

文章编号: 1000-0240(2007)02-0169-07

乌鲁木齐河源1号冰川不同时期雪层剖面 及成冰带对比研究

李传金, 李忠勤, 王飞腾, 尤晓妮

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 天山冰川站 中国科学院冰冻圈与环境联合重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 对20世纪60年代、80年代和21世纪初天山乌鲁木齐河源1号冰川(以下简称1号冰川)雪层剖面特征、成冰带的对比分析研究, 发现自20世纪60年代以来, 1号冰川雪层剖面厚度明显减薄, 结构变得简单, 各层界限变得模糊。成冰带类型及其分布发生了明显变化, 60年代存在于冷气候条件下的冷渗浸带, 80年代被渗浸带所替代。21世纪初, 1号冰川成冰带变化更为显著, 尤其是东支, 顶部已具有消融带特征。研究表明, 20世纪80年代以来河源区气候变暖是导致上述变化的主要原因。

关键词: 天山1号冰川; 雪层剖面; 成冰带; 成冰年限; 气候变化

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A

1 研究背景

雪层剖面特征、成冰带反映了冰川区温度和降水量等环境指标, 是冰川学研究的基础内容。自20世纪50年代起, 在两极冰盖和中低纬度山地冰川研究中, 雪层剖面特征及其成冰带一直是雪冰物理研究的重要内容之一^[1-4]。1955年前苏联学者首次提出成冰带的概念^[5], 根据成冰作用的不同划分出7种成冰带: 重结晶带、再冻结-重结晶带、冷渗浸-重结晶带、暖渗浸-重结晶带、渗浸带、渗浸-冻结带和消融带。随后, Paterson^[6]又将其归纳为5个成冰带, 即: 干雪带、渗浸带、湿雪带、附加冰带和消融带。在极地研究中发现^[6], 格陵兰和南极的部分地区可以观测到全序列成冰带。在中国, 由于冰川主要分布在纬度较低的高海拔地区, 冰川雪层剖面与成冰带较极地冰川有较大差异。1964年, 谢自楚^[2]对野博康加勒(达索普)冰川进行雪层剖面、成冰过程及特点研究发现, 希夏邦马峰北坡成冰带自下而上依次为冻结带、渗浸冻结带、渗浸带和冷渗浸重结晶带。在海洋性冰川发育的横断山区, 通过对小贡巴冰川北侧冰斗冰川研究指出^[7], 该处成冰

带结构较为简单, 自上而下依次为: 渗浸带、渗浸-冻结带和消融带。1996年姚檀栋等^[8]对希夏邦马峰达索普冰川海拔7000 m大平台雪层剖面及冰晶结构进行研究时发现, 该处成冰过程为重结晶作用。重结晶带的发现说明, 中国境内也存在着较完整的成冰带谱。

在天山地区, 1号冰川作为我国最早进行系统观测、研究的冰川, 雪层剖面特征、成冰作用和成冰带变化等一直是冰川学研究的重点。谢自楚(1962年)、王晓军(1981年)和刘潮海(1989年)等不同时期均曾对此进行过系统研究, 但时间序列均较短^[5, 9-10]。自20世纪90年代中期以来, 乌鲁木齐河源区气温升高给1号冰川带来有观测记录以来最深刻的变化^[11]。为了在新时期更长时间序列内探索冰川表面雪层演化成冰过程, 2002年7月起, 天山冰川观测试验站开展了冰雪物理、化学现代过程方面的研究, 简称为PGPI(the program for glacier progresses investigation)。本文基于本研究部分研究成果, 结合前3次研究结果, 对1号冰川不同时期的雪层剖面特征、成冰带及成冰年限的变化进行了对比分析, 并深入探讨了发生这一系列变化的

收稿日期: 2006-11-02; 修订日期: 2006-12-08

基金项目: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所引进国外杰出人才基金项目(CACX2003101); 国家自然科学基金项目(40371028; 40301009; 40631001; 90102005); 国家自然科学基金创新群体项目资助

作者简介: 李传金(1981-), 男, 山东泰安人, 2004年毕业于佳木斯大学, 现为硕士研究生, 主要从事冰雪化学与环境研究。

E-mail: chuanjinli605@163.com

具体原因。

2 研究方法

PGPI 取样点位于 1 号冰川东支海拔 4 130 m 的粒雪盆后壁, 坡向朝北. 该位置属于日照时间最短的区域, 因此该处雪层剖面结构完整且较为稳定, 是良好的过程研究位置. 根据大西沟气象站资料并进行降水量和温度的修订, 得到该处多年平均降水量为 663.4 mm, 多年平均温度 -10.4°C . 该项目取样时间为每周一次, 取样规范详见文献 [12]. 截止 2004 年 11 月, 共取得 111 个连续的雪坑剖面资料.

