

天山冰川物质平衡波动和径流的 同步监测^①

M.B.久尔格洛夫 V.N.米哈连科 M.G.库那克霍维奇 S.N.尤希努尔特斯夫
(原苏联科学院地理研究所)

刘潮海 谢自楚 张万昌 王纯足
(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

提 要 为了研究冰川物质平衡和径流形成过程的同步性, 1989年夏季在图尤克苏冰川(外伊犁阿拉套山)、萨雷托尔冰川(阿克什腊克山)和乌鲁木齐河1号冰川(天格尔山)开展了同步观测。融水渗浸作用和径流过程在西天山所有高度范围、在中央天山和东天山下部地带均有发生。夏季, 中央天山4 800—5 000 m以上的山地持续雪的积累, 而未形成表面径流。最大负物质平衡出现在西天山的北天山。在冰川负物质平衡的年份里, 增补的融水注入河流, 这一过程在西天山持续到8月上旬到9月底, 而在东天山和中央天山则持续到8月末。

关键词 同步性 高程区间 同步监测

冰川物质平衡在所有年份一直发生着变化, 因此无论是年净物质平衡 B_n , 还是瞬时物质平衡 B_t 在冰川对气候变化的反应研究中都具有其重要意义。目前已经了解到年内甚至数十年物质平衡非同步性变化的许多因素(Shytt, 1981; Letreguilly *et al.*, 1989)。有时, 相邻冰川的物质平衡符号相反(Kuhn *et al.*, 1985; Haakensen *et al.*, 1982), 因而冰川末端前进和后退的速度也不同。

为了摸清非同步性变化的原因, 1989年夏季期间开展了野外试验, 在天山3条冰川上, 每5—10 d观测一次物质平衡 B_t 。这3条冰川是从西向东的图尤克苏冰川(外伊犁阿拉套山)、萨雷托尔冰川(阿克什腊克山)和乌鲁木齐河1号冰川(天格尔山), 它们位于天山41—43°N之间。这些冰川主要大气补给来源是大西洋。气团从西和西北方向进入天山, 首先补给西北天山的冰川作用区(图尤克苏冰川), 然后进入内天山(萨雷托尔冰川), 继续东移到距图尤克苏冰川850 km的乌鲁木齐河1号冰川。气团在东移途中变迁, 而亚洲大陆的热力效应加强。这种大尺度的天气过程不仅反映在冰川年度物质平衡上, 而且对年内短期物质平衡变化亦有影响。

^① 本文于1991年6月20日收到; 该文原为英文, 由刘潮海、张万昌译成中文。

1 冰川特征及观测方法

所选择的冰川代表了天山冰川系统内的各个地区, 它们的高度、位置、冰川作用的强度以及气候条件均不相同(图 1)。图尤克苏冰川位于天山西北部的外伊犁阿拉套山, 是天山最湿润的地带。阿克什腊克山中的萨雷托尔冰川是内天山最密集的冰川分布区的代表, 而图尤克苏和 1 号冰川都是边缘山脉分散的冰川作用区的代表。上述 3 条冰川的某些特征列入表 1。

1989 年夏季, 利用分布在所研究冰川表面上的花杆和雪坑进行瞬时物质平衡 B_t 的观测。使用物质平衡方程(Meier, 1962)计算瞬时物质平衡 B_t :

$$B_t = \int_{t_0}^t B \cdot dt \quad (1)$$

式中: t_0 为物质平衡年始日。瞬时物质平衡与瞬时平衡线高度相对应, 使之获得具有高

表 1 冰川特征

Table 1 The characteristic of the glaciers

冰川名称	地理座标	冰川面积 (km^2)	高 度 (km)		B_n^* (g / cm^2)
			上 界	下 界	
图尤克苏	$42^\circ \text{N}; 77^\circ \text{E}$	3.1	4.23	3.45	-46.0
萨雷托尔	$41^\circ 49' 45'' \text{N}; 78^\circ 10' 30'' \text{E}$	3.6	4.75	3.85	-16.7
乌鲁木齐河 1 号冰川	$43^\circ 05' 35'' \text{N}; 86^\circ 49' 48'' \text{E}$	1.8	4.87	3.74	11.0

