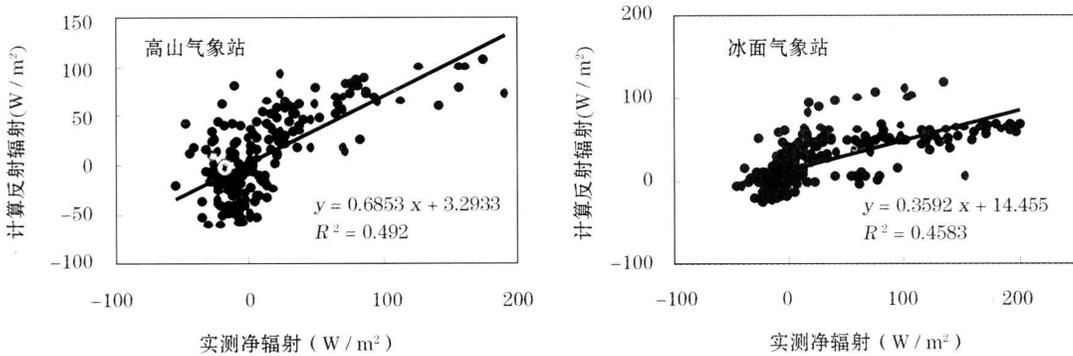


图 8 科其喀尔巴西冰川计算与实测的日平均净辐射
(高山气象站 NSE 为 0.42,冰面气象站 NSE 为 0.44)

Fig.8 Calculated and observed daily mean net radiation of of Koxkar glacier
(NSE of the Alpine meteorological station (left figure) is 0.42, while for the glacier station (right figure), 0.44)

(5) 由于资料稀缺,感热采用消融季节的经验公式计算(式(18)),误差不可避免;而忽略地热通量和高温降水所产生的热量也会带来误差(式(12)),特别是厚表碛区高温降水对冰川消融有很大的影响。2007年新布设的涡度相关系统和 10 m 梯度观测塔有望解决感热和潜热计算方面的问题。

总体而言,在资料稀缺的情况下,3个简化分布式能量平衡模型计算结果尚令人满意。在目前我国基本没有能够满足该类模型资料需求的冰川。

尽管模型 IX 和模型 X 评价指标高于模型 VIII,但这是以增加汇流时间而调试出来的,错过了一段洪峰时期,总体看与模型 VIII 结果相当。

由于冰川区观测资料稀缺,上述 10 个简单分布式模型都仅实现了模型校正过程,尚缺乏验证过程,

需要进一步加强观测并进行验证。当然分布式能量平衡模型基于严格物理机制,不需要模型验证过程,但尚需改进和提高。2007年新布设的涡度相关系统、10 m 梯度塔和两套自记雨雪量计,以及 48 根消融花杆,有望完善科其喀尔巴西冰川的监测网络。

除此之外,在科其喀尔巴西冰川这种大型山谷冰川流域,热溶喀斯特发育,但多数消融区又被厚表碛覆盖,汇流途径复杂且不易研究。今后需开展水化学和同位素示踪方法,王建等^[22]已进行了初步尝试。

在科其喀尔巴西冰川,尚存在数十个较大的冰面湖,部分湖泊极易瞬间溃决(如 2004 年、2007 年均观测到较大湖泊溃决),也造成冰川流域径流估算的不确定性。

4 结 论

(1) 单独利用总辐射 (来源于高时空分辨率的 FY-2C 总云量资料加辐射传输参数化方案) 有估算大型冰川流域某段时期融水径流的可能, 这为缺乏观测资料的冰川流域径流估算提供了一条可能的途径。

(2) 分布式总辐射、气温类模型结果明显好于单站统计结果; 在一个整年度, 气温与冰川融水呈指数关系, 不同于消融季节的线性关系, 度日因子模型更适于消融季节; 基于单元格气温和海拔的消融模型结构简单 (式 (8)), 易于推广, 但尚需在其他监测冰川进一步应用和分析。

(3) 在科其喀尔巴西这样的大型冰川流域, 尽管产流量主要来自于冰川消融, 但仍需加强降水量及其类型观测 (我国多数监测冰川降水观测资料不足), 因为降水不仅直接与雪—洪和雨—洪过程相关, 而且涉及全球变化背景下冰川进退的长期水资源效应; FY-2C 降水资料有助于资料缺乏的冰川流域径流估算, 但尚需进行资料同化。

