

文章编号:1000-0240(2006)01-0045-09

# 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

王飞腾, 李忠勤, 尤晓妮, 李传金

(中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所天山冰川观测试验站, 冰芯与寒区环境重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

**摘 要:** 根据天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区海拔 4 130 m 处 28 个月, 每周 1 次的连续雪层剖面观测, 分析研究了雪层厚度、雪层中的污化层、冰片和各种粒雪随时间的演变过程。结果表明: 雪层中各种要素的演变受水热条件的影响而呈现明显的季节特征。根据温度、融水渗浸程度及雪层剖面的变化程度, 我们将其分成冬季稳定期、夏季剧变期和春秋季节波动期分别进行了分析。此外, 还对雪层年限与年成冰量等进行了专门讨论。

**关键词:** 1 号冰川; 过程研究; 雪层演变

**中图分类号:** P343.6 **文献标识码:** A

## 1 引言

根据 IPCC 报告和世界冰川监测服务处 (WGMS) 报告, 较小的山岳冰川对气候变化的响应极其敏感<sup>[1-2]</sup>。近年来, 随着全球气候的变化, 我国西部自 20 世纪 80 年代中期以来出现了强烈的气候由暖干向暖湿转型的信号<sup>[3]</sup>。就乌鲁木齐河源 1 号冰川 (简称 1 号冰川) 而言, 90 年代中期以来气候变化最为明显<sup>[4]</sup>, 气温升高给 1 号冰川带来了有观测记录以来最深刻的变化, 这些变化不仅反映在冰川面积、厚度及末端上, 也反映在冰川表面雪层特征及成冰带的变化上。如 20 世纪 60 年代发现的冷渗浸带消失<sup>[5]</sup>, 各成冰带谱的上限出现上移, 雪层结构趋于简单, 各层之间的界限变得模糊, 东支顶部出现小冰面湖<sup>[6]</sup>等现象。在这种情况下, 有必要对 1 号冰川的雪冰演化过程进行深入的研究。

冰川表面雪层演化成冰过程决定了冰川本身的许多特性, 是冰川学重要的基础研究内容之一。然而, 这一过程时间周期较长 (3~5 a), 需要长期的野外观测, 因此前人的研究多侧重于不同时段雪层特征方面, 对演化过程的研究有限。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 Processes Investigation), 为搞清 1 号冰川积累区雪层演化成冰过程创造了良好的机会。截止 2004 年 11 月, PGPI 项目共取得 111 个连续的雪坑剖面资料。本文系雪层剖面各组成要素的演变过程及季节变化特征的研究论述。

冰川表面雪层演化成冰过程因成冰作用类型不同而不同。成冰作用的类型主要有两种: 即以极为代表的冷型成冰作用和以大多数山地冰川为代表的暖型成冰作用。冷型成冰过程是指无融水参与、以重结晶方式成冰的过程。秦大河<sup>[7]</sup>、谢自楚<sup>[8]</sup>曾对南极地区雪层密实化过程进行了研究, 并将其划分为暖型、冷型及交替型 3 种类型。暖型成冰过程指有融水参与、以渗浸冻结等方式成冰的过程, 我国大多数冰川的成冰作用以暖型为主。前人对此作了大量工作<sup>[9-18]</sup>, 主要集中在阿尔泰山、西昆仑山、喜马拉雅山、天山等地的冰川上。其中, 对 1 号冰川成冰作用的研究较为具体。20 世纪 60 年代初谢自楚等<sup>[16]</sup>首先对 1 号冰川雪层演变特征及成冰作用进行了研究, 80 年代王晓军等<sup>[17-18]</sup>、刘潮

收稿日期: 2005-08-10; 修订日期: 2005-10-20

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; 40571033; 40301009; 90102005); 国家自然科学基金创新群体项目资助

作者简介: 王飞腾 (1980—), 男, 山东枣庄人, 2004 年毕业于烟台师范学院, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士研究生, 主要从事冰雪化学与环境研究。E-mail: tingting729@163.com

海<sup>[19]</sup>也针对1号冰川积累区雪层剖面的一些特征进行了分析总结。这些研究在雪层剖面特征、成冰年限、成冰带划分等方面取得了大量成果。遗憾的是,由于观测时间有限(最长的为1 a),而且资料不连续,缺乏冬季观测资料,因而对雪层演化成冰这一重要的过程未能进行系统的分析论述。