注: * 1989 年物质平衡。

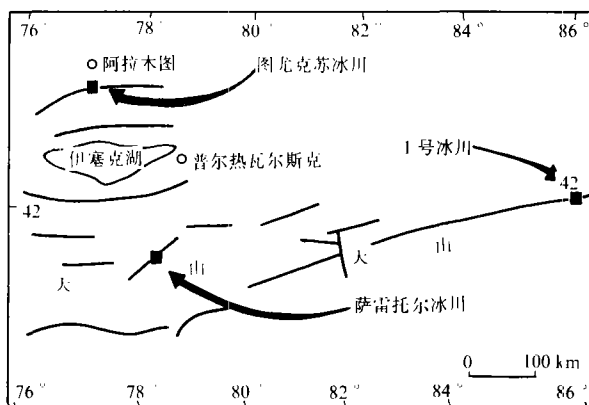


图 1 天山的图尤克苏、萨雷托尔和乌鲁木齐河 1 号冰川位置图

Fig. 1 Location of the Tuyukusu, Sary-Tor glaciers and the Glacier No.1 in the Tianshan mountain system

精度的物质平衡各分量, 从而为研究冰川物质平衡和径流形成过程提供基本资料。

若 $t = t_w$ (冬平衡末日), 则冬平衡

$$B_w = B_{t_w} = \int_{t_0}^{t_w} B \cdot dt \quad (2)$$

2 主要结果

如表 1 所示, 1989 年物质平衡在图尤克苏冰川为较大的负值, 萨雷托尔冰川为微弱的负值, 而 1 号冰川则为正值。

瞬时物质平衡由其随海拔的变化曲线 B_t-H 来表示(图 2)。最右边的曲线(图例中上面的第一个符号)代表冬季物质平衡。如图 2 所示, 这些冰川的一个显著特点是物质冬平衡的高度梯度(dB_w/dH)均很小, 但瞬时平衡的高度梯度(dB_t/dH)从消融期初到消融期末增大。

正如图 2a 中所看到的那样, 在图尤克苏冰川的所有高度范围内均有消融发生, 而萨雷托尔冰川(图 2b)和乌鲁木齐河 1 号冰川(图 2c)在其上部物质持续增加的同时, 物质消融量在其下部亦同步增加。冰川径流形成的上边界 R_{up} 位于在瞬时零平衡线高度 ELA_t 以上 200—300 m, 高于 R_{up} 的任何地段没有冰川融水径流产生, 融水只是在雪和粒雪层中冻结。

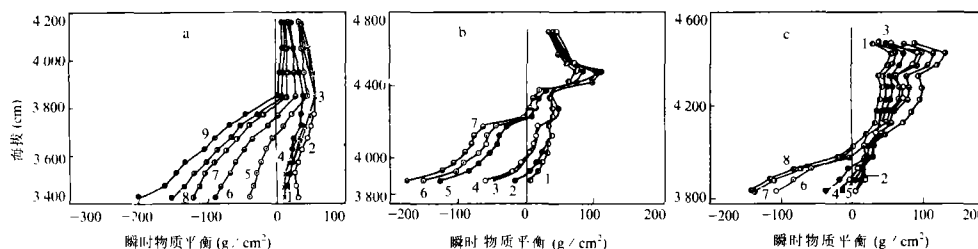


图 2 1989 年冰川瞬时物质平衡的高度 B_t-H 曲线

- a. 图尤克苏冰川: 1. 3.06; 2. 17.06; 3. 29.06; 4. 14.07; 5. 30.07; 6. 10.08; 7. 21.08; 8. 30.08; 9. 20.09
 b. 萨雷托尔冰川: 1. 25.06; 2. 5.07; 3. 15.07; 4. 25.07; 5. 5.08; 6. 15.08; 7. 1.09
 c. 乌鲁木齐河 1 号冰川: 1. 18.04; 2. 15.05; 3. 16.06; 4. 5.07; 5. 16.07; 6. 11.08; 7. 31.08; 8. 30.09

