文章编号:1000-0240(2007)03-0333-10

冰川消融对气候变化的响应 ——以乌鲁木齐河源1号冰川为例

李忠勤, 沈永平, 王飞腾, 李慧林, 董志文, 王文彬, 王 林 (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/天山冰川站,甘肃兰州 730000)

摘 要:目前气候变暖导致的冰川退缩,引起了广泛关注.以新疆天山乌鲁木齐河源1号冰川为例,根据1959年以来的观测资料,研究了冰川消融对气候变化的响应.结果表明:近 50 a 来冰川在表面粒雪特征、成冰带、冰川温度、面积、厚度及末端位置等方面发生了显著变化,而这些变化均与气温的升高 有着密切的联系;冰川的退缩自 20 世纪 80 年代后,尤其是近 10 a 来出现了加速趋势.其原因除夏季 气温升高外,还有两个重要因素,一是冰川温度升高造成冷储的减少,二是冰川表面反射率下降导致 辐射能量接收的增强.冰川物质平衡在 1986年之前由气温和降水共同决定,之后主要受气温控制.

关键词: 冰川消融; 气候变暖; 1 号冰川

中图分类号: P343.6 文献标识码: A

0 引言

冰川对气候变化反映敏感. 20 世纪以来随着 气候变暖,全球多数山岳冰川出现退缩,最近 20 a 这一退缩又出现了加速的趋势^[1-3].冰川加速消 融,对全球水循环产生了深刻影响. 在 20 世纪 10 ~15 cm 的海平面上升中,山岳冰川融水径流的贡 献达到了 20 %~50 %^[3-5].冰川的加速退缩在中国 亦十分显著^[6-7],尤其在西北部,表现为冰川融水 径流剧增,面积缩小,末端后退,雪线升高,许多 小冰川已接近消亡的边缘.冰川在西北干旱区被喻 为固体水库,绿洲的摇篮,是维持生产、生活的主 要水资源之一.冰川的这一变化,无不引起人们的 普遍关注和忧虑.

冰川动态监测是全球变化研究的重要内容之 一,包含在许多与之相关的国际计划中.其中由设 在瑞士苏黎士的世界冰川监测服务处(WGMS)组 织、协调的冰川监测网络,涵盖了全球6000多条冰 川.WGMS定期对这些冰川的变化做出评估,出版 代表性冰川的观测资料,制定相应的观测研究重点 等等.并每两年一次选出其中 10 条作为参照冰川 (Reference glaciers),公布其详细数据.中国天山 乌鲁木齐河源1号冰川(以下简称1号冰川)是这 一网络中中亚内陆地区的代表,长期选定的参照冰 川.

1号冰川(43°06′N,86°49′E),地处亚洲中 部,距亚洲地理中心仅有100km左右,是中国监 测时间最长,资料最为详尽、系统的冰川.1号冰 川自1959年开始观测以来一直处于退缩状态,在 20世纪80年代,尤其是90年代中期以来出现了明 显的加速趋势.从世界范围来看,1号冰川近50a 的变化幅度介于许多极大陆型和海洋型山岳冰川之 间,与亚洲尤其是中亚地区的冰川较为一致.图1 是基于全球300多条冰川观测资料绘制的不同地区 最近40多年来的冰川累积物质平衡变化(冰川平均 厚度变化量)曲线³.从图1看出,不同地区的冰川 变化幅度从几米到30多米不等,1号冰川的变化幅 度在11m左右,在亚洲尤其是中亚地区具有良好 代表性.1号冰川是中国惟一依托于专门的冰川站 来进行观测、试验和研究的冰川.最早的观测始于

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

收稿日期: 2007-01-10; 修订日期: 2007-03-12

基金项目:中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-127);国家自然科学基金项目(40631001;40571033;40371028; J0630966)资助

作者简介: 李忠勤(1962—), 男, 重庆人, 研究员, 1995 年在中国科学院兰州冰川冻土研究所获博士学位, 美国俄亥俄州立大学博士后, 主要从事冰川与环境方面研究. E-mail: lizq@lzb.ac.cn

1959年,主要包括冰川、水文和气象等.许多学者 在不同时期对各种观测资料进行过分析总结^{[8-10}, 本文重点研究报道冰川消融对目前气候变暖的响 应.





Fig. 1 Cumulative mass balance time series for large regions of the world in recent 40 years based on more than 300 glaciers, along with the data of Ürümqi Glacier No. 1

1 观测资料与河源区气候变化情况

1.1 观测情况及资料序列

研究使用的资料为天山冰川站长期观测资料, 包括冰川区气象、冰川粒雪特征、冰川温度、冰川 物质平衡、冰川末端位置、冰川面积和冰川厚度 等.

气象观测始于 1958 年,在河源区 3 个水文站、 大西沟气象站及后峡基本站进行.

粒雪特征观测包括雪坑剖面物理特征、雪一冰转化过程、粒雪密度、粒雪颗粒尺寸、含水量及雪层温度等项目.这些观测自1959年以来阶段性开展,目前已有3个时段的100多个连续完整的资料序列,这3个时段为:1961—1962年、1980—1986年和2002至今.

冰川温度在 1981—1986 年间有系统的观测. 在 10 余个深度为 8 ~ 35 m 的测温孔内进行,每间 隔 15 d 观测 1 次. 在冰川东支海拔3 840 m左右, 获取到 1986、2001 和 2006 年的 3 次冰温剖面资 料,前两次的测温达到了冰川底部,第三次的深度 为 20 m.