在 PGPI 项目基础上, 通过对比分析选取了 3 个研究时期 6 个典型剖面(图 1, 东支 $E_1 \sim E_3$, 西支 $W_1 \sim W_3$)和不同时期成冰带分布(图 2), 并参考了各时期成冰时间资料. 需要指出的一点是, 根据李向应等^[13]的研究, 2004 年 8 月消融期末, 1 号冰川东、西支渗浸冻结带上限分别在海拔 4 098 m 和 4 136 m; 在此高度以上, 随着海拔升高, 雪层剖面变化不大, 因此可排除雪坑海拔高度的差异对雪层结构的显著影响. 另外, 通过对 2004 年 6~11 月所挖雪坑的厚度研究发现, 雪坑厚度变幅为 10%~30%, 与不同研究时期的变幅($\geq 50\%$)相比显著为

小. 因此, 消融期时间的差异对本项研究的影响不大.

3 观测结果与讨论

3.1 雪层剖面特征

雪层剖面特征系指对雪坑剖面直接观测到的物理层状. 图 1 给出了不同研究时期雪坑剖面的结构, 从中可以看出下列特征.

3.1.1 雪-粒雪层结构

20 世纪 60 年代的雪层剖面中, 温度较低, 雪-粒雪层较厚^[5]. 夏季积雪厚度较大, 表层融水数量未能填满所有粒雪空隙, 没有径流产生, 即物质的纯积累量等于物质的纯收入量. 雪层厚度较大(445 cm), 整个剖面可大致划分成 2~3 个年层, 在新的年层中, 季节积累层的层理比较清楚(图 1). 雪层剖面结构较复杂, 可明显分为上下两层: 表层由最新积累的各种变质程度的雪组成, 其下为往年形成的厚度较大的粒雪层, 其中粗粒雪、密粒雪所占比例相对较小, 中粒雪和细粒雪比例较大. 如雪层剖面 E_1 中, 后二者的比例分别为 22.2% 和 27.1%, 其和超过了粗粒雪的比例(41%). 80 年代消融期 1 号冰川粒雪线以上, 积雪均由融水渗浸过程的中粒雪、粗粒雪、渗浸冰片和厚度较大的密粒雪组成^[9]. 表层近期降雪演化变成的细粒雪和中粒雪保存时间较短, 雪层下部的粒雪层消失而代之为密实粒雪和渗浸冰, 粗粒雪的比例明显增大(图 3), 不同雪层间的界限变得模糊^[9]. 雪层受融水渗浸影响明显增强, 厚度减小. 21 世纪初, 通过对 PGPI 项目组所取得的一系列雪层剖面研究发现, 雪层结构较 80 年代又有显著变化: 剖面结构更为简单, 表层覆盖厚度较小的细粒雪和风板, 为近期新降雪转化而来, 下部即是融水渗浸改造形成的厚度较大粗粒雪(图 1). 消融期雪层温度较高, 多在 0°C 左右波动, 融水渗浸深度加大, 有时可达雪-粒雪层底部. 粒雪在融水作用下沉陷速度加快, 粒雪转化时间减小, 雪层厚度较前两次研究时期明显降低.

