

天山冰川消融参数化能量平衡模型^{*}

康尔泗

Atsumu Ohmura

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州 730000) (瑞士联邦理工学院, 苏黎世 CH-8057)

提 要 本文运用在天山乌鲁木齐河源的冰川能量平衡观测和常规气象站观测要素, 建立了冰川消融参数化能量平衡模型。以日照、日平均气温、低云量、水汽压和风速为模型基本输入因子, 模拟计算和讨论了消融期冰川表面辐射平衡和能量平衡。

关键词 冰川消融 气象要素 参数化能量平衡模型

1 前言

本文利用 1986 年和 1987 年 (6—8 月) 冰川消融期, 在天山乌鲁木齐河源 1 号冰川进行的能量平衡观测^[1]和常规气象站的数据^[2], 探讨了冰川能量平衡要素和常规气象要素的关系, 建立了参数化冰川消融能量平衡模型。以常规气象站的观测要素为模型输入因子, 模拟计算和讨论了消融期冰川表面辐射平衡、能量平衡和融化热。

2 参数化冰川能量平衡模型

2.1 能量平衡方程

消融冰川表面能量平衡方程为^[1,2]:

$$H_M = H_{NR} + H_S + H_L, \quad (2-1)$$

$$H_{NR} = R_G(1 - \alpha) + \epsilon_s \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4, \quad (2-2)$$

式中: H_M 为冰雪融化热; H_{NR} 为净辐射; H_S 为感热通量; H_L 为潜热通量; R_G 为总辐射; α 为反射率; ϵ_s 为表面长波吸收或放射系数; ϵ_a 为大气放射系数; σ 为斯梯芬-玻尔兹曼常数; T_a 为气温 (K); T_s 为表面温度 (K)。

冰川表面融化热可由 (2-1) 式计算。在实际应用中, (2-1) 和 (2-2) 式中的热通量表达式可以常规气象站的观测要素来进行参数化^[3]。

* 中国科学院天山冰川观测试验站研究项目。

来稿日期: 1993 年 5 月; 收到修改稿日期: 1993 年 11 月。

① 康尔泗: 天山冰川观测试验站年报 5—6。

② 进行能量平衡观测的乌鲁木齐河源 1 号冰川为一冰斗山谷冰川, 地理位置为 43°05.35'N, 86°49.48'E, 朝向 NE, 面积 1.87km², 受冰川作用的海拔范围为 3734m 至 4479m, 由东、西两支组成, 其中东支面积 1.19km²。1980 至 1989 年观测冰川平衡线的平均海拔东支为 4005m, 西支为 4095m (根据天山冰川观测试验站年报 1 至 8 期)。能量平衡观测点位于 1 号冰川东支中部, 接近平衡线处, 海拔 3910m。离冰川末端 2km 的海拔 3539m 处是大西沟气象站。

2.2 短波辐射

2.2.1 大气上界太阳辐射 大气上界日太阳辐射以其随地理坐标和时间而变化的方程来计算^[4]。坡度和坡向对太阳辐射的影响则是运用 Swift (1976)^[5]提出的相应坡理论在山区应用的计算方法,并确定计算冰川能量平衡的位置为冰川中部接近平衡线的部位,以冰川的平均坡度和坡向进行计算。

2.2.2 总辐射 作者分析了冰川总辐射和气象站常规观测要素之间的关系,发现日总辐射 R_G 对大气上界日太阳辐射 R_s 的比率、日照时数 HD 对天文日照时数 HD_c 的比率相关关系最好。因此,日照比率是表征日总辐射的最佳指标。运用 Angstrom (1924)^[6]的方法,获得乌鲁木齐河源 1 号冰川日总辐射和大西沟气象站日照时数之间的方程为:

$$\frac{R_G}{R_s} = 0.2319 + 0.5354 \frac{HD}{HD_c} \quad (2-3)$$

2.2.3 反射率 在乌鲁木齐河源 1 号冰川,根据 1986 年和 1987 年夏季 (6—8 月) 的观测^[1],每小时平均反射率最大达 0.98,为新雪面;最小为 0.03,为污化冰面。冰川反射率随表面状况而变化,而这又受制于冰面热状况。作者将冰川反射率日观测值按冰面有无积雪分为两组,分别分析反射率和气象要素的关系。作者发现,反射率和气温的相关关系最好,而雪面反射率和气温的关系与冰面不同 (图 1)^①。