冰川物质平衡观测始于 1959 年,曾于 1967 — 1979 年因文革而中止,期间的资料由计算得出.使 用方法为花杆/雪坑法.目前在1号冰川上设有由 52.根花杆组成的观测网络.

冰川末端的位置以冰川外6个基准点为参照而 确定.在1980年以前,观测是阶段性进行的,之后 开始了每年1次的固定观测.

冰川面积主要依据航测地形图、地面摄影测量 或实地测量等资料获得.1962-2006年,共进行了 7次面积测定.1993年,1号冰川分离为两条独立 的冰川,对其末端及面积的测定也分开进行.

冰川厚度分别于 1980、2001 和 2006 年进行过 3 次观测,其中 2001 年的观测使用的是加拿大产 EKKO 100A 增强型雷达,其余两次均使用自制 B1 型冰雷达,通过透底蒸汽钻孔等验证,误差范围均 在数米以内.

1.2 河源区气候变化

冰川变化的驱动因素是冰川区水热条件,即气候的变化. 根据河源区 4 个气象观测站(点)及后峡 气象站的观测资料,本地区气温自 1985 年以来呈 总体上升趋势,1995 年以后则更为明显. 1997 年 至今的升温最为显著,平均气温增加了 1 [°]左右. 大西沟气象站资料显示,在 1958—2004 年这 46 a 间,年均气温升高 0 8 [°]C(0 017 [°]C \cdot a⁻¹),其中以 冬季和秋季的升温最为明显. 1974—1976 年的气 温较低. 最低年均温度为—6.7 [°]C,出现在 1984 年,最高温度为—3.9 [°]C,出现在 2002 年.

降水方面, 尽管河源区 3 个观测点的降水量与 后峡站观测点有明显差异, 但总体的变化趋势相 似,在 1986 年以前为正常波动变化, 1986 年以后 则呈上升趋势.大西沟观测点资料显示,降水最低 值出现在 1985 年,随后开始增加, 1995 年以后更 为显著.1958—2004 年这 46 a 间,平均降水量增加 86 mm (1 9 mm ° a⁻¹),或 19.3 %,其中 1996— 2004 年增的增量占到 17.4 %.

综上所述,从 20 世纪 60 年代至 80 年代中期, 河源区气温与降水基本处在正常波动的范围.1985 年前后,气温与降水均处于一个较低的时期,之后 有升高的趋势,降水更为显著.90 年代中期以来, 河源区进入一个最为明显的暖湿阶段,较之 1986 年中国西部出现的气候由暖干向暖湿转型,晚了近 10 a. 从整个天山山脉来看^[11-12],我国境外的中天 山和西天山在 1940—1991 年间的平均升温为 0 01 °C · a⁻¹,同期的降水,在中天山和北天山海拔高于 2 000 m观测点的增幅为 1 2 mm · a⁻¹.气温和降 水的增幅在海拔2 000 m以下要小一些.这些观测 值略小于大西沟站资料,原因可能是天山地区温度 的升高和降水的增加主要发生在 1995 年以后,并 且大西沟气象站的海拔高度较之其它观测点的平均 高度要高.

2 冰川基本特征的变化

2.1 冰川粒雪性质、成冰带变化

冰川表面粒雪特征和冰川成冰带对气候变化十 分敏感.其变化反过来可以对冰川的消融速率起到 强烈的加速作用.根据 1961—2005 年间 1 号冰川 海拔4 100 m以上的 60 个雪坑剖面资料的统计分 析,在这 45 a 里粒雪组成生了显著变化.雪坑中粗 粒雪的含量从最初的 40%增加到 65%,细粒雪的 含量从最初的 25 %减少到 7%.粗粒雪的增加表明 雪层受融水改造作用加强,粒雪化过程加快.与 60 和 80 年代相比,目前雪层剖面的组成和结构已发 生了明显变化,表现在雪层厚度减薄,结构变简 单,各种粒雪层的边界变模糊;在强烈融水作用 下,积累区雪层内的冰片数量减少,污化层迁移叠 加作用增强.

Paterson^[13]和 Shum skii^[14] 根据冰川表面粒雪 特性,温度及融水状况在冰川上划分出不同的成冰 带. 成冰带特征决定了冰川的基本属性, 其组成和 位置的改变表明冰川在上覆粒雪层特性,成冰机 制,以及水、热状况等方面的改变,在20世纪60 年代和80年代前人对1号冰川的成冰带曾有过深 入研究,谢自楚等[15] 在 1962 年将其自下而上分为 4个带: 消融带、渗浸一冻结带、渗浸带和冷渗浸一 重结晶带. 1988 年王晓军等^[16]、刘潮海等^[17]发现, 由于气候变暖,冰川上部的冷渗浸一重结晶带特征 消失, 被渗浸带所取代. 从 2002 年至今, 我们通过 对冰川带和各个带内的、粒雪组成变化、新雪转化 成为各种粒雪及最终成冰所需的时间、成冰作用机 制及成冰带位置变化的观测研究。发现1号冰川的 成冰带谱有由"冷"向"暖"转化的趋势.表现为消融 区面积持续扩大,各带间的界限上移,雪层剖面特 征趋于简化[18-21],尤其是 2004 年在东支顶部 4250 m处发现一个小冰面湖,表明冰川的消融有 从两端进行的迹象[22].粒雪特征和成冰带上述变 化的一个直接结果,就是造成冰川表面雪层中的新 雪组分减少,杂质含量升高,从而引起雪面反射率 的减弱,接收日辐射的能力增强,导致冰川消融加 谏.