3.1.2 污化层

污化层是由于粒雪最初沉积时暴露在表面受风沙尘污化或上部融水携带污化物下移, 在粒雪层中部形成的一个特征层面, 它一般在粒雪交界和粒雪冰表面形成, 是雪层及冰芯常用的定年标志之一. 1 号冰川污化层按形成季节可分为冬春季污化和夏季污化. 冬春季污化是由于冬季降雪很少, 冰雪面长期暴露于空气中, 在风力作用下, 周围山体表面的

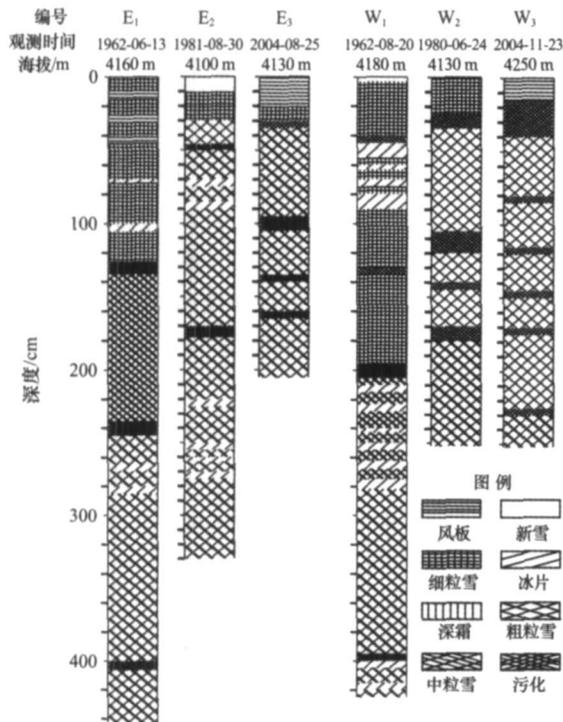


图 1 1 号冰川不同时期雪坑剖面

Fig. 1 Stratigraphic snow profiles of Glacier No. 1 at different altitudes and in different periods

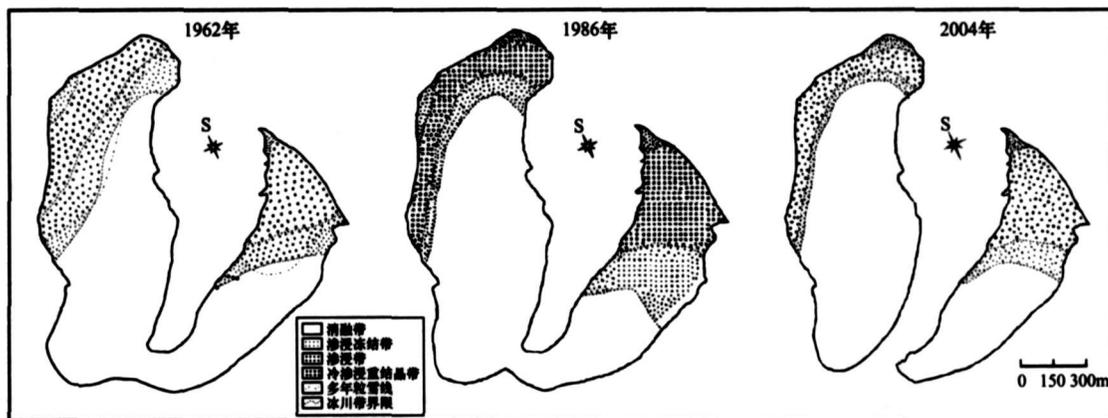


图 2 1 号冰川不同时期成冰带分布图

Fig. 2 The ice formation zones of the Glacier No. 1 in 1962, 1986 and 2004

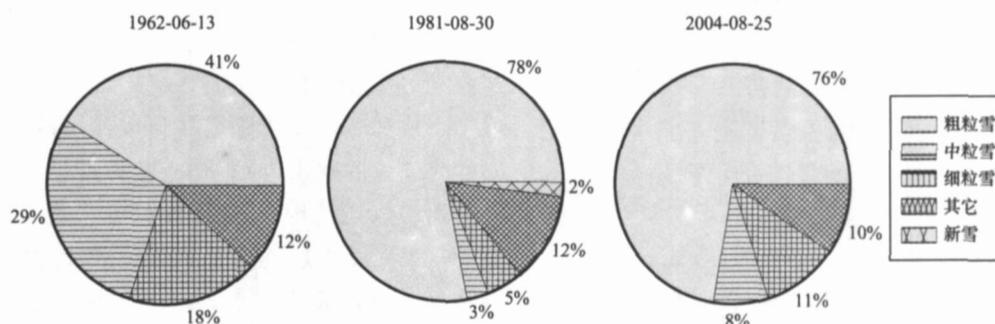


图 3 不同时期雪层(东支)各要素的比例

Fig. 3 The proportions of components of stratigraphic snow profiles in 1962-06-13, 1981-08-30 and 2004-08-25 (in the east branch)