## 2 研究概述

### 2.1 雪坑位置

研究雪层剖面变化特征及演变过程的基础是在野外开展对雪层内各组成要素演变过程的长期、连续的观测<sup>[3]</sup>,同时根据需要,对雪层温度、密度及物质平衡等各种参数进行测定。

PGPI确定的定点观测雪坑位于1号冰川东支海拔4 130 m处的粒雪盆后壁,处在冰川渗浸冻结带内,坡向朝北。该位置属于日照时间最短的区域,特别是冬季,完全无直接的日照,而且风大寒冷,与高纬度极地的气候条件相似<sup>[16]</sup>。该处雪层剖面年内与年际变化较小,内部的组成要素完整,是良好的过程研究位置。根据大西沟气象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,多年平均温度为 $-10.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ <sup>[20-22]</sup>。

### 2.2 观测与记录

为了在长期的观测中使用统一的采样观测记录,我们制定了相应的操作规范。参照国内外常见的雪冰分类标准<sup>[23-25]</sup>和实际可操作性,对雪的类型按变质程度分为新雪、细粒雪(粒径 $<1\text{ mm}$ )、中粒雪(粒径 $1\sim 2\text{ mm}$ )与粗粒雪(粒径 $2\sim 4\text{ mm}$ )4种,确定雪层下部的冰面为粒雪冰面。规定了如何记录雪层剖面的特征层位,包括污化层、深霜层、冰片等。

对参照面的选取亦进行了分析。在测量冰片的变化时,选取雪坑底部的冰面作为参照面,因为相对于雪面而言,冰面的变化较小。同样,在研究污化层的变化时,我们仍以该冰面作为参照面,对污化层进行编号,从冰面开始依次为 $W_1$ 、 $W_2$ 、 $W_3$

…。在确定成冰量时,则选择了粗粒雪中最下部的污化面作为参照面,通过观测污化层与冰面之间粒雪的厚度变化来研究成冰量。在主观测雪坑附近,挖取了另一个雪坑,插置竹板,通过观察竹板的位置变化来揭示成冰过程的演变规律。

### 2.3 资料序列

对雪坑剖面进行观测的时间间隔为1周,全年度观测。自2002年7月至2004年11月共获取了28个月共111个雪坑剖面的观测记录资料。

## 3 观测结果与讨论

观测结果表明,雪层剖面的季节变化十分明显。为探讨雪层在不同时间段的演变规律,我们根据如下指标将其分为4个时期,表1。

以下对这4个时期的粒雪组成、冰片、污化层及雪层厚度等分别进行讨论,探索其变化规律。

### 3.1 雪层厚度变化

图1给出了观测雪坑2002年9月至2004年11月的厚度与相应时段大西沟气象站的气温、降水变化情况。从中看出,从冬季稳定期到秋季波动期的一个完整演变过程中,雪层厚度是一个由稳定到逐渐升高,然后剧烈消融减薄,最后又开始回升的过程。

冬季稳定期的主要特征是雪层厚度相对稳定,原因是这段时间内降水量很少,温度较低,蒸发作用也很弱。然而年际间的厚度变化可能是很大的,2002—2003年度的雪层厚度平均为100 cm,2003—2004年度为195 cm,相差较大。其原因主要为:1)雪层厚度基数不同。2002年是一个罕见的高温年,雪层大量消融,9月初时雪坑厚度仅为40 cm左右,2003年气温正常,9月初的雪层厚度在180 cm左右;2)降水量不同。2003/2004年度该时期降水量比2002/2003年度要大一些,前者为15.3 mm,后者为10.3 mm。此外,在观测取样时为消除上次挖雪坑造成的局部小环境影响,会将雪坑壁挖进20~30 cm,这样也会对雪层厚度测量造成一定

表1 雪层演化过程中不同特征时段的划分指标

Table 1 The division of different stages in the snow to ice transformation process

	冬季稳定期(WI) 11月中旬至3月底	春季波动期(SP) 4月初至5月底	夏季剧变期(SU) 6月初至9月底	秋季波动期(AU) 10月初至11月中旬
温度特征	$<-10\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-10\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$>0\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-10\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$
雪层剖面变化程度	稳定	波动	剧烈	波动
融水渗浸程度	融水极少,只能在雪层中形成薄冰片	上部产生融水	雪层中融水较多	上部产生融水