2.2 冰川温度升高

冰川温度,尤其是活动层以下的温度决定了冰 on Urümqi Glacier No. 1, indicating that an apparent ice 川的许多基本物理性质,如流动及底部滑动特征, ublishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

等.冰川温度的改变表明冰川内部冷储的变化,预 示着冰川对气候响应敏感性的变化.天山冰川站在 1980—1986年间曾对1号冰川温度开展过系统的 观测研究.尽管仅从这一阶段的观测结果不足以判 断温度的变化趋势,但揭示了冰川的温度基本特征 和等值线分布.发现冰温最低的部位为消融区上 部;是融水冻结释放的潜热造成了积累区温度的升 高,潜热的影响甚至可以达到30m的深度.

对比 1986、2001 和 2006 年 位于冰 川海拔 3 840 m左右的 3 个冰温剖面(图 2)发现,该处冰川 活动层深度大约为 10 m,气温的季节变化对活动 层以下冰温的影响很小.如果忽略活动层内变化, 冰温在 1986-2001 年间有显著的升高,其幅度随 深度增加而衰减.在 10 m 左右为最高,约为 0 9 ℃或升高了 10%,在 22 m 深处则变得不易辨别. 与 2001 年相比,2006 年的冰温又有了明显升高, 在 10 m 深处的升幅约为 0 4 ℃.

冰温与气温之间保持着长期动态平衡,一般而 言,冰川活动层下界的冰温与年均气温接近.因 此,1号冰川温度的升高明显是由于气温不断上升 的结果.气候变暖导致冰川温度的上升在天山其它 地区也有发现,例如西天山的 Gregoriev 冰帽, 1962—1990 年间冰川活动层以下的温度升高了22 ℃^[23].但总体来看,由于冰川温度难以观测,数据 很少,难以进行全球范围的变化研究.



和 2006 年的冰温剖面比较

Fig. 2 Comparison of ice temperature profiles obtained in 1986, 2001 and 2006 at a site around 3 840 m a. s. l. on Ürümqi Glacier No. 1, indicating that an apparent ice temperature increase between 10 to 22 m in depth

335

2.3 冰川零平衡线变化

零平衡线(ELA)是冰川积累区和消融区的界 线、与物质平衡、冰川表面形态等因素有关、是重 要的冰川参量,在零平衡线上,物质的积累和消融 达到平衡,物质平衡值为零.零平衡线通常位于雪 线以下,之间是附加冰带.由于雪线比较容易辨 别, 其变化很容易引起人们的关注. 1 号冰川零平 衡线高度是基于冰川上单点物质平衡观测值,通过 分析得到的,在1959-2004年间的波动范围为海 拔3 946~4 155 m, 平均海拔为4 056 m. 分析发 现。零平衡线高度在冰川物质平衡为正的年份平均 低于物质平衡为负的年份 96 m. 由于零平衡线的 年际波动很大,因而难以直接确定其升高趋势.尽 管如此,1 号冰川零平衡线自 1996 年以来显示出了 较为明显的上升趋势(图 3),这显然是由于同期温 度的升高所致. 事实上, 冰川零平衡线不仅与物质 平衡有关,而且与冰川表面形态及反射率有关.一 些学者曾就1号冰川零平衡线对温度及降水变化的 敏感性问题进行过深入的研究[24-29].通过零平衡 线位置,可以计算出冰川积累区比率 AAR (积累区 面积与冰川面积比值). AAR 是反映冰川物质积累 条件的基本参数,过去 46 a 来在 1 号冰川的变化幅 度为 25 %~79%, 平均为 44%^[27].



2.4 冰川末端和冰川面积变化

在气候变暖背景下,冰川变化一般遵循后退、 减薄的规律.冰川末端和面积的变化是冰川对气候 短期和长期变化的综合响应,短期至一年,长期到 几个世纪,依冰川规模、形态及水热状况等因素而 定.1号冰川自1959年有观测记录以来一直处于退 缩状态,东、西两支冰舌在1993年完全分离,成为 独立的两支冰川,期间共退缩13972m,平均每年 退缩4.5m.1993年至2004年,东支年均退缩3.5 m. 共计38.7m.西支年均退缩5.8m.共64.1m 1962—2004年间冰川的后退率(后退长度与冰川 长度的比值)东支约为7.8%,西支约为10.5%. 东支末端的退缩量较小,而且变化不大,原因之一 可能是由于冰舌为表碛覆盖,部分成为死冰所致. 西支末端1999年和2000年的退缩量分别为692 m和695m,创下历史最高纪录,很可能是强烈消 融所致,因为同期冰川末端的冰流速较为稳定,冰 流补给大幅减少的可能性不大.随着冰川后退,冰 川末端的海拔从1962年的3736m上升到1980年 的3746m,2005年东支为3777m,与1980年相 比上升了31m.

1 号冰川面积在 1962—2006 年这 44 a 间减少 了 0. 27 km² 或 14 %,并呈加速减小趋势,其中 1992—2006 年 这 14 a 间减少 0. 16 km²,相比 1962—1992 年这 30 a 减少的面积(0. 12 km²)多出 0. 04 km².面积变化曲线的斜率可以体现面积的加 速减少趋势,图 4 显示了 1962—2006 年和 1986— 2006 年面积变化线性回归曲线.从图 5 中看出, 1986 年以后面积的变化曲线的斜率绝对值相对较 大,表明冰川面积的减少在 1986 年以后出现了加 速趋势.冰川面积的持续减少明显是由于气温升高 的缘故.此外,可能和东、西支冰川分离,末端有 效消融面积增大也有关系.