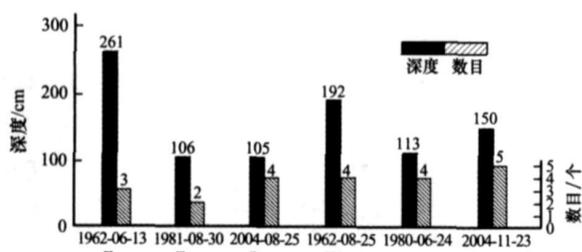


图 4 不同时期雪层剖面中污化层分布

Fig. 4 Depth and number of dust layers in the stratigraphic snow profiles in different periods

风化碎屑物迁移沉降于冰雪表面而形成。夏季污化是融水搬运污化聚集于下部某一层位形成的,特别是在各特征层的交界面,例如细粒雪和粗粒雪之间。研究发现,冬春季污化层由于污化程度较弱,在雪层中表现不明显。为了准确描述污化层的变化,我们选取了相对稳定的冰面作为参考面。

不同时期的污化层具有不同特点(图 4): 20 世纪 60 年代, 1 号冰川由于冬季雪面长期暴露, 会在

表面形成一微弱污化面。雪层中每个年层上部均有一层表面污化, 颜色淡黄, 由夏季积雪演化而来^[5]。污化层位置稳定, 数量较多。如图 4 所示, 1962 年雪层剖面厚度 445 cm, 中下部有 3 层明显污化, 据此可大致将雪层划成 3 个年层。80 年代的雪层剖面中污化层数目明显减少(2 层), 融水在渗透过程中在不同类型粒雪的界面上处于停滞状态, 造成融水携带的污化物质发生沉淀, 形成污化冰板, 厚度可达 30 cm 以上^[9]。21 世纪初的雪层剖面受融水渗透作用影响更加明显, 尤其是 2002 年罕见的高温期以后, 雪层厚度急剧减少为 30~40 cm, 仅在雪层最下部有一厚约为 10 cm 的强污化层。2004 年 8 月的剖面 E₃ 中污化层为 4 层, 但需要指出的一点是, 由于处于消融期末, E₃ 上部的 2 个污化层颜色较浅, 为典型的弱污化层。另外, 自 20 世纪 60 年代以来, 污化层的平均埋藏深度随雪层深度的降低而明显减小。60 年代初的东、西支雪层剖面中污化层距冰面平均距离为 227 cm, 80 年代和

21 世纪初则分别为 110 cm 和 128 cm。

3.1.3 冰片

冰片是表层积雪融水垂直下渗到一定深度时处于停滞状态, 并沿水平方向缓慢流动遇冷冻结而成的, 它是表层温度与下伏雪层温度存在差异的产物。

20 世纪 60 年代雪层温度较低, 表层融化渗下来的水在不大的深度便冻结起来, 形成渗浸冰片和冰透镜体, 数量多且平均深度大。如图 1 所示, 雪层剖面 E_1 和 W_1 中冰片的数量分别为 6 层和 12 层, 平均深度分别为 218 cm 和 213 cm。80 年代的雪层中, 融水在不同类型粒雪的界面停滞, 冻结成为污化冰板, 厚度明显增加, 有的可达 30 cm 以上。其平均深度随雪层厚度的降低而减少, E_2 、 W_2 中冰片的平均深度分别为 179 cm 和 68 cm, 较 60 年代分别减少了 18% 和 68%。21 世纪初消融期剖面 E_3 和 W_3 中, 通过观察发现, 由于温度高, 融水作用更强, 雪层中融水含量大, 有明显的消融迹象, 冰片层在融水渗浸影响下完全消融淋失。

