文章编号: 1000-0240(2010)02-0265-10

乌鲁木齐河源1号冰川度日因子时空变化特征

崔玉环¹, 叶柏生¹, 王 杰², 刘友存¹, 井哲帆¹ (1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2. 兰州大学 资源与环境学院 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 度日模型是估算冰川消融的一种简单而有效的方法, 度日因子是该模型的重要参数, 反映了 单位正积温产生的冰雪消融量, 其时空变化特征对不同模型模拟冰雪消融过程的精度有较大影响. 根 据乌鲁木齐河源 1 号冰川 22 a 的物质平衡花杆观测资料和大西沟气象站气象资料, 分析了该冰川度日 因子的时空变化规律及其影响因素. 结果表明: 时间尺度上, 融雪度日因子年际变化不大, 融冰度日 因子随年际变化有增加趋势, 且这种增加趋势在冰川中下部要比冰川上部明显; 空间尺度上, 随海拔 升高, 度日因子具有明显的下降趋势; 2000-2004 年与 1983-1989 年相比, 1 号冰川东、西支夏季物 质平衡变化量分别为-240 mm 和-290 mm, 其中气候变化直接引起的变化量为-206 mm 和-175 mm. 关键词: 冰川; 消融; 度日因子; 乌鲁木齐河源 中图分类号; P343.6 文献标识码; A

0 前言

山地冰川是气候与地形共同作用的产物,其形 成与发展记录了气候环境的波动与变化^[1].物质平 衡是冰川反映气候变化最敏感的指标之一,其动态 变化是引起冰川波动和径流变化的物质基础,物质 平衡的估算和恢复已得到冰川学家的广泛关 注^[2-6].目前物质平衡计算方法中,基于冰雪消融 与正积温之间线性关系的度日模型应用最为广泛. 度日模型虽然简单,但在流域尺度上可以给出类似 于能量平衡模型的输出结果,度日因子作为其重要 参数,是冰川表面能量传递与转化这一复杂过程的 简化描述^[2-3,7-12].

度日的概念是 Finsterwalder 和 Schunk (1887) 在阿尔卑斯山冰川变化研究中首次引入的, Braithwaite 等^[7, 10] 将其应用于格陵兰冰盖消融过程的研 究中,得出冰川冰的度日因子要大于雪的度日因 子,冰川冰和雪的度日因子之间的差别取决于其所 处的气候条件.随着度日模型的发展,为了提高模 拟精度,度日因子不再被看作常数,并引入了其它 变量,如风速、相对湿度、太阳辐射和水气压等, 模拟精度明显提高^[13-19].

由于坡度、坡向、遮蔽等地形条件的影响,冰 雪消融速率在空间上存在较大的差异.考虑到这些 因素的影响,国外一些学者^[14-18]在模型中引入空 间分布式度日模型的概念,使得模拟精度大大提 高.张勇等也在对中国西部冰川^[19]和科其卡尔巴 契冰川^[11]度日因子的研究中,发现度日因子存在 较大的时空变化特征,受到气温、海拔、冰面状况 等因子影响.Braithwaite 等^[9]用能量平衡模型计 算度日因子,得出度日因子与冰面反射率有一定相 关性,在低温情况下,反射率越低,对应度日因子 越高.

此外,融雪融冰度日因子因所处的气候条件不同而存在较大差异^[7]. Singh 等^[20] 根据冰川融水径 流实验方法得出,清洁雪和污化雪融雪度日因子分 别为 5.7 和 6.4 mm $^{\circ}$ C⁻¹ $^{\circ}$ d⁻¹,清洁冰和污化冰 融冰度日因子分别为 7.4 和 8.0 mm $^{\circ}$ C⁻¹ $^{\circ}$ d⁻¹; 刘时银等⁹在乌鲁木齐河源 1 号冰川研究中得出 1 号冰川融雪度日因子为 3.1 mm $^{\circ}$ C⁻¹ $^{\circ}$ d⁻¹, 融冰