(实线表示 1962—2006 年的回归线, 虚线表 示 1986—2006 的回归线)

Fig. 4 A rea change of Ürümqi glacier No. 1 along with linear regressions. Solid line represents the linear regression based on the area change during 1962—2006 and dashed line represents the linear regression based on the area change during 1986—2006

由于局地气候和冰川形态上的差异,即使在同

m, (共讨938.2719); 西支年均退缩5.8 m, 共 64.1 m, Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.ne

川,小冰川通常具有较小的绝对变化量和较大的变率,这是因为能量交换对于体积较小冰川的作用较之体积大的冰川相对强烈^[28]. 乌鲁木齐河流域共有155条冰川,平均面积为0.3 km²,1号冰川面积最大,因而其变幅相对较小. 据统计,1964—1992年间,乌鲁木齐河流域冰川末端后退的平均值是3.5 m°a⁻¹,平均后退率为12.4%,平均面积变化率为18.2%.考虑到本区1992年以后冰川退缩的加快,其后退率和面积变化率应该比1号冰川的更大. 其它地区,20世纪亚洲中部大陆型大冰川的退缩量可以达到数百米^[23]. 最近几十年青藏高原上的冰川后退速度一般< 10 m°a^{-1[6]}. 1958—1998年美国North Cascades 地区冰川面积减少10.3%~100%,平均为11.4%^[28].

2.5 冰川厚度变化

厚度是冰川基本物理参数之一,其变化是对冰 川区水、热条件不同时间尺度变化的综合反映.利 用1号冰川 1981、2001 和 2006 年的厚度测定资 料,初步分析了1号冰川长期厚度变化情况.结果 表明,冰川厚度在横向上变化量很小,加之观测误 差等因素,即便是对靠近冰舌末端的横剖面也难以 准确地判定其变化量.而与之相比,东、西支中轴 线纵剖面的变化则较为明显.1981—2006 年 25 a 间,积累区厚度有所减薄,但幅度不是很大.显著 地变薄出现在消融区,从冰川末端到海拔3 910 m 处,减薄量逐渐降低.末端附近减薄幅度达到 30 m 以上.经计算,1981—2006 年东支冰川中轴线剖面 平均减薄了 10~18 m,由此推算出的冰川物质损 失量值与实测值能够较好地吻合.

由于冰川具有向稳定态流变的特性,因而可以 根据已发生的厚度变化来预测冰川的未来变化. Johannesson *et al*.^[29]提出的剖面形状参数相关预 测模式,就是以厚度变化为主要参数来进行冰川预 测的.根据这一理论,如果冰川的变化发生在消融 区,则冰川处在由不稳定态向稳定态的过渡状态; 如果变化发生在积累区,会随着运动波向下部传 播,使消融区形成较上部更大幅度的变化响应,因 此,这时的冰川处于不稳定态的初始阶段,将进行 长时间的变化响应.1号冰川上下厚度均发生了变 化,下部更为强烈,表明冰川对气候正处在一个系 列性响应变化阶段,在未来相当长的一个阶段仍将

3 物质平衡变化及其对气候变化的响应

3.1 物质平衡变化

与冰川的面积、厚度及末端变化不同,冰川物 质平衡变化是冰川对气候变化的直接反应.这一特 点也使得物质平衡被视为气候变化的指示器.1号 冰川物质平衡的许多基本特征已在其它研究中所揭 示^[8-9,27],在此仅将主要观测结果做简要概述.1号 冰川物质平衡无论是年度值还是累计值均有负增长 趋势,物质损失严重.1959—2004年的记录中,负 平衡年共31a,正平衡年共15a个.从1997年到 现在,负物质平衡已经连续了8a,并仍在延续,这 是前所未有的.45a间,年均物质平衡为—234.0 mm°a⁻¹,累计物质平衡达到—10746.5mm,表 明此间1号冰川平均厚度减薄了近12m,损失体积 达2062×10⁴m³.

更大范围上比较,1 号冰川年度和累积物质平衡的变化与北半球及天山中部许多冰川相一致. Mikhalenko^[23]曾将中亚地区冰川的物质平衡分为两大类:第一类为海洋型冰川,年均物质平衡值在 1880—1990年间为—480 mm°a⁻¹;第二类为大陆 性冰川,分布在天山,阿尔泰山,乌拉尔山以及西 伯利亚西北部和 Dzungaria 山脉,同期物质平衡值 为—140 mm°a⁻¹.1 号冰川在 1958—1990年间物 质平衡年均值为—121.4 mm°a⁻¹,与其第二类冰 川接近.然而,近期的强烈加速消融已大大降低了 1 号冰川原来的物质平衡值.