3.2 成冰带特征

冰川成冰带谱是根据冰川融水在积雪层中渗浸程度, 即融水参与的程度与由此引起的积雪晶体的变化情况划分^[9]。20 世纪 60 年代, 1 号冰川成冰带谱最复杂, 自上而下依次为冷渗浸重结晶带、渗浸带、渗浸冻结带和消融带, 在东支顶部东侧和西支顶部较高海拔处又分布有渗浸冻结带。粒雪盆后壁广泛发育着冷渗浸重结晶带, 其特点是融水不能完全渗入年积累层而是粒雪得以保存。80 年代, 据刘潮海^[10] 和王晓军等^[14] 的研究, 冷渗浸重结晶带雪层剖面中融水大量下渗, 粒雪在融水作用下发生再冻结, 原来粒雪层已经为密实冻结粒雪和渗浸冰所取代。其它成冰带谱海拔位置较 60 年代也均有所上升(图 2)。21 世纪初, 通过沿 1 号冰川东、西支主流线所挖的一系列雪坑雪层剖面及下伏冰层特点的研究可知^[13], 1 号冰川东、西支渗浸-冻结带和渗浸带的界限分别在海拔 4 098 m 和 4 136 m。因此, 可将 1 号冰川自下而上划分成 3 个成冰带(图 2): 1) 消融带(东支在海拔 4 066 m 以下和顶部局部区域, 西支在海拔 4 089 m 以下); 2) 渗浸-冻结带(东支在海拔 4 066~4 098 m 和渗浸带上限至顶部的局部消融区下限之间, 西支在海拔 4 089~4 136 m 和顶部的局部区域); 3) 渗浸带(东支在海拔 4 098 m 至粒雪盆上部的渗浸-冻结带下限之间, 西支在海拔 4 136 m 至顶部的局部渗浸-冻结区下限之

间)。

东支顶部在各研究时期的变化情况最为典型: 此处的海拔(约海拔 4 300 m)较高, 太阳辐射强烈, 雪层剖面特征变化很大。20 世纪 60 年代, 此处雪层剖面具有明显的冷渗浸重结晶带的特点。80 年代初, 此处的雪层融水作用增强, 冷渗浸重结晶带特征消失。2004 年 11 月 16 日, 本研究组登上东支峰顶冰川的源头区, 发现该处的雪层厚度仅为 40 cm 左右, 雪层下部存在一强污化层, 颜色较深。在顶端西北方向, 呈现一个长约 15 m, 高约 4 m, 面朝南的裸露冰壁, 类似于西支下部冰舌末端出露的冰川冰, 冰壁下为一个约 30 m² 的封闭水域, 由于是冬季, 水面已结冰。该现象说明, 东支的顶部成冰带类型较 60 年代发生了更大的变化, 局部已具备了消融区的特征^[11]。

3.3 成冰年限

成冰年限是指降雪演化成冰川冰这一过程所需的时间, 是冰川学研究的基本内容之一^[15]。成冰作用根据成冰时的温度状况可分为冷型和暖型两种, 冷型成冰是负温下的一种成冰方式, 极地冰川多以此方式成冰; 暖型成冰作用则是在温度较高, 有融水参与下的一种成冰方式^[16]。中国山地冰川除了达索普等少数冰川外, 多以暖型成冰作用为主, 1 号冰川为一典型暖型成冰作用为主的冰川^[15]。谢自楚等^[9] 指出, 1962 年 1 号冰川渗浸带的雪-粒雪层厚度在 1~5 m 之间, 成冰历时 3~5 a。王晓军等^[9] 1980 年在 1 号冰川东西支粒雪盆 H' 、 H_3 花杆处撒锯末造成人工污化面, 并观测其随时间下沉的情况, 结合冰芯资料、雪层厚度、及污化面和污化冰板的个数等数据, 认为 1 号冰川成冰作用时间不少于 10 a; 在 1986 年根据雪层各点多年平均纯积累量计算再次认为: 成冰深度估计在 25~30 m, 成冰历时 40~50 a^[14]。为了研究现在气候条件下 1 号冰川粒雪成冰的过程, 及对不同时期的成冰过程进行对比研究, 2002 年 12 月我们在东支粒雪盆采样坑右侧约 5 m 处挖了另一个雪坑。利用雪层追踪法(通过插竹板的方法对雪坑中的粒雪进行跟踪观测), 在近 2 a 的竹板观测资料和 2 a 多的雪层剖面资料的基础上, 得到 1 号冰川雪-粒雪-粒雪冰的演化时间: 新降雪到粗粒的转化时间具有明显的季节变化: 夏半年(5~9 月), 新雪转化为细粒雪需要大约 1 周的时间, 细粒雪转会为粗粒雪的时间约 1~3 个月; 而冬半年(1~4 月), 新雪转化为细粒雪的时间约 2.5 个月, 细粒转化为粗粒