收稿日期: 2009-10-11; 修订日期: 2010-01-06

基金项目:国家重点基础研究发展计划(973计划)项目(2007CB411502);中国科学院"百人计划"项目(40871036)资助

作者简介: 崔玉环(1983-), 女, 甘肃庄浪人, 2006 年毕业于兰州大学, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士研究生, 主要从事寒区水文研究, E-mail, cuiyh@lzb.ac.cn

⁽C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

度日因子介于 5.1~10.1 mm $^{\circ}C^{-1} \circ d^{-1}$ 之间. 由于融雪融冰度日因子的差异和冰面特性的不同, 同一条冰川上度日因子也存在明显的时空差异.

本文选择已有近 50 a 物质平衡观测资料的天 山乌鲁木齐河源 1号冰川(以下简称 1号冰川)作为 研究冰川,利用 1983-2004 年间(1983 年之前逐月 物质平衡资料不全)详细的逐月物质平衡花杆观测 资料和大西沟气象站逐日气温、降水资料,深入分 析 1号冰川度日因子时空变化特征,为冰川物质平 衡模型的建立提供精确参数.

1 研究区概况

乌鲁木齐河源 1 号冰川是在中国乃至世界冰川 监测中观测资料较为完整的观测冰川之一,位于天 山中段天格尔山脉北坡乌鲁木齐河源区,为双支冰 斗-山谷冰川,由东、西两支冰川组成,1962 年统计 面积分别为 1.163 km²和 0.677 km²,长度分别为 2.12 km 和 1.96 km,海拔分别介于 4 269~3 740 m 和 4 486~3 810 m 之间^[21].东、西支冰川有着 各自的补给区并占据着不同的高度区间,虽然在其 末端汇流形成统一冰舌,但由于其强烈退缩,于 1994 年前后分离为两支独立的冰川.

自 1959 年进行系统观测以来,1 号冰川东、西 支分别布设了8 条横断面和1 条纵剖面,共计69 根测杆.除正常进行冬、夏和年平衡观测外,夏季 每 10~30 d 还进行一次瞬时物质平衡和相应平衡 线高度的测量,积累了详细的冰川物质平衡、平衡 线高度与冰川末端位置变化的逐年观测结果.1959 -2004 年均物质平衡是-233.6 mm,累积物质平 衡量增至-10 746.5 mm,表明1号冰川平均厚度 已变薄了12 m,损失的体积为2062×10⁴m^{3 23}.

本研究选择1号冰川东、西两支资料较全的27 个花杆点的物质平衡资料(各花杆点位置见图1), 根据大西沟气象站逐日气温、降水资料,推求各花 杆点度日因子,并分析其时空变化特征.

2 数据来源与处理

本研究以1号冰川为研究区,选取1983-2004



Fig. 1 The location of the Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River and the allocation of stakes for mass balance measurement

年 6-8 月近于按月观测的花杆点的物质平衡资料 作为分析基础,共选择了 27 个花杆点(其中东支 15 根,西支 12 根),所选花杆点能大致反映不同下垫 面差异对冰面消融的影响. 各花杆点的逐日气温根 据大西沟气象站(距 1 号冰川末端 2.5 km 左右,海 拔 3 539 m)逐日气温数据、不同月份的温度梯 度^[23](见表 1)推求;降水资料以叶柏生等²⁴观测误 差修正后的大西沟气象站观测降水资料为基础,采 用杨大庆等^[25]在对大西沟气象站和 1 号冰川末端 降水资料分析中得出的降水梯度值(即 22 mm ° (100m)⁻¹)推求各花杆点对应高度带的逐月降水 量.