3.2 物质平衡对温度上升和降水增加的响应

欧洲和北美中部的冰川在冬季获得物质积累. 夏季损失物质.与之不同的是1号冰川的积累和消 融均发生在夏季,冬季少有降雪.前人的许多研究 表明,1号冰川物质平衡与降水呈正相关,与夏季 (5~8月)气温呈负相关关系.然而,目前的气候状 况是温度和降水都有显著升高,那么物质平衡对此 如何响应.图5显示了1959—2004年物质平衡、夏 季气温、年均气温和降水量变化及其趋势曲线,从 中看出,1960—1986年间物质平衡与温度呈微弱 负相关,而与降水有明显的正相关关系 ($R^2 =$ 051; N=27; P < 0.01),表明此间物质平衡由温 度和降水共同决定,但起主要作用的是降水.这一 时期,年均温度和降水量分别为—5.4 [°]C和 425.8 mm.然而,自1986年以来,这种耦合关系发生了 转变,物质平衡显示出与温度的负相关,而与降水

继续后退下去 Okina Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved: Thtp://www.cnki.re

制.这一时期,年均温度和降水分别上升到 -4.9 ℃和491.6 mm.从上述现象我们可推断,物 质平衡通常由温度和降水共同决定,但当温度升高 到一定程度后,尽管降水量很大,物质平衡仍然会 受气温控制.这一种现象在冰川积累区也有发现, 通常认为积累区物质平衡对降水的反映更为敏感. 观测显示,1号冰川积累区单点物质平衡在1997年 后受气温影响很大,这是由于1997年至今,本区的 平均气温升高了近1℃.



Fig. 5 Annual mass balance of Ürümgi glacier No. 1 against summer temperature (M ay-August), annual temperature, and precipitation at Daxigou Meteorological Station.

> The annual values are smoothed by negative exponential smoother with sampling proportion 0.1 and polynomial degree 1

冰川的加速消融及其原因探讨 4

根据冰川物质平衡计算, 1959年以来, 1号冰 川的平均消融量增加了近6倍,并呈强烈加速趋 势,冰川的消融发生在夏季,消融量的增加应该与 夏季气温有直接的联系. 然而自 1959 年以来, 夏季 消融季节(6-8月)的平均气温只升高了约0.6 ℃, 低于年均气温的升高(0.8℃),因此,仅仅从夏季 气温升高因素似乎难以合理解释消融加速这一现 象. 经过最近几年的观测研究, 我们认为冰川的加 速消融很可能还有其它两方面的原因,一方面是冰 川温度的升高,另一方面是冰川表面反射率下降.

根据 Shumski^[14]的研究,冰川温度的高低指

示着冰川冷储的多少,决定了冰川对气温变化的敏 感性. 海洋型冰川对气候变暖的响应比大陆型冰川 强烈的多,一个主要原因是海洋型冰川具有较高的 冰川温度,在气候变暖背景下,冰川温度不断升 高,其敏感性也随之不断增强.可以推测,当敏感 性达到某一程度时,即便气温有小的增量,也会造 成剧烈的消融.冰温与气温之间是一种动态的平 衡,冰温的上升是气温在各个季节升高的结果.1 号冰川区气温的上升几乎发生在所有季节,特别是 秋季和冬季.夏季气温的升高直接加速了冰川消 融,而其它季节气温的升高则造成冰川温度的升 高, 冷储的减少. 近期我们利用1号冰川温度资料, 通过计算发现,冰温升高对消融的作用足以造成消 融的加速,证实了冰川消融加速的部分起因是由于 冰川温度的升高这一推论.

另一方面,冰川的消融本质上是热量平衡的一 种结果. 据观测, 冰川不同成冰带的消融状况有很 大差异. 在积累区, 气温升高产生的热量使得表面 雪层融化加强,融水在下伏粒雪层中冻结成冰,释 放的相变潜热导致冰川温度上升,冷储也随之减 少. 而在消融盛期的消融区冰面, 消融损耗的热量 可以分为两部分,一部分提供了冰面融化发生相变 所需的热量,另一部分则用来将冰面加热到 0 ℃. 这后一部分热量的大小显然与冰川的温度高低有 关,冰温升高就会减少这部分热量的损耗,从而增 大有效消融量.

在冰川表面热量平衡中,冰川表面接受热量的 一半以上来自净辐射,其余来自感热等.而净辐射 的大小很大程度上取决于冰川表面反射率大小.近 期观测表明,新雪的反射率在0.8以上,变质粒雪 为05~06,冰川冰为01~03.冰川表面组成及 特征一般随高度而变化,冬季均为积雪覆盖.夏季 消融期在无新降雪情况下,积累区被粒雪所覆盖, 而附加冰带以下的消融区表面一般是裸露的冰面. 近几十年来,随着气温升高,积累区粒雪性质发生 了变化,除了粒雪厚度变薄以外,雪层内具有较高 反射率的细粒雪减少,杂质含量高,反射率低的粗 粒雪增加,这样便造成积累区反射率整体上的下 降. 在消融区, 由于冰川表面含有大量融水传输的 粉尘颗粒,随着温度的升高,表面附着的微生物大 量繁衍,使得冰面颜色大大加深,很大程度上降低 了冰面的反射率.与此同时,由于气温的升高,消 融区面积扩大,加之新的降雪会很快融化,这些因 素都大大降低了冰川反射率,增大了净辐射的吸



图 6 夏季消融季节无新降雪时东支冰面情况 Showing the surface feature of Ürümgi Glacier No. 1 during summer ablation Fig. 6 period under the condition without new snow

收,从而成为冰川加速消融的原因.图6显示了夏 季消融季节无新降雪时东支冰面情况,从中可以看 出, 粒雪仅存在于4000m以上的粒雪盆, 而冰川 的大部分表面覆盖着粉尘颗粒物,有利于辐射能量 的吸收.