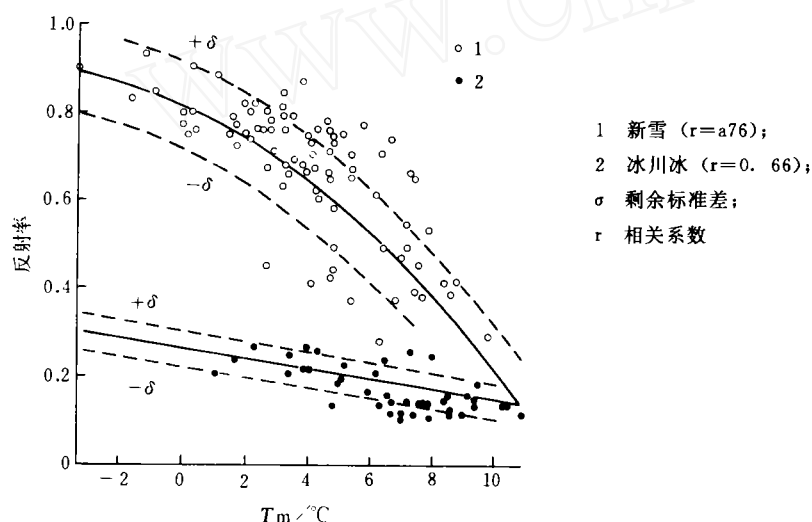


图 1 乌鲁木齐河源 1 号冰川雪面和冰面反射率与大西沟气象站气温 T_m 的关系
(日平均值, 1986 和 1987 年 6—8 月)

Fig. 1 Relation of snow and ice albedo at Glacier No. 1 at the Source of the Urumqi River to air temperature T_m at the Daxigou meteorological station (daily average, from June to August of 1986 and 1987.)

雪面和冰面反射率均随气温升高而减少,雪面反射率的减小幅度大,且和气温呈幂函数关系,冰面的减小幅度小呈线性关系。对雪面,其方程为:

$$\alpha = 0.82 - 0.03T_m - 1.74 \times 10^{-3}T_m^2 - 1.14 \times 10^{-4}T_m^3. \quad (2-4)$$

对冰面,其方程为:

$$\alpha = 0.27 - 0.01T_m. \quad (2-5)$$

① 反射率为日间平均值。

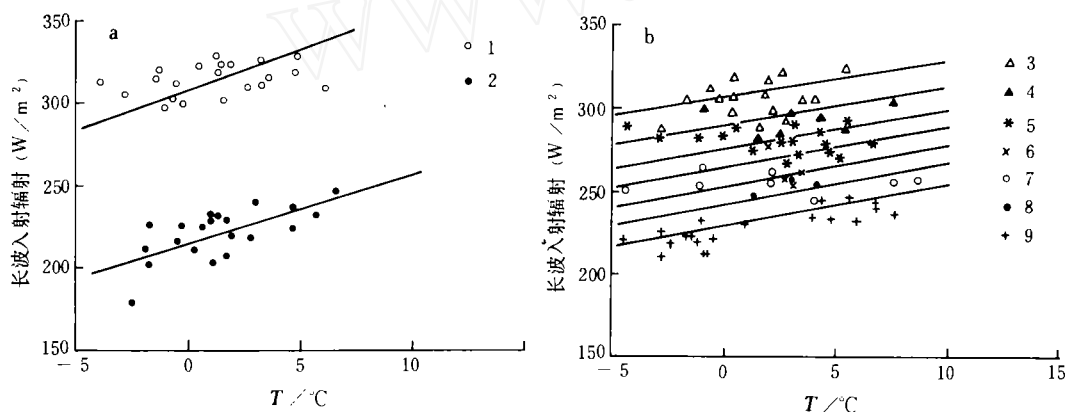
积雪对辐射的反射是由于雪粒的散射作用所致^[4]。新雪反射率大,随着气温升高,消融量增加,雪中污化物向表面集中,使得表面颜色变暗。由于雪的变质作用,雪粒增大,颗粒形状变圆。因此,雪面反射率随着气温的升高而降低较快。冰川冰面结构和雪面不同,颜色较暗的冰面反射率较雪面小。随着气温升高和消融增强,冰内污化物质也向冰面集中,致使冰面反射率也随气温降低而减小,但由于冰面的反射率比新雪面小得多,其减少幅度远小于雪面。