表 1 不同月份的温度梯度 K 值

Table 1 The monthly temperature gradients												
月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
气温梯度 K / (一 [℃] ∘ (100m) ⁻¹)	0. 298	0.319	0.409	0. 527	0.600	0. 529	0.600	0. 571	0. 584	0. 423	0. 326	0.266



图 2 1 号冰川东、西支不同高度带夏季度日因子(DDF)、降水(P)和正积温(PDD)逐月变化 Fig. 2 The variations of monthly DDF, P and PDD on the east and west branches of the Glacier No.1 at different altitude belts for summer period



Fig. 3 The variations of annual *DDF*, *P* and *PDD* on the east and west branches of the Glacier No. 1 at different altitude belts for summer period

+

3 度日因子及其时空分布

3.1 度日因子

度日因子(*DDF*)是一定时期内的冰川消融量与同一时期内正积温的比值,公式如下:

$$A = DDF \circ PDD \tag{1}$$

式中: A 为一定时期内的冰川或积雪消融量(mm); DDF 为度日因子(mm $\circ \mathbb{C}^{-1} \circ d^{-1}$); PDD 为一定 时期内的正积温(\mathbb{C}).

A 值依据积累量和花杆物质平衡观测值 B 计 算,计算中冰川表面积累以降水代替,且假定所有 降水均以固态形式降落在冰川上,即:

$$A = P - B \tag{2}$$

式中: P 为一定时期内的降水量(mm); B 为一定时期内的冰川物质平衡量(mm).

不同高度的 PDD 依据气象站气温 T₁和高度计算:

$$PDD = \sum_{t}^{n} H_{t} \circ (T_{t} - K_{i}(Z - Z_{0}))$$
 (3)

式中: T_t 为某天 (t)的日平均气温($^{\mathbb{C}}$), H_t 是逻辑 变量,当 $T_t \ge 0$ $^{\mathbb{C}}$ 时, $H_t = 1.0$;当 $T_t < 0$ $^{\mathbb{C}}$ 时, $H_t = 0.0$, Z 为所研究花杆海拔(m), Z_0 为大西沟 气象站海拔(m), K_i 为不同月份(i)的气温梯度 ($^{\mathbb{C}}$).

以 1983—2004 年 6—8 月份近于按月观测的花 杆点的物质平衡资料,大西沟逐日气温、月降水资 料为基础,由式(1)、(2)和(3)求得1 号冰川各花杆 点处夏季各月的降水、正积温和度日因子(见图2). 总体上看,无论是在时间上还是空间上,度日因子 都不是恒定值.在空间上,由于不同花杆点所处的 冰面特性、海拔、坡度坡向等条件不同,度日因子 存在差异;在时间上,随着年际变化,度日因子亦 存在明显波动,东、西支各花杆点度日因子分别介 于 0.68~17.73 mm °°C⁻¹ °d⁻¹和 1.91~22.32 mm °°C⁻¹ °d⁻¹之间,东支度日因子较为稳定,西 支波动较大,这可能跟坡度、坡向,反射率变化等 因素有关.图中部分花杆点有负值出现,可能是测 量误差、雪崩或风吹雪等造成.

3.2 度日因子时间变化特征分析

3.2.1 夏季度日因子年际变化

以 1983-2004 年 5-8 月份近于按月观测的花 杆点的物质平衡资料推求各花杆点夏季物质平衡 值,用大西沟逐日气温、月降水资料和温度梯度、 降水梯度推求各花杆点夏季正积温和降水量,由式 (1)、(2)推求1号冰川各花杆点上夏季消融量和度 日因子.从1号冰川东、西两支夏季度日因子年际 变化(见图3)上看,从1983-2004年,东、西支度 日因子分别介于3.27~10.66 mm。℃⁻¹。d⁻¹和 3.08~14.25 mm。℃⁻¹。d⁻¹之间,东支在冰川中 下部度日因子有增加趋势,中上部以融雪为主的度 日因子有波动,但几乎没有变化趋势;而西支在整 个冰川上度日因子均有上升趋势.总体上冰川下部 的度日因子大于上部,这可能主要是融冰和融雪的 差异.为此,下面将冰、雪度日因子分开来考虑. 3.2.2 雪线附近度日因子的年际变化

选择离雪线最近的东支 $H2'花杆点的度日因子 来研究雪线处度日因子的年际变化(图4), 从图中 可以看出:雪线附近度日因子年际波动不大,介于 <math>3.12 \sim 7.71 \text{ mm} \circ \mathbb{C}^{-1} \circ d^{-1}之间, 且没有明显的 变化趋势.其原因是: <math>H2'$ 点位于雪线附近,以融 雪为主,冰面特性变化不大,度日因子较恒定.