消融盛期雪面反射率下降引发消融加速这一推 论在对雪层剖面的长期观测中也得以印证、粒雪层 剖面厚度变化的斜率(Slope)反映了粒雪的消融速 率. 图 7 显示了 1980 年和 2004 年东支冰川粒雪层 在 5~8 月间的平均厚度变化曲线,从中看出,在 7 月20日前,1980年与2004年雪层的消融情况基本 相同(前者斜率的绝对值为0.26,后者为0.27),但 在7月20日至8月31日这段时间,2004年雪层厚 度变化的斜率绝对值从 0.27 增加到 1.25, 远大于 1980年雪层剖面的斜率,说明2004年的雪层在此





Fig. 7 The temporal development of the snow-firn pack during the melt season (May 1 to August

期间的消融大大增加了,这与雪面反射率降低的研 究结论相吻合.

5 冰川未来变化趋势的研究

在气候继续变暖情景下冰川未来的变化和对水 资源的影响是人们十分关注的问题.事实上,对冰 川未来变化的预测非常复杂. 包含许多需要解决的 问题,例如,如果气候继续变暖,冰川是否会融化 殆尽,时间尺度是怎样的,冰川退缩到一定程度以 后随着产流面积的减小,融水径流量终会减小,这 一拐点出现的时间?要回答这些问题,最大障碍是 气候变化的不确定性,因此,需要通过两方面来研 究, 一方面研究冰川对已经发生的气候变化的响 应. 由于冰川的流动特征, 短暂的气候变化可能使 冰川经历数十到上千年的响应过程,于是适合于某 种气候条件的冰川稳定态的出现将远远滞后于气候 变化本身. 另一方面研究不同气候变化情景模式下 冰川新的响应. 由于冰川的响应时间较长, 在前面 气候响应尚未完成的基础上又开始响应新的气候变 化, 使预测变得十分复杂.

一些观点认为,目前冰川的零平衡线距冰川顶 部最高不足 400 m, 随着气温的升高, 当零平衡线 超过山顶以后,整个冰川成为消融区,这样冰川会 在很短的时间内消亡. 而与之相反的观点则认为零 平衡线的年季波动很大,整体上升趋势并不明显, 同时随着冰川的减薄后退,冰川主体的海拔高度相 对升高, 流动减缓, 冰川会由于自身保护作用在山 脊阴面以较小规模维持很长的时间.

(C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House, Africa Structure Str

有用的参考. 例如, 根据观测到的冰川面积变化建 立的经验公式(图 7 中的线性公式), 以及根据冰川 末端变化、冰川厚度变化(可由物质平衡资料间接 推算)建立的经验公式均可以推算冰川未来变化情 况和消亡时间. 据此推算出的 1 号冰川消亡时间在 150~400 a 范围. 然而, 使用这些方法的假定条件 是冰川在形态发生很大变化之后, 仍旧以目前的规 律变化, 这在理论上存在缺陷, 因而会在计算长期 的冰川响应时产生较大误差.

冰川动力学预测模式在理论上可以较好地解决 冰川变化预测问题^[30].但存在所需观测参数繁多. 数学计算复杂等缺点. 由于1号冰川观测资料丰 富,我们近期开始一些尝试研究.基于剖面形状因 子模式的研究表明, 1980 年冰川的剖面形状因子 为041,比较接近05,说明当时1号冰川对物质 平衡变化的响应仍在初期阶段.频率响应模式的模 拟结果表明,在20世纪80年代,1号冰川末端厚 度的变化幅度相对较小,仅为物质平衡变化幅度的 两倍多,1号冰川处于响应的初级阶段,如果维持 当时物质平衡条件不变的情况下,1号冰川将在 2110 年(130 a)达到稳定状态,届时净物质平衡为 零,冰川几何状态不再发生变化,退缩幅度大约在 400 m 以上, 两种模式的计算结果都反映 1 号冰川 对气候变化的响应过程长达百年,目前的研究仍然 十分初步,仅仅是对1号冰川响应时间和在冰川出 现稳定状态的假设前提下的初步预测(这种稳定状 态很难出现),随着研究的深入,以及一维、二维甚 至三维冰流模式的引入,相信会有一个较为满意的 答案.

6 结论

以新疆天山乌鲁木齐河源1号冰川为例,利用 近50 a 的观测资料,研究了冰川消融对气候变化的 响应,得到以下结论:

(1)自20世纪60年代以来,1号冰川粒雪特征已发生明显变化,表现在雪层厚度减薄,结构变简单,各种粒雪的边界变模糊.雪坑中粗粒雪的含量从20世纪60年代的40%增加到65%,细粒雪的含量从最初的25%减少到7%.冰川消融区持续扩大,各成冰带之间的界限上移,东支顶部局部已具备了消融区特征.

(2)1 号冰川东西支在1993 年未分离前,共退 缩139.72 m,平均每年退缩45 m.1993 — 2004 年 东支年平均退缩量为3.5 m,共38.7 m;西支为 5 8 m, 共 64 1 m. 1 号冰川面积在 1962—2006 年 这 44 a 间减少 0. 27 km²或 14 %,并呈加速减小趋 势. 1981—2006 年间,1 号冰川厚度明显减薄,接 近末端处出现的最大减薄量达 30 m 以上.东支主 流线剖面平均减薄了 10~18 m.

(3) 在海拔3840 m附近,10 m 深处冰温在 1986-2001 年间升高了09 ℃,在2001-2006 年 间升高了约04℃.

(4) 1958-2004 年,年均物质平衡是-233.6 mm[°]a⁻¹,累积物质平衡量增至-10 746 mm,表 明1 号冰川平均厚度已变薄了 12 m (0. 26 m[°] a⁻¹),损失的体积为2 062×10⁴ m³.1 号冰川物质 平衡在 1986 年之前由气温和降水共同决定,且以 降水为主,但自 1986 年之后发生了转变,主要受气 温控制.