2.3 长波辐射

在云天条件下,相当大部分表面放射辐射可被来自云的长波辐射所抵消,其中低云的长波放射能力强。根据1987年夏季(6—8月)在乌鲁木齐河源1号冰川的长波辐射观测^[1],作者按不同的低云量分别建立长波入射辐射和气温的关系,发现对于每一低云量 C 值,长波入射辐射均随气温升高而增加,符合斯蒂芬-玻尔兹曼定律。不同云量的长波辐射随气温升高而增加的关系曲线大致相互平行,而对于同一气温,长波入射辐射则基本是随低云量而增加(图2)。据此,得出计算不同低云量 C (0.0—0.1)的天空条件下计算大气长波放射系数 ϵ_a 的方程为:

$$\epsilon_a = 0.69(1 + 0.42C) \quad (2-6)$$

在消融期,冰雪表面放射系数可近似看作常数。根据野外观测^[1],消融冰雪面放射系数为: $\epsilon_s = 0.97$ 。



C 为低云量

1. $C=1.00$; 2. $C=0.00$; 3. $C=0.875$; 4. $C=0.750$; 5. $C=0.625$;
6. $C=0.500$; 7. $C=0.375$; 8. $C=0.250$; 9. $C=0.125$

图2 不同低云量 C 条件下长波入射辐射和气温的关系(小时观测值, 乌鲁木齐河源1号冰川海拔3910m, 1987年6—8月)

Fig. 2 Relationship between long-wave incoming radiation and air temperature under different low cloud covers C (hourly values, the Glacier No. 1 at the source of the Urumqi River on 3901m a. s. l., from June to August of 1987)

2.4 感热和潜热通量

按感热和潜热的通量—梯度关系,对于只有一个高度的风速、气温和湿度观测,消融冰雪面感热通量可近似视为风速和气温乘积的函数,而潜热通量则近似为空气水汽压与表面饱和水汽压之差和风速的乘积的函数。

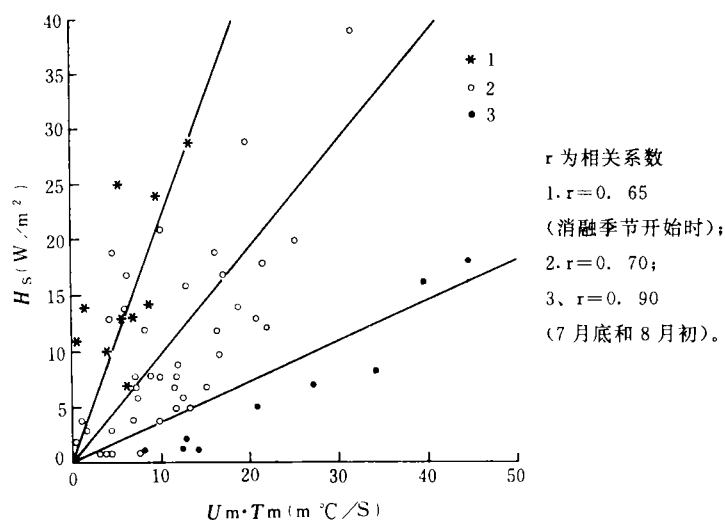


图3 乌鲁木齐河源1号冰川海拔3910m日感热通量 H_s 与大西沟气象站日均风速 U_m 和气温 T_m 之间的关系(1986和1987年6—8月)