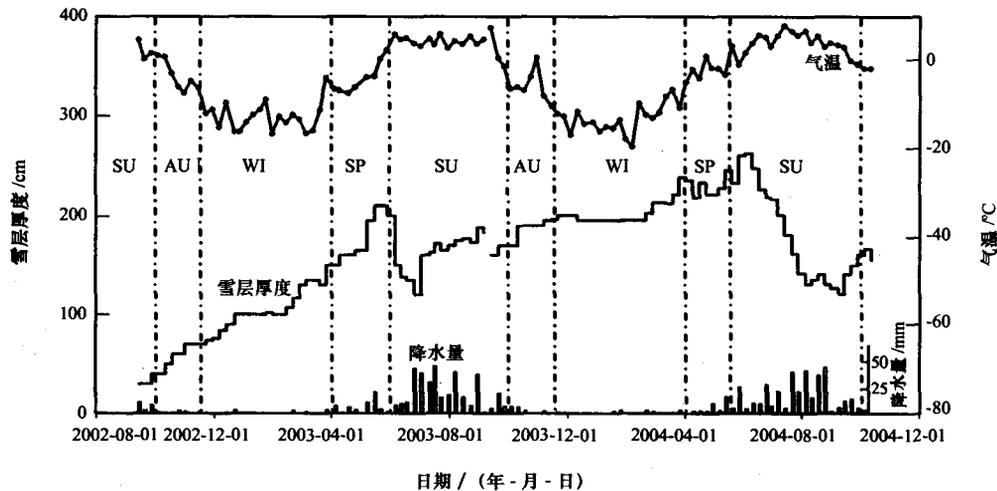


图 1 2002—2004 年雪层剖面厚度、气温、降水变化

Fig. 1 The variations of snowpit profile depth, air temperature and precipitation at Daxigou Meteorological Station from September 2002 to November 2004

误差. 进入春季波动期后雪层厚度开始出现明显波动, 但总的趋势是不断增加, 到春末夏初, 雪层厚度达到最大. 原因主要为: 1) 此期间降水比冬季稳定期明显增加, 同时温度出现波动, 而且是在  $0^{\circ}\text{C}$  上下波动, 造成消融程度不同; 2) 风吹雪造成的物质再分配对雪层厚度的影响.

到了夏季剧变期, 降水开始增大, 此期间集中了全年降水量的近 70%, 是冰川得到补给最多的时期. 但同期温度很高, 消融量超过积累量, 融水下渗有时可以穿过几个年层, 甚至达到冰川冰表面. 这种作用最直接的结果是雪层厚度减薄. 从图 1 看出, 6 月初的雪层厚度最大(2003 年为 210 cm, 2004 年为 260 cm), 之后雪层开始剧烈消融, 到 2003 年 7 月初达到最薄(120 cm), 之后开始上升. 2004 年的最小值出现在 8 月 5 号(130 cm).

秋季波动期, 降水量明显减小, 气温相对于夏季剧变期已明显下降, 同时也存在着波动, 这也是秋季雪层厚度波动的主要原因.

从上面的分析看出, 雪层厚度的变化总体上受气温和降水的共同作用, 即厚度与气温呈反相关, 与降水呈正相关. 夏季剧变期, 随着气温的持续升高, 尽管处于大降水量背景下也难阻挡雪层的强烈消融. 这一现象说明, 夏季剧变期时, 气温是影响雪层厚度变化的主要因子. 一年之中, 雪层最大厚度一般出现在 5 月底 6 月初, 最小厚度一般出现在 7、8 月份.

### 3.2 粒雪的演化过程

#### 3.2.1 粒雪化过程

完整的雪层剖面是由新雪、细粒雪、中粒雪、

粗粒雪、污化层、冰片及冰透镜体等要素组成, 其中粒雪是最主要的要素.

新雪降落在雪层表面, 其形态不断的变化. 首先表现在雪花六角表面上的微细构造(小沟、凹槽)消失, 接着尖头部枝状缩短, 孔隙减小, 密度增大, 随着时间的推移, 逐渐演变成细粒雪. 在融水和上部雪层的压力下, 粒径进一步增大, 密度增加, 逐步向中粒雪和粗粒雪转化. 最后, 全部积雪层演变成粒径不同但层次分明的粒雪层剖面. 粒雪化过程分为冷型和暖型两种作用. 前者是在较低负温条件下进行的变质作用, 后者是在温度接近或等于零度并有融水参与条件下进行的变质作用. 已有的研究表明<sup>[16]</sup>, 1 号冰川的粒雪化过程夏季以暖型变质作用为主, 冬季以冷型变质作用为主.