冰川的加速消融除了夏季气温升高因素外,还 存在其它两方面的原因,其一是冰川温度升高,其 二是冰川反射率减弱.

致谢:本研究所用资料来自天山冰川站的长期 观测,是不同时期天山冰川站人员努力的结果,在 此表示衷心的感谢和敬意.近期冰川面积的测定由 井哲帆、周在明完成;某些照片由杨惠安、焦克勤 提供,在此一并感谢.

参考文献(References):

- Haeberli W, Barry R, Cihlar J. Glacier monitoring within the Global Climate Observing System [J]. Annals of Glaciology, 2000, 31: 241-246.
- Mark B D, Meier M F. Glaciers and the Changing Earth System: a 2004 Snapshot[M]. University of Colorado at Boulder Press, 2004; 1-117.
- [3] Raper S C B, Braithwaite R J. The potential for sea level rise: new estimates from glacier and ice cap area and volume distribution[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32 L05502, doi: 1029/2004G L021981.
- [4] Dyurgerov M B, Meier M F. Year to year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level changes [J]. Arctic and Alpine Research, 2007, 29 (4): 392-402.
- [5] Kuhn M. Possible future contributions to sea level change from small glaciers[M] // Warrick, RA, Barrow, EH, Wigley, TM. Climate and Sea Level Change, Observations, Projections, and Implications. Cambridge: Cambridge University Press, 2003; 134-143.

[6] Yao Tandong, Liu Shiyin, Pu Jianchen, et al. Recent glacial retreat in High-Asia in China and its impact on water resources in Northwest China [J]. Science in China (Series D), 2004, 34(6): 535-543. [姚檀栋,刘时银,蒲健辰,等. 高 亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响[J]. 中国科 学(D辑), 2004, 34(6): 535-543.]

- [7] Li Zhongqin, Han Tianding, Jing Zhefan, et al. A summary of 40-year observed variation facts of climate and Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River, Tianshan, China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2003, 25(2): 117–123. [李忠勤 韩添丁,井哲帆,等. 乌鲁木齐河源区气候变化和1号冰川40 a 观测事实[J].冰川冻土, 2003, 25(2): 117–123.]
- [8] Jing Z F, Jiao K Q, Yao T D, et al. Mass balance and recession of Ürümqi glacier No. 1, Tien Shan, China over the last 45 years [J]. Annals of Glaciology, 2006, 43: 214-217.
- [9] Han T D, Ding Y J, Ye B S, et al. Mass-balance characteristics of Ürümqi Glacier No. 1, Tien Shan, China[J]. Annals of Glaciology, 2006, 43: 323-328.
- [10] Ye B S, Yang D Q, Jiao K Q, et al. The Ütümqi River source Ütümqi Glacier No. 1, Tianshan, China, Changes over the past 45 years [J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32. L21504, doi: 10.1029/2005GL024178.
- [11] Aizen V B, Aizen E M, Melack J. Climate snow cover, glaciers and runoff in the Tien Shan [J]. Water Resources Bulletin, 1995, 31(6): 1-17.
- [12] Aizen V B, Aizen E M, Melack J. Dozier climate and hydrologic changes in the Tien Shan, Central Asia[J]. Journal of Climate, 1997, 10(6): 1393-1404.
- [13] Paterson W S B. The Physics of Glaciers, 3rd Edition [M]. Oxford: Pergamon Press, 1994.
- [14] Shumskii P A. Principles of Structural Glaciology (translated from the Russian by David K mus) [M]. New York: Dover Publications, 1964.
- [15] Xie Zichu, Huang Maohuan. A evolution of the snow-snow grains layer and ice formation in the Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River, Tianshan [C]// An Studies of Glaciology and Hydrology on the Ürümqi River, Tianshan. Beijing, Science Press, 1965; 1-14. [谢自楚, 黄茂恒. 天山 乌鲁木齐河源 1 号冰川雪-粒雪层的演变及成冰作用[C]// 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究.北京:科学出版社, 1965; 1 -14.]
- [16] Wang Xiaojun, Wang Zhongxiang, Xie Zichu. A change trend of recent climatic on the Tianshan regions from the change of the past 28 years of the Glacier No. 1 at the Ürüm qi River headwater, Tianshan [J]. Chinese Science Bulletin, 1988, 9: 693-696. [王晓军,王仲祥,谢自楚. 从乌鲁木齐河源1号冰川二十八年来的变化看天山地区近期气候变化趋势[J].科学通报, 1988, 9: 693-696.]
- [17] Liu Chaohai, Xie Zichu, Wang Chunzu. A research on the mass balance processes of Glacier No. 1at the headwaters of the Ürümqi River, Tianshan Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1997, 19(1): 17-24. [刘潮海,谢自楚,王纯足.天山乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡研究[J].冰川冻土, 1997, 19(1): 17-24.]
- [18] Li Chuanjin, Li Zhongqin, You Xiaoni, et al. Comparisons on physical features of Glacier No. 1 in different time period at the headwaters of the Ürümqi River, Tianshan Mountains
 [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2007, 29: 169– 175. [李传金,李忠勤,尤晓妮,等.天山乌鲁木齐河源1号 冰川不同时期雪层剖面、成冰带特征及成冰年限对比[J].冰 川冻土, 2007, 29: 169–175.]

evolution process observation and study at percolation zone on Glacier No. 1 at Ürümqi River Head, the east Tianshan, China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, **28**(1): 45-53. [王飞腾,李忠勤,尤晓妮,等.天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区表面雪层演化成冰过程的观测研究[J].冰川 冻土, 2006, **28**(1): 45-53.]