3.2.3 融雪、融冰度日因子计算

从雪线附近度日因子的年际变化中可以看出, 融雪的度日因子年际变化不大.除个别年度外,东 支H2^{⁷点均在零平衡线之上,可认为其消融均为积 雪消融,本文选取该点计算1983-1996年融雪度}



图 6 1 号冰川东、西支不同高度带夏季融冰度日因子(DDF)、降水(P)和正积温(PDD)逐年变化 Fig. 6 Variations of the DDF for ice ablation, P and PDD on the east and west branches of the Glacier No.1 at different altitude belts in summer

日因子(见图5),其均值为5.19 mm $\circ \mathbb{C}^{-1} \circ d^{-1}$. 与刘时银的计算结果 (3.1 mm $\circ \mathbb{C}^{-1} \circ d^{-1}$)⁶⁶ 差 异较大,可能是计算正积温方法差异引起的.在融 冰度日因子计算中,假定冰川消融是先消融积雪, 若积雪完全融化并有剩余正积温时,则剩余正积温 用于消融冰川冰,进而计算各花杆点融冰度日因 子,结果如图 6 所示.

从 1983—2004 年东、西支各花杆点夏季融冰 度日因子年际变化上看,度日因子波动明显,且随 年际变化有明显增加的趋势,而在冰川中下部这种 增加趋势要比冰川上部明显,其原因可能是冰川退 缩过程中冰川中下部冰面污化程度逐步加重,冰川 表面反射率下降,导致度日因子增大.这与低温情 况下反射率越低对应度日因子越高¹⁰ 结果相一致. 3.3 度日因子空间变化特征分析

在图 6 的计算结果上,取夏季融冰度日因子的 年平均值并将其等距划分为 5 级,做出度日因子空 间分布图(图 7).由图 7 可以看出,度日因子存在 明显的空间变化特征.度日因子在冰川中下部明显 大于上部,这种变化可能是由于冰川冰面特性差异 引起的.随着气候变暖,冰川加速退缩过程中,冰 川中下部冰面污化程度较重,冰川表面反射率低, 对应的度日因子较大;上部冰面污化程度相对不



图 7 1 号冰川夏季融冰度日因子空间分布



图 8 度日因子随海拔的变化

Fig. 8 The DDF changing with altitudes on the Glacier No. 1

大,冰面反射率高,对应度日因子较小,西支度日 因子整体上大于东支,这可能和山体遮蔽有关;最 大度日因子值都出现在西支末端的 C1 点处.

由图 8 可以看出,度日因子随海拔升高呈明显 下降的趋势,这与张勇等^[11] 在科其卡尔巴契冰川 中的研究结果相反,也与不同海拔的冰面特性差异 对度日因子的影响有关.其原因是科其卡尔巴契冰 川表面有大量厚层冰碛物覆盖,随着海拔升高冰碛 物厚度逐渐减薄,度日因子也随之增大;而1号冰 川表面冰碛物很少,度日因子随海拔升高具有明显 下降的趋势,主要是冰面特性变化引起的.

4 冰面特性变化、气候变化对冰川消融的 影响

由于 DDF 的变化,使得冰川物质平衡的变化 可以分解为由气候变暖直接影响和冰川特性变化导 致的物质平衡变化两部分组成,其中假设 1980 年 代冰面特性和气候状况为初始值,由公式(1)可推 导出:

$$\Delta A = DDF \circ PDD - DDF_0 \circ PDD_0$$

= $(\Delta DDF + DDF_0) \circ PDD - DDF_0$
 $(PDD - \Delta PDD)$
= $\Delta DDF \circ PDD + \Delta PDD \circ DDF_0$ (4)

式中: ΔA 为一定时期内的冰川或积雪消融变化量 (mm); *PDD*⁰ 和 *PDD* 分别为气候变化和冰面特性 改变前后的正积温; *DDF*⁰ 和 DDF 分别为气候变化 和冰面特性改变前后的度日因子; ΔDDF 为度日因 子的变化值; ΔPDD 为正积温的变化值.