Fig. 3 Relation of daily sensible heat flux H_s at 3910m on Glacier No. 1 at the source of the Urumqi River to daily mean wind velocity U_m and air temperature T_m at the Daxigou meteorological station (during June to August of 1986 and 1987)

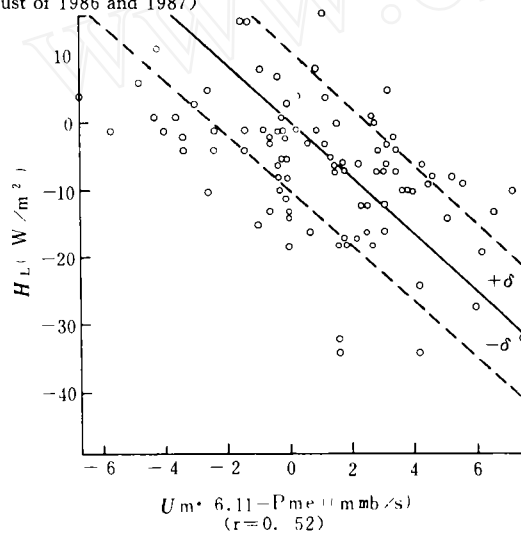


图4 乌鲁木齐河源1号冰川海拔3910m日潜热通量 H_L 和大西沟气象站日均风速 U_m 和水汽压 P_{me} 之间的关系(1986和1987年6—8月)

Fig. 4 Relation of latent heat flux H_L at 3910m a. s. l. on Glacier No. 1 at the source of the Urumqi River to daily mean wind velocity U_m and vapour pressure P_{me} at the Daxigou meteorological station (from June to August of 1986 and 1987)

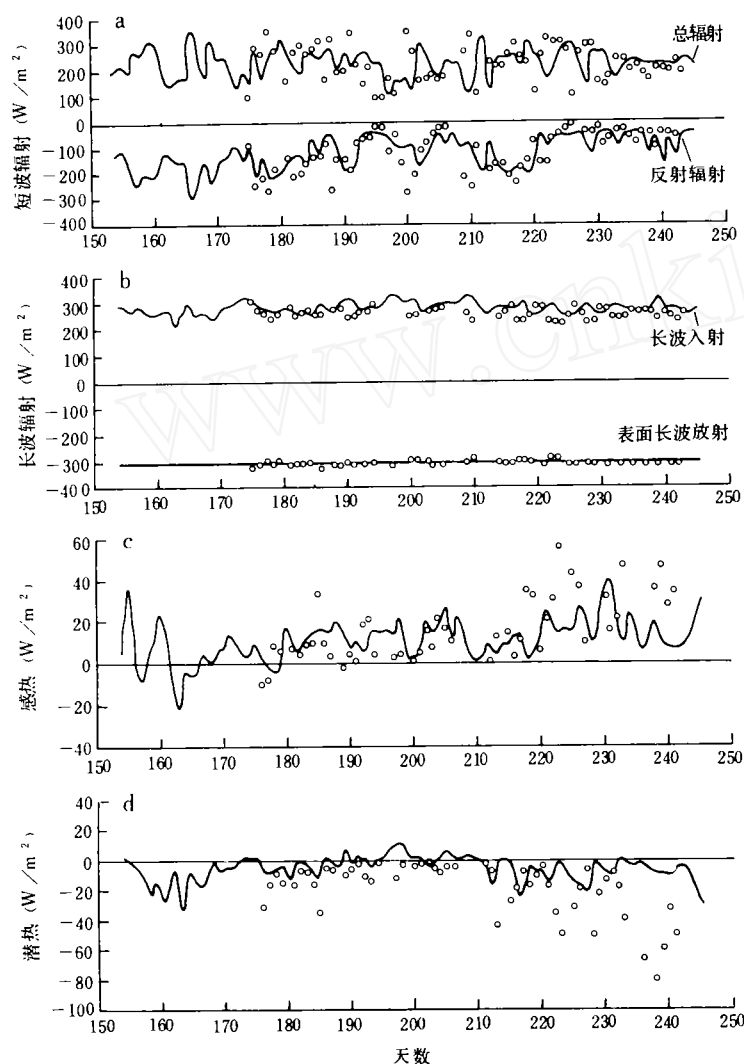
在消融期,冰面为能量消耗区,气层处于逆温层结。气层稳定性受制于温度和风的垂直分布,从而受到冰川表面微气候条件和天气形势变化的影响。图3表示,感热通量与气温和风速乘积的关系在消融季节是变化的。这可由气层稳定性的变化来解释。在7月底和8月初,虽然气温高,但由于此时消融强,冰面气层稳定性也随之加强,可导致感热通量减少。在消融季节开始时,虽然气温较低,但较大的风速可增加湍流发展的机会,从而有可