- [20] You Xiaoni, Li Zhongqin, Wang Feiteng. Study on time scale of snow-ice transformation through snow layer tracing method Take Glacier No. 1 at the headwaters of Üümqi River as an example [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, 27(6): 853-860. [尤晓妮,李忠勤,王飞腾,利用雪层层位跟踪法研究暖型成冰作用的年限问题-以乌鲁木齐河源 1 号冰川为例[J].冰川冻土,2005,27(6): 853-860.]
- [21] Li Xiangying, Li Zhongqin, You Xiaoni, et al. Study on ice formation zones and stratigraphy profiles of snow-pits on Glacier No. 1 at the headwaters of Ürüm qi River [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(1): 36-44. [李向 应,李忠勤, 尤晓妮,等. 近期乌鲁木齐河源1号冰川成冰带 及雪层剖面特征研究[J]. 冰川冻土, 2006, 28(1): 36-44.]
- [22] Li Zhongqin. A glacier melt water pool was discovered at summit of east branch of Glacier No. 1 at Ürümqi River Head, Tianshan Mts., Xinjiang [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, 27(1): 150-153. [李忠勤. 天山乌 鲁木齐河源 1号冰川东支顶部出现冰面湖[J].冰川冻土, 2005, 27(1): 150-153.]
- [23] Mikhalenko V N. Changes in Eurasian glaciation during the past century: glacier mass balance and ice-core evidence[J]. Annals of Glaciology, 1997, 24: 283-287.
- [24] Liu Shiyin, Ding Yongjian, Wang Ninglian, et al. Mass balance sensitivity to climate change of the Glacier No. 1 at the Ürüm qi 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.]
- [25] Yao Tandong. The relationship between glacial mass balance equilibrium line and climate— Take Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River as an example[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1987, 9 (4): 290—300. [姚檀栋. 冰 川物质平衡、零平衡线及气候间的关系——以天山乌鲁木齐 河源1号冰川为例 J]. 冰川冻土, 1987, 9 (4): 290—300.]
- [26] Wang Ninglian. Grey relational analysis of the leading climatic factor influencing the changes of the equilibrium line[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1995, 17(1): 8-15.
 [王宁练、冰川平衡线变化的主导气候因子灰色关联分析[J].冰川冻土, 1995, 17(1): 8-15.]
- [27] Yang Huian, Li Zhongqin, Ye Baisheng, *et al.* Study on mass balance and process of Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürüm qi River in the past 44 years [J]. Arid Land Geography, 2005, 28(1): 76-80. [杨惠安,李忠勤,叶柏生,等. 过去44年乌鲁木齐河源一号冰川物质平衡结果及其过程研究[J]. 干旱区地理, 2005, 28(1): 76-80.]
- [28] Granshaw F. Glacier Change in the North Cascades National Park Complex, Washington USA, 1958–1998[D]. Portland, Oregon: Portland State University, 2002; 1–134.
- [29] Johannesson T, Raymond C, Waddington E. Time-scale for adjustment of glaciers to change in mass balance [J]. Journal of Glaciology, 1989, 35 (121): 355-369.

[19] Wang Feiteng, Li Zhongqin, You Xiaoni, et al. Snow to ice ublishing Li Huilin, Li Zhongqin, Shen Yongping, et al. Glacier dy-

namic models and their applicability for the glaciers in China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2007, **29**(2): 201-208. [李慧林,李忠勤,沈永平,等. 冰川动力学模式 及其对中国冰川变化预测的适应性[J].冰川冻土,2007,29 (2):201-208.]

Response of Glacier Melting to Climate Change

-Take Ürümqi Glacier No. 1 as an Example

LI Zhong-qin, SHEN Yong-ping, WANG Fei-teng, LI Hui-lin,

DONG Zhi-wen, WANG Wen-bin, WANG Lin

(State Key Laboratory of Cryosphere Science / Tianshan Glaciological Station, CAREERI, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China)

Abstract : Current glacier recession under climate warming has drawn widely attention around the world. Initiated from 1958, the observations of Ürümgi Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümgi River in eastern Tianshan promise the best datasets of glacier and climate changes in China. Taking Uümqi glacier No. 1 as an example, this paper has analyzed the response of the glacier to the climate change. The results show that during the past 50 years, remarkable changes occurred on the glacier, including snow-firn stratigraphy, glacial zone, glacial temperature (borehole temperature), glacier area, and glacier terminus position etc. These changes are found to be closely related to temperature rise in this area. The glacier retreat appears throughout the entire observed time period

and shows accelerated tendency during the last 20 years, particularly after 1995. In addition to summer temperature increase, other two reasons may also be response to the acceleration of glacier melting : one is the glacial temperature rise, which may reduce the cold reserve in the glacier and thus increase the sensitivity of the glacier to air temperature rise; the other is the decrease of albedo on the glacier surface, which evidently enhance absorption of radiation. It is also found that commonly determined by both precipitation and temperature, the mass balance can be determined only by air temperature if the temperature rises up to a certain level, even under a heavy precipitation background. In addition, this paper has also discussed the predication of future change of the glacier.

Key words: glacier melting; climate warming; Urümqi Glacier No. 1