式(4)中第一项为 *DDF* 变化引起的消融变化 量,可看作冰面特性变化(主要是冰面污化程度改 变)引起的消融变化量;第二项是 *PDD* 变化的结 果,看作气候变化(气温升高)引起的消融变化量.

本文选择 2000-2004 年和 1983-1989 年(以下简 称 2000 年以后和 1980 年代)1 号冰川各高度带中 值高度处的年平均度日因子、正积温和降水,研究 了冰面特性改变和气候变化分别对冰川消融的贡 献,计算中平衡线(1号冰川东、西支平衡线高度见 图 9 所示)以上为纯消融积雪,物质平衡线以下既 有积雪消融又有冰川冰的消融。由此确定各高度带 度日因子的值(不同高度带年均度日因子值见表 2). 将 1980 年代的平均 DDF 看作初值 DDF of 2000年以后的平均 DDF 看作冰面特性变化后的 DDF: 1980年代的 PDD 和降水看作气候变化前的 PDD0和降水, 2000年以后的 PDD 和降水看作气 候变化后的 PDD 和降水,分别计算了冰面特性不 变时的冰川消融量、冰面特性改变后的冰川消融 量、冰川消融的变化量和气候变化引起的冰川消融 的变化量(见图 10).

计算结果表明(图 10),随着海拔升高,冰川消 融变化量呈下降趋势.其中,气候变化引起的消融 变化量波动不大,且略有下降趋势,冰面特性改变 引起的消融变化量逐渐减小至零,这一结论也可以 从冰面特性改变间接引起的消融变化量和气候变化 直接引起消融变化量占总消融变化量的百分数随海 拔的变化图中(图 11)明显看出.这说明,冰川消融



表 2 1 号冰川不同高度带年均度日因子值

Table 2 The annual mean DDF at different attitudes in the Glacier No. 1

	东支			西支	
高度带海拔 /m	度日因子 / (mm ^{°°} C ⁻¹ °d ⁻¹)	高度带面积 ^{/ km²}	高度带海拔 /m	度日因子 / (mm °°C ⁻¹ ° d ⁻¹)	高度带面积 / km ²
3 740 ~ 3 800	7. 121	0.065	3810~3850	8.447	0.005
3 800 ~ 3 850	6.695	0. 088	3 850~3 900	9.275	0. 024
3 850~3 900	6.713	0.118	3 900 ~ 3 950	8.349	0.041
3 900 ~ 3 950	6.430	0.160	3 950~4 000	7.852	0.067
3 950~4 000	3.995	0. 205	4 000 ~ 4 050	7.059	0.088
4 000~4 050	4.140	0. 160	4 050~4 100	6.430	0.112
4 050~4 100	4.661	0. 169	4 100 ~ 4 150	6. 221	0.053
4 100~4 150	5.190	0. 095	4 150~4 200	5.324	0.037
4 150~4 267	5.190	0. 201	4 200~4 486	5.190	0. 180



图 10 不同冰面特性下的消融量与消融变化量随海拔的变化

Fig. 10 The ablation changing with attitudes for different ice-surface features



图 11 冰面特性改变和气候变化对消融的影响



变化量是气候变化和冰面特性改变引起的,且气候 部.主要原因可能是高海拔地区几乎为积雪覆盖, 变化对消融的影响在整个冰川上表现较一致,而冰 冰面特性几乎没有变化,消融变化只取决于气候条 面特性改变间接引起的消融变化量主要在冰川中下,此件,而低海拔区消融量变化是气候和冰面特性变化。



图 12 气温升高后的物质平衡总量、1983-1989 年和 2000-2004 年平均夏季物质平衡总量随海拔的变化 Fig. 12 A rea and mass balance changing with attitudes

共同作用的结果,由于冰面污化等原因使得冰面特 性变化的影响显著的.