能产生较大的感热通量。取消融期冰面气层稳定性的平均状况，得出计算 1 号冰川日感热通量的方程为：

$$H_s = 0.97U_m \cdot T_m \quad (2-7)$$

图 4 表示消融期冰川日潜热通量 H_l 和气象站日均风速 U_m 和水汽压的关系，由此得出计算潜热通量的方程为：

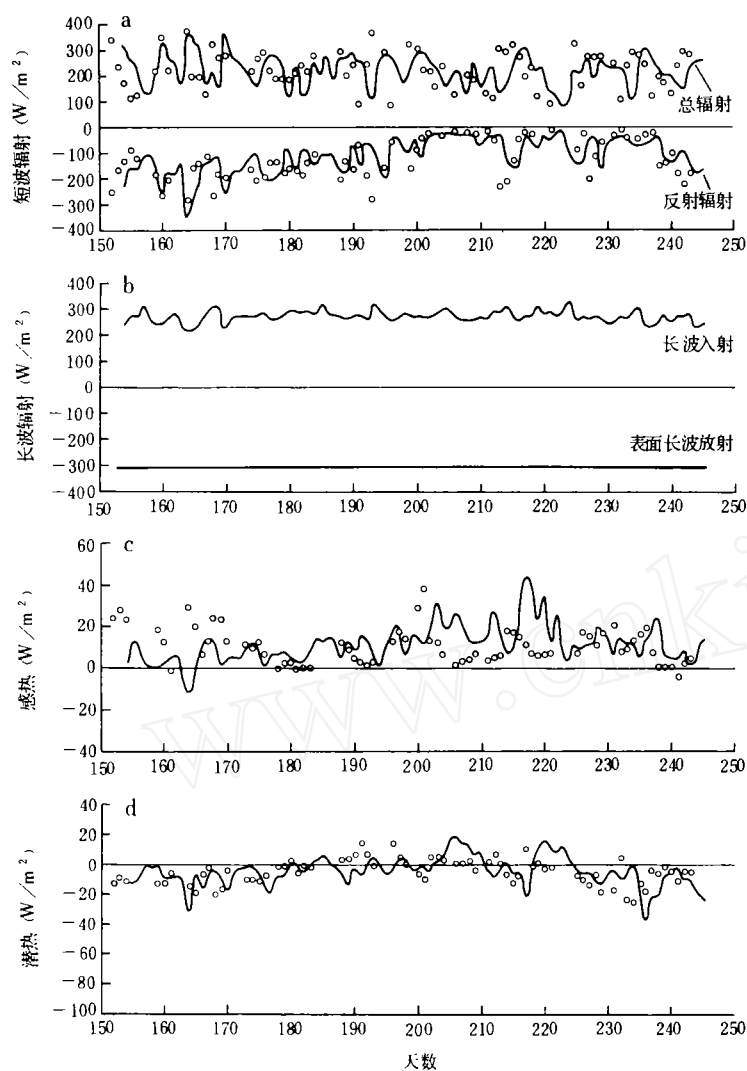
$$H_l = -2.73U_m(6.11 - P_{me}) \quad (2-8)$$