的时间约 2~4.5 个月。粗粒雪变质成冰的时间约 40 个月, 占到整个成冰时间的 88%~97%。总的说来, 1 号冰川降雪转化成冰历时 41~47 个月, 即约 3.5~4 a 时间^[15]。

4 雪层变化的气候解释

较小的冰川对气候变化的响应时间较短, 且易于观测研究, 因此在全球性或区域性气候变化的国际计划中把冰川列为监测气候变化的重要对象。高山地区气温及降水量的变化, 直接影响着冰川表面物质收支的增减和雪线的升降^[14, 17], 从而影响冰川雪层剖面及成冰带的特点和分布。1958—2003 年 1 号冰川年平均气温和降水量均呈现较为明显的波动上升, 尤其是 20 世纪 90 年代中期以来, 1 号冰川河源区处于一个最为显著的暖湿阶段^[18]。1997—2002 年(2000 年除外)均出现了物质平衡大亏损, 其中 2002 年的年平均气温是有记录以来的最高值。气温的升高给 1 号冰川带来深刻的变化, 1958—2003 年的 45 a 间, 1 号冰川年平均物质平衡量为 -222.0 mm, 累积物质平衡量达到 -9 991.5 mm, 亦即这期间冰川厚度减薄了 11 m 多, 累计亏损量达 $1838 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。1 号冰川面积在 1962—2000 年的 38 a 间减少了 0.22 km², 即退缩了 11%, 并呈加速减小趋势。1962 年至今, 1 号冰川东支末端共退缩 175.2 m, 西支共退缩 197.6 m, 冰川表面运动速度减缓。1986 年以来, 冰川年均径流深较之以前翻了近一番^[11]。

气温持续升高, 冰川冷储减少造成了冰川消融的加剧^[19-20]。当冰川温度达到某一临界值, 若气温再升高很小的数值, 冰川便产生强烈消融^[17, 21]。正如以上所述, 随着 1 号冰川区年平均气温的持续升高, 1 号冰川消融不断加剧, 雪层中融水作用明显增强。通过对 PGPI 项目组 2004 年 8~11 月所挖的一系列雪坑研究发现, 消融期雪层表层融水向内部入渗, 改变了下伏雪层的状态。雪层界限受到融水强烈扰动变得模糊, 各种粒雪晶粒迅速增大, 逐渐演变成粗粒雪和密粒雪, 晶粒间空隙变小, 密度增大, 剖面结构变得简单。由于融水的润滑, 沉降作用增强, 相似厚度的雪层剖面中粒雪转化时间减少, 雪层厚度随之减小。各种特征层也在融水的作用下快速的被改造。1965 年和 1989 年渗浸冻结带雪层中大量发育的渗浸冰片、冰透镜体、深霜现已大大减少, 代之以细粒雪和粗粒雪为主, 并间或有少量的冰片和深霜。成冰带谱随着雪层融水改造

作用的加剧而整体上移, 上限均达到历史时期的最高。

5 结论

通过对 21 世纪初 1 号冰川雪层剖面、成冰带特征和成冰年限的观测分析, 并与 20 世纪 60 年代和 80 年代相关研究结论进行对比研究, 初步得出以下结论:

(1) 自 20 世纪 60 年代以来, 1 号冰川雪层剖面厚度减小, 结构趋于简单, 且各层之间界限变得模糊。

(2) 冰川成冰带分布发生了较大变化, 较之 20 世纪 60 年代初, 21 世纪初的成冰带谱简化。冷气候条件下的冷渗浸重结晶带消失, 为暖型作用为主的渗浸冻结带和渗浸带所替代, 带谱整体上移。东支顶部发生了更大的变化, 局部已具备了消融区特征。