5 不同高度带夏季物质平衡量的计算

按 50 m 间距将冰川划分为不同高度带,通过 空间插值计算各高度带中值高度上1983-1989年 和2000-2004年的夏季平均物质平衡值(B_0 和B). 其中,用雪线高度划分积累区和消融区;通过融雪 度日因子计算的消融量、大西沟气象站降水资料和 降水梯度空间插值的积累区降水量来计算积累区物 质平衡值:用 1983-1989 年的夏季平均度日因子 $(即 DDF_0)$ 、2000—2004年的夏季平均正积温(即 PDD)计算气候变化后的夏季物质平衡值(B_t);用 融雪度日因子、2000-2004年的夏季平均度日因 子(即 PDD)、降水量计算积累区气候变化后的物 质平衡值; 与各高度带的面积(分别用 1983-1989 年和 2000-2004 年的平均值), 计算不同高度带夏 季物质平衡量(见图 12,1983-1989 年、2000-2004 年和气候变化后的物质平衡总量分别用 B_{Z_0} , B_z 和 B_z (表示).

由图 12 可看出,2000-2004 年与 1983-1989 年相比,1 号冰川东、西支夏季物质平衡变化量分 别为-240 mm和-290 mm,其中气候变化直接引 起的变化量为-206 mm 和-175 mm,其对冰川加 速消融的贡献率分别为 86%和 60%,通过冰面特 性变化间接引起的贡献率分别为 14%和 40%.由 此可见,在全球气候变暖的背景下,1 号冰川加速 退缩主要是气候变化引起的,但在退缩过程中引起 的冰面特性变化对消融的影响也是一个不容视的因 素.

6 结论与讨论

20世纪80年代中后期,中国西北地区气候特 征向暖湿转变²⁰,冰川消融、物质平衡及其对气候 变化敏感性的响应研究显得尤为重要.本文以乌鲁 木齐河源 1 号冰川 22 a 实测物质平衡资料反演各 个花杆点处的度日因子,通过分析其时空变化特征 得出以下结论: 融雪度日因子年际变化不大, 而融 冰度日因子随年际变化均有增加趋势,且在冰川中 下部这种增加趋势要比冰川上部明显; 雪线附近度 日因子年际波动不大;空间上,随海拔升高,度日 因子具有明显的下降趋势; 2000-2004 年与 1983 - 1989 年相比,1 号冰川东、西支夏季物质平衡变 化量分别为-240 mm 和-290 mm, 其中气候变化 直接引起的变化量为-206 mm 和-175 mm, 其对 冰川加速消融的贡献率分别为 869 和 60%; 冰面 特性改变间接引起的变化量分别为-34 mm 和 -115 mm,贡献率分别为14 %和40 %.因此,在 物质平衡计算中有必要考虑冰川特性变化对冰川消 融的影响.

然而,度日因子也有不足之处,不仅与海拔、 下垫面等因素有关,同时也受遮挡、坡度等地形因 素的影响.此外.在度日因子的计算过程中存在 3 个主要的误差来源:1)冰川区降水在时间、空间上 差别较大,而推求降水时所采用的降水梯度可能并 不能真实地反映冰川区的降水时间、空间分布状 况;2)温度梯度对物质平衡的模拟有很大的影响, 温度插值中所用温度梯度是根据几个气象站气温统 计所的,并不能真实反映气温随海拔的变化情况; 3)1 号冰川风吹雪和雪崩造成的误差.

因此,为了满足消融模拟过程中高空间、高时 间分辨率的需要,度日因子及模型还需进一步的改 进.