Fig. 2 The current mass balance-altitude, $B_t(H)$, curves for 1989

把物质平衡曲线外延到 6 000—7 400 m 的天山山区最高区段时, 物质平衡曲线变化更为显著和典型, 但这些地段至今缺少实测资料。夏季持续的物质增加过程发生在积累区, 因而天山湿润地带的最低冰川没有径流形成的上界, 而具有较清晰的 R_{up} 的较高冰川对天气和气候变化的响应则是不同的。后一种冰川比较稳定, 尤其当气候变暖时, 对气候条件变化的反应不甚强烈。气候变暖甚微时, 积累区积累量增加, 整个冰川物质

平衡变为正值, 就像在 Wolverine 冰川上所发现的情况那样(Mayo *et al.*, 1984), 这和南极冰川物质平衡对目前气候变暖的响应有类似的物理机制(Young *et al.*, 1982; Bently, 1990)。 ELA_t 和 B_t 之间的关系一般是非线型的, 而正如许多冰川大量的观测结果所显示的那样, 年物质平衡 B_n 和相应的平衡线高度 ELA_n 则为线性(Palgov, 1969; Braithwaite, 1984)。图 3 中极端正值的点, 即 $B_t \approx B_n$ 时破坏了线性关系, 因此包含有极端正年物质平衡资料的点将会改变 ELA_n 和 B_n 之间的线性关系。然而山地冰川的物质平衡在开始 B_n 和 ELA_n 观测的过去 45 a 主要为负值, 因此可以认为 ELA_t 和 B_n 之间线性关系的假说与实测的 B_n 和 ELA_n 的关系是一致的。这样, 我们就可以用一年的 ELA_t-B_t 关系近似代表多年的 ELA_n-B_n 关系。

两条 ELA_t-B_t 曲线的对比结果表明, 图 3 中相关方程($y=a+bx$)中的系数 a 对于萨雷托尔冰川较图尤克苏冰川为大。与图 2 中的 B_t-H 曲线的对比可以断定, ELA_t-B_t 的高度梯度或系数 a (图 4)随着气候大陆度的增强和降水量的减少而增加。无法获得气候上非多相的较大冰川系统的 ELA_n-B_n 的一般关系, 只能得到相对类似的地区、流域或其它冰川组的上述关系(Dyurgerov *et al.*, 1991)。