(3) 通过较为精确的方法——雪层追踪法, 我们得出了 1 号冰川雪-粒雪-粒雪冰的转化时间约为 3.5~4 a, 这与谢自楚等^[5] 1962 年的研究结果(3~5 a)较为吻合。

(4) 气候变化是 1 号冰川发生变化的主要原因, 尤其 20 世纪 90 年代中期以来, 气温的升高对雪层剖面的影响更为显著, 高温导致的强烈雪层融水使雪层发生了一系列显著变化。

致谢: 本项研究是在天山冰川观测试验站开展的雪冰现代过程研究项目基础上完成的, 是全体观测人员集体努力的结果。谨此对参加本项研究的所有观测人员及项目组成员焦克勤、杨惠安、韩添丁、李向应、赵中平、钱军、张明军等表示衷心感谢。

参考文献(References):

- [1] Xie Zichu, Wang Zongtai. The ice formation on the northern slope of the Qomolangma Mount region in 1975 [M] // Report on Scientific Expedition to Mt. Qomolangma Area, 1966—1968. Existing Glaciers and Geomorphology. Beijing: Science Press, 1975: 8—13. [谢自楚, 王宗太. 1975 年珠穆朗玛峰地区北坡成冰作用 [C] // 珠穆朗玛峰地区科学考察报告珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968); 现代冰川与地貌. 北京: 科学出版社, 1975: 8—13.]
- [2] Xie Zichu. Snow cover and ice formation on the northern slope of Mount Shishapangma region [C] // Report on Scientific Expedition to the Mount Shishapangma Region. Beijing: Science Press, 1982: 45—59 [谢自楚. 希夏邦玛峰北坡的积雪和成冰作用 [C] // 希夏邦玛峰地区科学考察报告. 北京: 科学出版社, 1982: 45—59.]