参考文献(References):

- Zhang Yansheng, Kang Ersi. Energy balance and microclimatology on glacier surfer[C]// Shi Yafeng. Glaciers and Their Environments in China — the Present, Past and Future. Beijing: Science Press. 2000. 79-100.[张寅生,康尔泗.能量平 衡与冰面微气候.[C]//施雅风.中国冰川与环境-现在,过去 和未来.北京:科学出版社,2000;79-100.]
- [2] Braithwaite R. Zhang Y. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model [J]. Journal of Glaciology, 2000, 46: 7-14.
- [3] Laumann T, Reeh N. Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway[J]. Journal of Glaciology, 1993, 39(133): 635-665.
- [4] Liu Shiyin, Ding Yongjian, Wang Ninglian, et al. Mass balance sensitivity to climate change of the Glacier No. 1 at the Ürümqi River head, Tianshan Mts [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1998, 20(1): 9-13.[刘时银,丁永建,王 宁练,等.天山乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡对气候变化的 敏感性研究[J].冰川冻土, 1998, 20(1) 9-13.]
- [5] Liu Shiyin, Xie Zichu, Liu Chaohai. Mass balance and fluctuations of glaciers [C] // Shi Yafeng. Glaciers and Their Environments in China—the Present, Past and Future. Beijing: Science Press, 2000; 101—123. [刘时银,谢自楚,刘潮海,冰川 物质平衡与冰川波动[C] // 施雅风.中国冰川与环境—现在, 过去和未来.北京:科学出版社, 2000; 101—123.]
- [6] Liu Shiying, Ding Yongjian, Ye Baisheng, et al. Study on the mass balance of the Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River using degree-day method[C] // Proceedings of the Fifth Chinese Conference on Glaciology and Geocryology (Volume 1). Lanzhou: Gansu Culture Press, 1996; 197-204.
 [刘时银,丁永建,叶柏生,等.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[C] // 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.]

from air temperature, West Greenland[C]// Oerleamns J. Glacier Fluctuations and Climatic Change. New York: Kluwer Academic Publishers, 1989; 219-233.

- [8] Hock R. Temperature index melt modeling in mountain areas
 [J]. Journal of Glaciology, 2003, 282: 104-115.
- [9] Braithwaite R J. Positive degree-day factor for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy: balance modeling[J]. Journal of Glaciology, 1995, 41(137): 153-160.
- [10] Braithwaite R J, Y Zhang. Modeling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes [J]. Geogr. Ann, 1999, 81A (4): 489-496.
- [11] Zhang Yong, Liu Shiyin, Shangguan Donghui, et al. Positive degree-day factor for Keqicar Baqi Glacier, south of Tianshan
 [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, 27 (3): 337-343.[张勇,刘时银,上官冬辉,等.天山南坡科其卡尔巴契冰川度日因子变化特征研究[J].冰川冻土,2005, 27(3): 337-343.]
- [12] Ohmura A. Physical basis for the temperature-based melt index method [J]. J. Appl. Meteorology, 2001. 40: 753-761.
- [13] Lang H. Relations between glacier runoff and meteorological factors observed on and outside the glacier [J]. IAHS Pub1., 1968, 79: 429-439.
- [14] 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, Qamanrss Psermia, West Greenland[J]. Journal of Glaciology, 1993, 39(132): 267-274.
- [15] Schreider S Y, Whetton P H, Jakeman A J, et al. Runoff modeling for snow affected catchments in the Australian alpine region, eastern Victoria [J]. Journal of Hydrology, 1997, 200: 1-23.
- [16] Arendt A, Sharp M. Energy balance measurements on a Canadian high arctic glacier and their implications for mass balance modeling [J]. IAHs Publ., 1999, 256: 165-172.
- [17] Cazorzi F, Fontana G D. Snowmelt modeling by combining air temperature and a distributed radiation index[J]. Journal of Hydrology, 1996, 181: 169-187.
- [18] Hock R. A distributed temperature index ice and snowmelt model including potential direct solar radiation [J]. Journal of Glaciology, 1999, 45(149): 101-111.
- [19] Zhang Yong, Liu Shiyin, Ding Yongjian. Spatial variation of degree-day factors on the observed glaciers in Western China
 [J]. Journal of Glaciology and Geocryology. 2006, 61(1): 89 98.[张勇,刘时银,韩海东,等.中国西部冰川度日因子的空间变化特征[J].冰川冻土,2006,61(1): 89-98.]
- [20] Singh P, Kumar N, Arora M. Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas [J]. Journal of Hydrology, 2000, 235: 1-11.
- [21] 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.[刘海潮, 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): 17-24.]
- [22] Li Zhongqin, Shen Yongping, Wang Feiteng, et al. Response of melting ice to climate change in the Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River, Tianshan Mountain [J]. Advances in Climate Change Research, 2007, 3(3): 132-137.