(4) 在分布式气温指数模型中加入太阳辐射修正系数, 能够更好的估算冰川融水径流; 简化的分布式能量平衡模型基本能够反映冰川末端径流的变化。

(5) 对典型的托木尔型冰川 (厚表碛覆盖、树枝状、热溶喀斯特发育), 采用最简单的单层汇流方案 (等流水线法) 能够在一定程度上概化其汇流特征。

参考文献 (References):

- [1] Shi Yaofeng, Liu Changhai, Wang Zongtai, et al. Short Glacier Inventory of China [M]. Shanghai: Shanghai Popular Science Press, 2005 [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]
- [2] Yang Zhenniang. Glacier Water Resources in China [M]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Publishing House, 1991 [杨针娘. 中国冰川水资源 [M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1991.]
- [3] Liu Shiyin, Ding Yongjian, Zhang Yong, et al. Impact of the glacial change on water resources in the Tarim river basin [J]. Acta Geographica Sinica, 2006, 61(5): 482-490 [刘时银, 丁永建, 张勇, 等. 塔里木河流域冰川变化及其对水资源影响 [J]. 地理学报, 2006, 61(5): 482-490]
- [4] Liu Shiyin, Ding Yongjian, Li Jing, et al. Glaciers in response to recent climate warming in western China [J]. Quaternary Sciences, 2006, 26(5): 762-771 [刘时银, 丁永建, 李晶, 等. 中国西部冰川对近期气候变暖的响应 [J]. 第四纪研究, 2006, 26(5): 762-771.]
- [5] Xie Zichu, Wang Xiqi, Kang Ersi, et al. Glacial runoff in China: An evaluation and prediction for the future 50 years [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(4): 457-466 [谢自楚, 王欣, 康尔泗, 等. 中国冰川径流的评估及其未来 50 年变化趋势预测 [J]. 冰川冻土, 2006, 28(4): 457-466.]
- [6] Qing Wenwu, Chen Rensheng, Liu Shiyin. Research progress in glacial hydrological model [J]. Advances in Water Science, 2008 (in printed). [卿文武, 陈仁升, 刘时银. 冰川水文模型研究进展 [J]. 水科学进展, 2008, 19(待刊).]
- [7] Zhang Yong, Liu Shiyin. Progress of the application of degree-day model to study glaciers and snow cover [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(1): 101-107. [张勇, 刘时银. 度日因子模型在冰川与积雪研究中的应用进展 [J]. 冰川冻土, 2006, 28(1): 101-107.]
- [8] Shi Yaofeng, Yao Tandong, Huang Maohuan, et al. Glaciers and Their Environments in China—The Present Past and Future [M]. Beijing: Science Press, 2000 [施雅风, 姚檀栋, 黄茂桓, 等. 中国冰川与环境——现在、过去和未来 [M]. 北京: 科学出版社, 2000.]
- [9] Su Zhen, Song Guoping, Wang Lijun. Modern glaciers in Mt. Tianshan [J]. // Glaciology and Meteorology in Mt. Tianshan District. Tianshan Uighur Xinhua Publishing House, 1985 [苏珍, 宋国平, 王立伦. 托木尔峰地区的现代冰川 [J]. // 天山托木尔峰地区的冰川与气象. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1985.]
- [10] Xie Changwei, Ding Yongjian, Liu Shiyin, et al. Variation of Keriqiaer glacier terminus in Tomur Peak during last 30 years [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(5): 672-677 [谢昌卫, 丁永建, 刘时银, 等. 近 30 年来托木尔峰南麓科其喀尔冰川冰舌区变化 [J]. 冰川冻土, 2006, 28(5): 672-677.]
- [11] NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center, NCEP/NCAR Reanalysis [M]. Boulder Colorado: NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center, 2004.
- [12] National Satellite Meteorological Center, China Satellite Data Service Center (CSDSC) [Z]. <http://satellite.cma.gov.cn/>, 2008. [国家卫星气象中心. 中国卫星遥感数据服务网 [Z]. <http://satellite.cma.gov.cn/>, 2008.]
- [13] Chen Rensheng, Lü Shihua, Kang Ersi, et al. An hourly solar radiation model under actual weather and terrain conditions: A case study in Heihe river basin [J]. Energy, 2007, 32, 1: 148-157.
- [14] Chen Rensheng, Lu Shihua, Kang Ersi, et al. A distributed water-heat coupled model for mountainous watershed of an inland river basin in Northwest China (I) model structure and equations [J]. Environmental Geology, 2007, 53, 1: 299-309.
- [15] Chen Rensheng, Gao Yanhong, Kang Ersi, et al. A distributed water-heat coupled model for mountainous watershed of an inland river basin in northwest China (III) using the outputs from Mesoscale model version 5 [J]. Environmental Geology, 2007, 53,