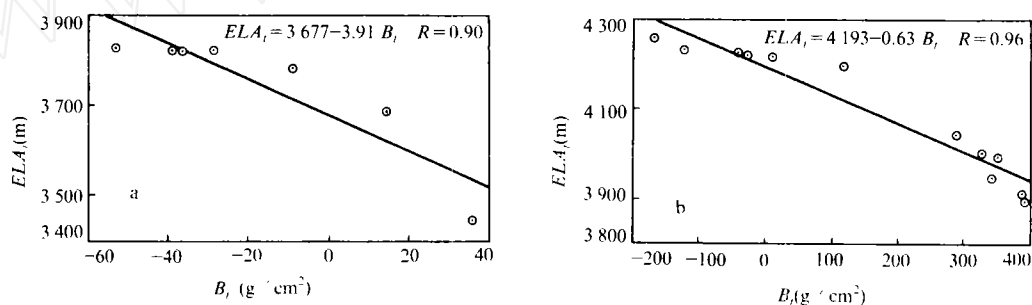


图 3 1989 年冰川 ELA_t-B_t 的关系

a. 图尤克苏冰川; b. 萨雷托尔冰川

Fig. 3 The 1989 ELA_t-B_t relationship for the glaciers

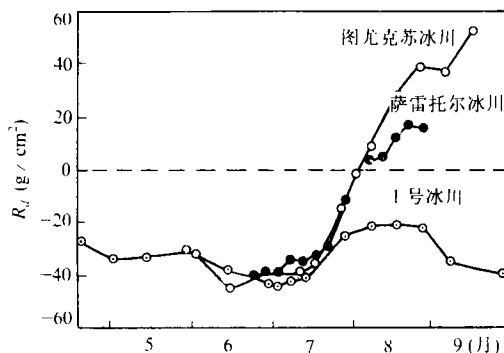


图 4 $B_n=0$ 时补充到冰川径流中的融水量 R_d

Fig. 4 The melting water addition R_d to the glacier runoff when $B_n=0$

我们可以把冰川物质平衡当作 $B_t \approx -R_d$, 式中 R_d 是物质平衡为负值时增补到冰川径流中的融水量。如果物质平衡为正值时, R_d 为负值, 而如果 B_t (或 B_n) = 0 时, $R_d = 0$, 则 $R = R_0$, 式中 R_0 是冰川物质平衡为零时的冰川径流量。1989 年 3 条冰川上观测到的瞬时物质平衡资料的水文学解释表示在图 4 中。如果 $B_t = B_w$, 则 $R_d = 0$, R_d 的值随冰川负物质平衡的增加而增加。当 $B_t = 0$ 时, $R = R_w + P_s$, 式中 R_w 为冬季雪消融所形成的径流量; P_s 为冰川表面夏季雪的消融量。正如图 4 所示, 当冰川物质平衡为负时, R_d 以附加的径流形式补给河流。有趣的是, 由多年冰储量的减少而产生的附加径流量, 1989 年在西北天山和内天山地区开始于 8 月上旬。冰川融水径流在植物生长期(6 月上旬至 8 月上旬)内增加, 但其平均径流未超过冰川上最大的雪积累量。

年物质平衡分析中不能得到的这种结果表明, 当冰川年物质平衡在消融期末为负时, 附加的冰川径流量 R_d 才注入河流。对整个冰川系统而言, R_d 的起始期并不是同步发生的, 它依赖于冰川物质平衡变化的强度和速度。

3 讨 论

上述研究结果阐明了天气变化、冰川物质平衡和径流量之间相互联系的机制。假设瞬时物质平衡代表年或多年的平衡量, 那么瞬时冰川径流则同年径流量相类似。在这种情况下, 研究结果反映了每条冰川的过程, 并描述了对整个天山冰川作用区的可能适用性。

表 2 1989 年 3 个气象站资料

Table 2 Meteorological data at the stations for 1989

气象站名称	H (m)	P_a (mm)	P_s (mm)	P_s / P_a (%)	T_s ($^{\circ}\text{C}$)
图尤克苏	3 450	1 071	485	45	3.7
天 山	3 614	160	80	50	3.0
大 西 沟	3 539	487	314	65	3.1

注: H 为气象站的海拔; P_a 为年降水量; P_s 为夏季平均降水量; T_s 为夏季平均气温。

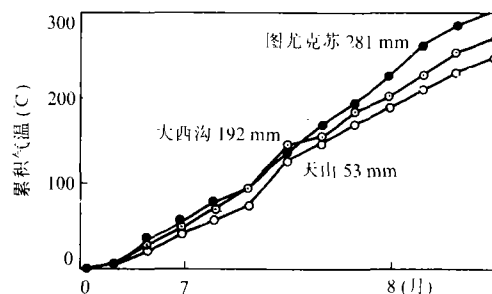


图 5 所观测冰川 7—8 月气温的累积值和相应的降水量

Fig. 5 The sum of air temperature and precipitation at July—August for the described glaciers

图尤克苏气象站、天山和大西沟气象站均位于所观测冰川的附近。在这些气象站中所搜集的 1989 年气温和降水观测资料列入表 2 中。这些资料可以解释所观测的冰川在物质平衡和冰川径流上的相互差异。图尤克苏和大西沟气象站观测到的降水量要比位于在内天山的天山气象站高, 而夏季平均气温则由西向东略有降低(图 5)。