[7] CBraithwaite R.J. Olesen O.B. Calculation of glacier ablation Upper ablation [李忠勤, 沈永平, 王飞腾, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川

2 期

32 卷

消融对气候变化的响应[J]. 气候变化研究进展, 2007, **3**(3): 132-137.]

- [23] Ye Baisheng. The Effect of Climatic Change on Water Resources in the Tianshan Mountains [D]. Lanzhou: Doctor Thesis Graduate of Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences 1994; 49-50. [叶柏 生. 气候变化对天山山区水资源影响的若干研究[D]. 兰州:中 国科学院兰州冰川冻土研究所博士毕业论文, 1994; 49-50.]
- [24] Ye Baisheng, Yang Daqing, Ding Yongjian, et al. A bias-corrected precipitation climatology for China[J]. Acta Geographica Sinica 2007, 62(1): 3-13. [叶柏生,杨大庆,丁永建,等. 中国降水观测误差分析及其修正[J]. 地理学报, 2007,

62(1): 3-13.]

- [25] Yang Daqing, Jiang Tong, Zhang Yinsheng, et al. Analysis and correction of errors in precipitation measurement at the head of Ürümqi River[J], Tianshan. Journal of Glaciology and Geocryology, 1988, 10(4): 384-400.[杨大庆,姜彤,张 寅生,等.天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其改正[J]. 冰川冻土, 1988, 10(4): 384-400.]
- [26] Shi Yafeng, Shen Yongping, Li Dongliang, el al. An Assessment of the Issues of Climatic Shift from Warm-dry to Warmwet in Northwest China [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2003: 4-97.[施雅风,沈永平,李栋梁,等.中国西北 气候由暖干向暖湿转型问题评估[M]. 北京: 气象出版社, 2003: 4-97.]

Analysis of the Spatial-Temporal Variations of the Positive Degree-Day Factors on the Glacier No. 1 at the Headwaters of the Ürümqi River

CUI Yu-huan¹, YE Bai-sheng¹, WANG Jie², LIU You-cun¹, JING Zhe-fan¹

(1. State K ey Laboratory of Cryospheric Sciences, CAREERI, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China; 2. School of Resources and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou Gansu 730000, China)

Abstract: The degree-day model is one of the simplest and significant methods to estimate glacier ablation. Degree-day factor is an important parameter of degree-day model, showing the glacier-snow ablation for a unit positive degree-day. Temporal and spatial variations of a degree-day factor have great impacts on the accuracy of snow or ice melt modeling. In this paper, the spatial-temporal variation characteristics of the degree-day factors and the influencing factors are analyzed according to the mass balance observed by stakes on the Glacier No. 1 and the weather data of Daxigou Meteorological Station. The study shows that: 1) temporally, the annual change of degree-day factors for

snow ablation is not obvious, whereas the annual change of degree-day factors for ice ablation is increasing and the increasing trend in the lower part is more significant than that in the upper of glacier; 2) spatially, the degree-day factors obviously decrease with attitude; 3) the mean summer mass balance variation was -240 mm and -290 mm in the east and west branch, respectively, of the Glacier No. 1 during 2000-2004, as compared with that during 1983-1989, among them -206mm and -175 mm, respectively, was directly caused by climate change, and -34 mm and -115mm, respectively, indirectly caused by ice-surface feature change.

Key words: glaciers; ablation; degree-day factors; headwaters of the Üümqi River