天数从 1 月 1 日开始，海拔 3910m，1986 年 6—8 月，实线为模拟值，符号为实测值。

图 5 乌鲁木齐河源 1 号冰川日能量平衡模拟计算

Fig. 5 Daily energy balance simulation of Glacier No. 1 at the source of the Urumqi River (3910m a.s.l., marks are observed values and lines are simulated values during June to August of 1986)



天数从1月1日开始,海拔3910m,1986年6—8月,实线为模拟值,符号为实测值。

图6 乌鲁木齐河源1号冰川日能量平衡模拟计算。

Fig. 6 Daily energy balance simulation of Glacier No. 1 at the source of the Urumqi River (3910m a. s. l. , marks are observed values and lines are simulated values during June to August of 1987)

3 消融期冰川能量平衡模拟计算

3.1 冰川表面积雪量计算

应用上述参数化能量平衡模型于冰川表面,需知当日的积雪深度。作者以固态降水近似代表积雪量,并建立了以气温日变化来分离日降水量中固态降水比率的方法^[7],从而估算消融期冰面每日的积雪量。

3.2 冰川日能量平衡模拟计算

图 5 和图 6 表示消融期冰面日能量平衡组成要素的模拟计算值和观测值 (1986 年无长波辐射观测)。总辐射的计算值基本反映了观测值的逐日起伏变化, 大多数日观测值接近计算值。短波反射辐射的计算获得了好的结果, 观测值沿计算值分布。长波入射和表面放射的计算也均获得了相当满意的结果。这表明, 辐射平衡各组成要素的模拟计算是比较成功的。

和辐射平衡组成要素的计算相比较, 感热和潜热通量的计算值和观测值吻合得差一些, 仅在一定程度上反映出一些观测值的变化状况。本文所依据的感热和潜热的观测计算均按梯度—通量关系来进行^[1], 其方法本身仅是一种近似。由常规气象站的风速、气温和水汽压来对冰川感热和潜热通量表达式进行参数化, 这在物理概念上是合理的, 但受到湍流交换、气层稳定性等复杂过程的限制, 如何更好地对感热和潜热通量进行参数化, 尚需进一步的研究。由于感热和潜热通量在冰川能量平衡中所占比例相对较小 (表 2), 在现阶段的观测和认识水平上, 利用本文所用的模型来进行近似计算仍是可行的。

3.3 消融期冰川能量平衡特征

3.3.1 辐射平衡 在消融期冰川表面辐射平衡中, 辐射能的收入项为总辐射, 而支出项为短波反射辐射和长波有效辐射 (表 1)。6 月份冰川接收的总辐射最大, 这可由天山所在的北回归线以北的地理位置来解释。6 月份高山带气温仍较低 (大西沟气象站和表 1 所列年份中同期的 6 月平均气温为 2.5℃, 7 月为 5.4℃, 8 月为 4.6℃), 冰面积雪多, 反射率大, 因此该月净辐射在夏季月份中最少。7 月份气温高, 反射率较小, 长波入射辐射也较多, 因此净辐射量最大。冰面净辐射量 7 月和 8 月均远多于 6 月。就平均状况, 夏季 (6—8 月) 冰面收入的辐射能中 54% 被反射, 13% 转化为表面长波有效辐射, 余下 33% 为净辐射。

3.3.2 能量平衡 消融期 6 至 8 月冰川能量收入项主要为净辐射, 占 85%, 其次为感热通量; 能量支出主要为融化热, 占 94%, 其次为蒸发潜热通量 (表 2)。感热通量 7 月和 8 月较大, 与这时的气温较高相一致。冰雪面蒸发潜热通量在消融期受制于表面饱和水汽压, 因此可与气温呈相反的变化, 在 7 月份以少量凝结潜热进入能量收入。在夏季 6 至 8 月中, 7 月和 8 月的净辐射和感热通量远比 6 月份多, 其中尤以 7 月份融化热最多。因此, 冰川消融于 7 月和 8 月最强烈, 所产生的融水径流也最多^[8]。