- [3] Xie Zichu. Snow stratigraphy and ice formation on Law Dome Antarctica. [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1984, 6(1): 1—21. [谢自楚. 南极洲洛多姆冰帽学的地层学及成冰作用研究[J]. 冰川冻土, 1984, 6(1): 1—21.]
- [4] Mikhalevko V N. Changes in Eurasian glaciers during the past century: glacier mass balance and ice core evidence [J]. Annals of Glaciology, 1997, 24: 283—287.
- [5] Xie Zichu, Huang Maohuan. An evolution of the snow—snowgrains layer and ice formation in the Glacier No. 1 at the headwater of the Ürümqi River, Tianshan [C] // An Study of Glaciology and Hydrology on the Ürümqi River, Tianshan. Beijing: Science Press, 1965; 1—14. [谢自楚, 黄茂桓. 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—13.]
- [6] Paterson W S B. The Physics of Glacier [M]. Beijing: Science Press, 1978; 8 [W. S. B. 帕特森. 冰川物理学[M]. 北京: 科学出版社, 1987; 8.]
- [7] Li Jijun, Su Zhen. Glaciers in the Hengduan Mountains [M]. Beijing: Science Press, 1996. [李吉均, 苏珍. 横断山冰川[M]. 北京: 科学出版社, 1996.]
- [8] Yao Tandong, Pu Jianchen, Wang Ninglian, *et al.* Discovery of a new ice formation in China [J]. Chinese Science Bulletin, 1998, (1): 94—97. [姚檀栋, 蒲健辰, 王宁练, 等. 中国境内又一种新成冰作用的发现[J]. 科学通报, 1998, (1): 94—97.]
- [9] Wang Xiaojun, Zhang Jinhua. The observation of the stratigraphic profile of snow layer and the amount of the accumulation of the Glacier No. 1 in the headwater of Ürümqi River [J]. Annual Report of Tianshan Glaciological Station, 1982, 1: 11—21. [王晓军, 张金华. 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区雪层剖面和积累量观测[J]. 天山冰川站年报, 1982, 1: 11—21.]
- [10] Liu Chaohai, Xie Zichu, Wang Chunzu. A research on mass balance processes of Glacier No. 1 at the headwater 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. 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.]
- [11] 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 年观测事实 [J]. 冰川冻土, 2003, 25(2): 117—123.]
- [12] Wang Feiteng, Li Zhongqin, You Xiaoni, *et al.* Observation and study of the snow to ice transformation in the accumulation zone of Glacier No. 1 at the headwater of Ürümqi River [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(1): 45—53. [王飞腾, 李忠勤, 尤晓妮, 等. 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.]
- [13] Li Xiangying, Li Zhongqin, You Xiaoni, *et al.* Study of the ice formation zones and stratigraphy profiles of snow pits on the Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(1): 37—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): 37—44.]
- [14] Wang Xiaojun, Wang Zhongxiang, Xie Zichu. A change trend of recent climate on the Tianshan regions from the change of the past 28 years of the glacier No. 1 at the Ürümqi 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 28 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.]
- [15] 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 headwater of Ürümqi 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.]
- [16] Shi Yafeng, Huang Maohuan, Ren Binghui. The Introduction to Glacier in China [M]. Beijing: Science Press, 1988; 55—65. [施雅风, 黄茂桓, 任炳辉. 中国冰川概论 [M]. 北京: 科学出版社, 1988; 55—65.]
- [17] Yao Tandong. The relationship of the mass balance, the equilibrium line of the glacier and the climate: Taking the glacier No. 1 at the headwater of the Ürümqi River for example [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1987, 9(4): 289—299. [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): 289—299.]
- [18] Shi Yafeng, Shen Yongping, Hu Ruji. Preliminary study on signal—impact and foreground of climate shift from warm—dry to warm—humid in the Northwest China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24(3): 220—226. [施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨 [J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 220—226.]
- [19] Jiao Keqin, Jing Zhefan, Han Tianding, *et al.* The trend forecast and the change of the Glacier No. 1 at the headwater of the Ürümqi River [R]. Annual Report of the Tianshan Glaciological Station (1999—2002), 2003, 16: 12—21. [焦克勤, 井哲帆, 韩添丁, 等. 42 年来天山乌鲁木齐河源 1 号冰川变化及趋势预测 [R]. 天山冰川站年报 (1999—2002), 2003, 16: 12—21.]
- [20] Han Tianding, Ye Baisheng, Jiao Keqin. A research on the temperature variations in the southern and northern slopes of Mt. Tianger in the Tianshan Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24(5): 567—570. [韩添丁, 叶柏生, 焦克勤. 天山天格尔山南北坡气温变化特征研究 [J]. 冰川冻土, 2002, 24(5): 567—570.]
- [21] Liu Shiyin, Ding Yongjian, Wang Ninglian, *et al.* The mass balance sensitivity to climate change of the Glacier No. 1 at the headwater of the Ürümqi River, Tianshan Mountains [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.]

A Contrast of the Ice Formation Time, Ice Formation Zones and the Stratigraphic Profiles of Snow Pits in Different Time of the Glacier No. 1 at the Headwaters of the Ürümqi River, Tianshan Mountains

LI Chuan-jin, LI Zhong-qin, WANG Fei-teng, YOU Xiao-ni

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

Abstract: With the contrastive analyses of the ice formation time, ice formation zones and the stratigraphic snow profiles, the constitution of the profiles, the distribution and the shift of dust layers and the ice layers within snow layers of the Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River, Tianshan Mountains, in different time (the 1960s and the 1980s and the beginning of this century), it is found that: since the 1960s, the snow depth on the glacier has decreased, the number and the buried depth of the dust layers and ice layers have decreased, and the profile constitution has changed with the increase of mean density. Ice formation zones have changed also. All the upper limitations

of the zones are rising, and the cold percolation zone disappeared and was replaced by percolation zone. The most interesting thing is that the top of the east branch was replaced by an ablation area. With a new method—tracking the marks buried in snow profiles, the ice formation time was determined to be 3.5~4 years. The change of heat state in the snow profiles caused by climate change, especially the temperature rising, is the main reason for the changes. Temperature rising results in more snow melted, and causes the decrease of snow depth, decrease or disappearance of dust layers and ice layers.

Key words: Glacier No. 1; Tianshan Mountains; stratigraphic snow profiles; ice formation zone; ice formation time; climate change