天山冰川作用更完善的资料可以用同样的观测方法在内天山最高地段的密集冰川作用区内得到。

遗憾的是, 我们没有进行冰川表面运动速度的观测, 而了解表面运动速度参数对摸清冰川动力学与外部条件变化间的关系, 以及阐明冰川波动的起因都是十分重要的。

致谢: R. G. Golovkova 和 K. G. Makarevich 提供了图尤克苏冰川物质平衡的资料, 在此表示感谢。

参 考 文 献

- Bently C R, 1990. Mass balance of Antarctica and sea level change. *Glaciers-Ocean-Atmosphere Interactions*. Leningrad, September 24—29
- Braithwaite R, 1984. Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium line altitude? *J. Glacial.*, **30**(106): 364—368
- Dyurgerov M B, Mikhlenko V N, Kunakhovich M G, Kuzmichenok V A, Sokalskaya A M, 1991. Can the mass balance of the entire area of Tianshan glaciarization be estimated? (see present edition)
- Haakensen N, Liestol O, Messel S, Tvede A, Ostrem G, 1982. *Glasiologisk undersokelser i Norge 1980*. Vassdragsdirektoratet Hydrol. Avdeling., Oslo, Rapport No. 1—82
- Kuhn M, Markl G, Kasser G, Nickus U, Obleitner F, Schneider H, 1985. Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. *Zeit. fur. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **21**:409—416
- Letreguilly A, Reynaud L, 1989. Spatial patterns of mass balance fluctuations of North American glacier. *J. Glaciol.*, **35**(120): 163—168
- Mayo L R, Trabant D C, 1984. Observed and predicted effects of climate change on Wolverine glacier, Southern Alaska. *Proc. of Conference, Fairbanks*, 114—123
- Meier M F, 1962. Proposed definitions for glacier mass budget terms. *J. Glacial.*, **4**(33): 255—261
- Palgov N N, 1969. The firn line as an indicator of the hydrological regime of glaciers. Thermal and water regime of the Kazakhstan glacier. Alma-Ata, Nauka Press, 141—147 (in Russian)
- Schytt V, 1981. The net mass balance of Storglaciaren Kebnekaise, Sweden, related to the height of the equilibrium line and to the height of the 500 mb surface. *Geografiska annaler*, **63**(A): 219—223
- Young N W, Pourchet N, Kotlyakov V M, Korolev P A, Dyurgerov M B, 1982. Accumulation distribution, in the IAGP area, Antarctica: 90—150 °. *Ann of Glacial.*, (3): 333—338

Simultaneous Monitoring of Mass Balance Fluctuations and Runoff of the Tianshan Glaciers

M. B. Dyurgerov, V. N. Mikhalenko, M. G. Kunakhovitch, S. N. Ushnurtsev

(Institute of Geography, Original USSR Academy of Sciences)

Liu Chaohai, Xie Zichu, Zhang Wanchang and Wang Chunzu

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

Abstract

Simultaneous measurements on the glaciers Tuyuksu (Zailiysky Alatau), Sary-Tor (Akshiyarak range) and Glacier No.1 (Tianger range) were carried out for studying synchronism of mass balance and runoff formation processes during summer period of 1989. The mass balance and the equilibrium line altitude were measured by stakes and pits network every 5—10 days. Infiltration and runoff processes occur at the whole altitudinal range in western and the most low parts of central and eastern Tianshan. The snow accumulation goes on continuously during summer period in highest ridges of central Tianshan over 4.8—5.0 km a.s.l. and the runoff does not take place there. The largest negative mass balance and the maximum glacier runoff intensity occur on the north and the west Tianshan slopes. The supplementary water influx to rivers occurs in years with negative mass balance value of the glaciers. It lasts from the first ten-day period of August to the late September in the west Tianshan and to the end of August in the east and central Tianshan.

Key words: synchronism, altitudinal range, simultaneous monitoring