表 1 乌鲁木齐河源 1 号冰川辐射平衡模拟计算结果 (海拔 3910m, 1986—1990 年 6—8 月各月平均值)

Tab. 1 Simulated radiation balance on Glacier No. 1 at the source of the Urumqi River (3910m a. s. l., averaged values of June, July and August from 1986 to 1990)

月 份	辐射收入			辐射支出							净辐射	
	总辐射		反 射 率	反射辐射		长波辐射						
	(1986—1990 年)	(W/m ²)		(%)	(W/m ²)	(%)	入射	放射	有效辐射		(W/m ²)	(%)
							(W/m ²)	(W/m ²)	(W/m ²)	(%)		
6 月	240	100.0	0.68	164	68.3	274	308	34	14.2	42	17.5	
7 月	215	100.0	0.46	99	46.0	286	308	22	10.2	94	43.8	
8 月	216	100.0	0.47	101	46.8	274	308	34	15.7	81	37.5	
总 平 均	224	100.0	0.54	121	54.0	278	308	30	13.4	73	32.6	

表 2 乌鲁木齐河源 1 号冰川能量平衡模拟计算结果

(海拔 3910m, 1986 至 1990 年 6—8 月各月平均值)

Tab. 2 Simulated energy balance on Glacier No. 1 at the source of the Urumqi River (3910m a. s. l., averaged values of June, July and August from 1986 to 1990)

月 份 (1986—1990 年)	能 量 收 入				能 量 支 出			
	净辐射 (W/m ²)	感 热 (%)	感 热 (W/m ²)	感 热 (%)	潜 热 (W/m ²)	潜 热 (%)	融化热 (W/m ²)	融化热 (%)
6 月	42	84.0	8	16.0	9	18.0	41	82.0
7 月	94	84.7	16	14.4	1	0.9	111	100.0
8 月	81	84.4	15	15.6	7	7.3	89	92.7
总 平 均	73	84.9	13	15.1	5	5.8	81	94.2

4 结 语

本文所讨论的基于常规气象站观测要素的参数化冰川消融能量平衡模型, 为在现阶段研究高山冰川和大气之间的能水交换过程, 冰川对气候变化的响应以及径流的形成提供了一个便于实际应用并具有明确物理意义的计算方法。运用气象要素随海拔分布的规律, 还可用该模型计算每条冰川上具代表性海拔位置的消融期日能量平衡。这一位置可选择在冰川中部接近平衡线的部位。

在冰川能量平衡要素参数化通量表达式中, 气温是最重要的参数。因为气温制约着长波辐射和感热通量, 并和日照、水汽压有关, 还和冰雪面反射率密切相关。本文提出了用气温来分别计算消融期冰面和雪面反射率的方法, 这对进一步研究和计算冰雪面反射率具有参考价值。

在夏季 6 至 8 月中, 7 月和 8 月份冰面接收的净辐射量大, 感热通量也较多, 融化热多, 因此 7 月和 8 月是天山冰川的强烈消融期, 是冰川融水径流的主要产生时期。

根据模拟计算结果, 1986—1990 年 6 至 8 月乌鲁木齐河源 1 号冰川海拔 3910m 辐射能收入是总辐射 224W/m²; 辐射能支出主要为反射辐射 54%, 其次为表面有效辐射 13%, 余下 33% 为净辐射。冰川表面能量平衡收入项主要为净辐射, 其次为感热通量 13W/m², 占 15%; 支出项主要为融化热, 占 94%, 其次为蒸发潜热通量。