- 763-768
- [16] Kang E S Cheng G D Lan Y C et al. A model for simulating the response of runoff from the mountainous watershed of inland river basins in the arid area of northwest China to climatic changes [J]. Science in China (Series D), 1999, 42 (suppl): 52-63
- [17] Hock R. A distribute temperature index ice and snowmelt model including potential direct solar radiation [J]. Journal of Hydrology 1999, 45 (149): 101-111
- [18] Munro D S. Comparison of melt energy computations and ablation measurements on melting ice and snow [J]. Arctic and Alpine Research 1990, 22 (2): 153-162
- [19] Zhang Y nsheng Yao T andong Pu Jianchen. The response of continental type glaciers to climate change in China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology 1998, 20 (1): 3-8 [张寅生, 姚檀栋, 蒲建辰. 我国大陆型山地冰川对气候变化的响应 [J]. 冰川冻土, 1998, 20 (1): 3-8]
- [20] Yang Zhenniang Zeng Qunzhu. Glacier Hydrology [M]. Chongqing Chongqing Press 2001 [杨针娘, 曾群柱. 冰川水文学 [M]. 重庆: 重庆出版社, 2001.]
- [21] Kang E si. A Parameterized energy balance model of glacier melting on the Tianshan mountain [J]. Acta Geographica Sinica 1994, 49 (5): 467-476 [康尔泗. 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]
- [22] Wang Jian Ding Yongjian Xu Junli et al. Hydrochemical characteristic analysis of melting water flow in Kedikaer glacier Tianshan (West) mountains [J]. Environmental Science 2006, 26 (7): 1 305-1 311 [王建, 丁永建, 许君利, 等. 西天山科其喀尔冰川消融径流的水化学分析 [J]. 环境科学, 2006, 26 (7): 1 305-1 311]

Daily Glacier Runoff Estimation Methods — A Case Study of Koxkar Glacier

CHEN Rensheng LIU Shiying KANG Ersi HAN Haidong
QING Wenwu WANG Jian

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute CAS Lanzhou 730000 China)

Abstract Using hydrometeorological data from June 1, 2005 to May 31, 2006 obtained by several automatic stations of Koxkar Glacier (total drainage area is 117.6 km² among which 83.6 km² is covered glacier), and combining it with 1:50 000 topographic map TM FY-2C and NCEP/NCAR data, the authors have created total 10 different distributed runoff models with 60m×60m spatial resolution and 1d time step. All the models simulate the daily mean runoff well, and they are better than the statistical models. Using FY-2C total cloud cover data and solar radiation parameterized methods could calculate the solar radiation well in China, and it may use global radiation to estimate glacier runoff in some period well. In a year, the relationship between air temperature and glacier runoff is exponential while in the ablation season, it is linear. That is, the degree day method is more suitable in the ablation season. In such large glacier basin (glacier coverage is about 71%) as Koxkar watershed, the precipitation measurements neglected in the past in China is very important. With direct or global radiation being added, the temperature index ice melting model will simulate the glacier runoff better. The authors also for the first time have given 3 simple energy-balanced models in China to estimate the glacier runoff, and the models all estimate the daily mean runoff well. In the Koxkar glacier watershed, improvement should be made for the research on evapotranspiration, sublimation, coagulation and refreezing, especially the runoff concentration processes which are very complex due to its melting Kasten in the glacier. Many instruments were installed on the glacier in July 2007, such as the eddy covariance system, a 10m meteorological tower and two automatic stations, etc. In the next few years, more glacier runoff estimation methods in different glacier with different character and size need to be found.

Key words: Glacier melt runoff Runoff estimation FY series satellite Distributed hydrological models