参 考 文 献

- 1 Ohmura A, Lang H, Blumer F et al. Glacial Climate Research in the Tianshan. *Zürcher Geographische Schriften*, 1990, (38): 134—173, 39.
- 2 Lang H. Sloping Land with Snow and Ice. In: Falkenmark, Chapman Teds. *Comparative Hydrology*. 1st ed. Mayenne: Imprimerie Floch, 1989. 146—162.
- 3 Nielsen Lb Prahm LP Berkowicz R et al. Net Incoming Radiation Estimated from Hourly Global Radiation and/or Cloud Observations. *International Journal of Climatology*, 1981, 1 (3): 255—272.
- 4 Ohmura A. Climate and Energy Balance on Arctic Tundra. *Zürcher Geographische Schriften*, 1981 (3): 130, 213.
- 5 Swift L.W. Algorithm for Solar Radiation on Mountain Slopes. *Water Resources Research*, 1976, 12 (1): 108—112.
- 6 Angström A. Solar and Terrestrial Radiation. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 1924, (50): 21.
- 7 康尔泗, Ohmura A. 天山冰川作用流域能—水—质平衡和水文流量模型研究. *科学通报*, 1993, 38 (10): 927.
- 8 杨新元, 康尔泗. 乌鲁木齐河源径流过程和时空分布. 见: 施雅风, 康尔泗, 张国威等编. *乌鲁木齐河山区水资源形成和估算*. 第1版. 北京: 科学出版社, 1992, 68.

作 者 简 介

康尔泗, 男, 1942年生, 副研究员。1965年毕业于兰州大学地质地理系, 1992年获瑞士联邦理工学院自然科学博士学位。主要从事冰川气候、水文和山区流域能水平衡与径流模型研究。曾在国内外发表“瑞士阿尔卑斯山冰川径流的一个模式”、“天山乌鲁木齐河源水量和热量平衡观测实验初步研究”和“天山冰川作用流域能量—水量—物质平衡和水文流量模型”等论文。

A PARAMETERIZED ENERGY BALANCE MODEL OF GLACIER MELTING ON THE TIANSHAN MOUNTAIN

Kang Ersi

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica, Lanzhou 730000)

Atsumu Ohmura

(Swiss Federal Institute of Technology, Zürich CH—*057)

Key words: glacier melting, meteorological elements, parameterized energy balance model

Abstract

Based on the measurement of energy balance on a glacier at the source area of the Urumqi River on the Tianshan Mountain during the ablation seasons from June to August of 1986 and 1987, a parameterized energy balance model of glacier melting is developed with standard meteorological elements. Taking daily sunshine duration hours, daily mean air temperature, low cloud cover, wind velocity and vapour pressure at a standard meteorological station as the inputs to the model, the daily global radiation albedo, long-wave incoming and outgoing radiation, sensible and latent heat fluxes are simulated on the glacier, then the daily radiation balance, energy balance and melting heat of the glacier are obtained.

In the parameterized heat flux expressions of the model, the extra-atmospheric solar radiation is calculated by taking the slope influence into account. The ratio of daily global radiation to extra-atmospheric solar radiation has a significant linear correlation to the ratio of daily sunshine duration hours to potential sunshine duration hours. The albedo of snow and ice decreases with the increase of air temperature, but the ratio of decrease of snow albedo is much larger than that of ice. The snow albedo is correlated to the power function of air temperature, while the ice albedo is linearly correlated to air temperature. Atmospheric emissivity is calculated with low cloud cover, while the surface emissivity of melting ice and snow is considered constant. According to the flux-gradient relationship, sensible and latent heat fluxes are approximated by the one level measurement of wind velocity, air temperature and vapour pressure.

The simulated results indicate that during the summer months from June to August, most of net radiation is received by the glacier surface because of the relatively small albedo. In addition to the more sensible heat flux, the melting heat is then mostly distributed in the two months. Therefore, the intense melting period of glaciers on the Tianshan mountain is during July and August. At the height of 3910m a. s. l. on Glacier No. 1 at the source of the Urumqi River, during June to August from 1986 to 1990, the incoming radiation is $224\text{W}/\text{m}^2$ which is global radiation. While the outgoing radiation consists mainly of reflected radiation (54%) and the surface effective radiation, (13%), and the remaining 33% belongs to net radiation. The incoming part in the energy balance consists mainly of net radiation, and sensible heat flux $13\text{W}/\text{m}^2$ which accounts for 15%. The incoming energy is consumed mostly by melting heat, accounting for 94%, and by evaporation latent heat.