在粒雪化过程研究中, 我们利用竹板的层位跟踪功能, 得到了图 2 所示的粒雪演变过程图. 该图显示了粒雪密实化过程, 黑色加粗直线在剖面中的位置表示竹板所代表的雪层层位. 以  $L_1$  为例, 竹板  $L_1$  在 2003 年 9 月 13 日位于上部的细粒雪层, 2003 年 10 月 31 日位于中粒雪层, 到 2004 年 1 月 31 日即位于粗粒雪层, 说明竹板  $L_1$  所在雪层到此已经完成了细粒雪到粗粒雪的演变; 之后竹板  $L_1$  处的粗粒雪继续向粒雪冰演化, 2004 年 4 月 24 日、7 月 28 日竹板  $L_1$  分别到达距冰面 135 cm、75 cm 处.

从季节上说, 夏季剧变期有融水参与, 粒雪化过程以暖型为主, 粒雪转化时间短, 各层位下降的速率较快, 尤其是雪层的上部.

冬季稳定期温度较低, 以 2003 年 2 月 6 日至 3

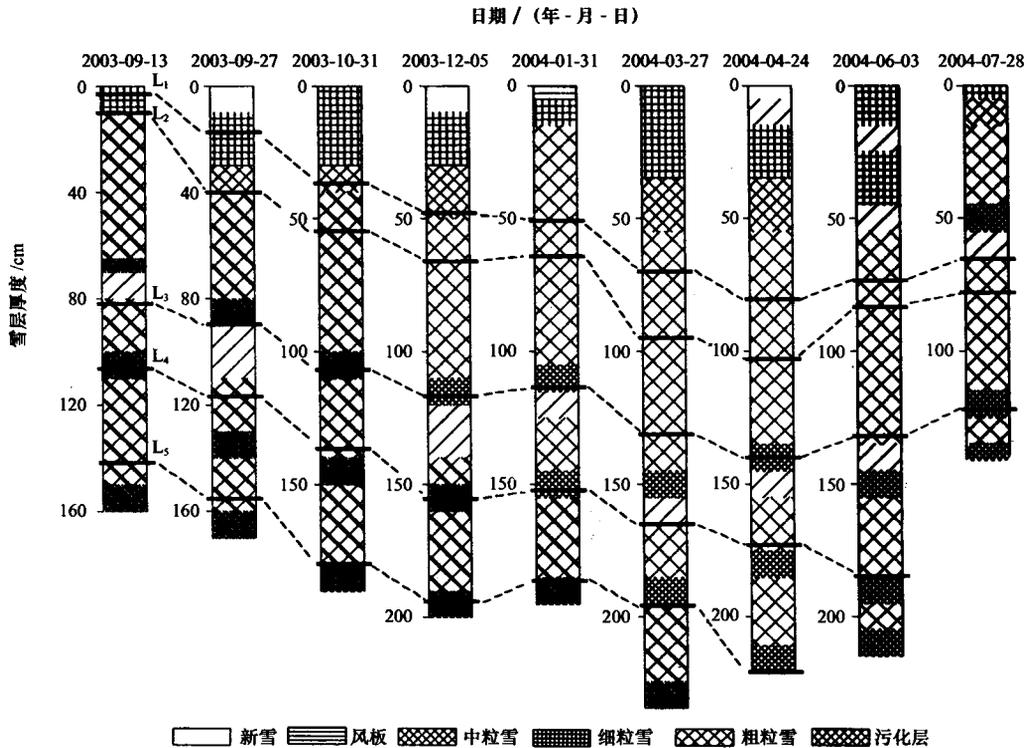


图 2 观测点雪坑剖面演变过程

Fig. 2 Evolution of stratigraphic profiles of the observed snow pit

表 2 冬季雪层温度变化

Table 2 Snow temperatures from 6 February to 6 March 2003

日期/(年-月-日)		2003-02-06	2003-02-13	2003-02-20	2003-02-27	2003-03-06
0 cm	最高/℃	-13.0	-12.5	-15.0	-10.4	-12.4
	最低/℃	-29.5	-28.5	-25.5	-13.8	-31.3
40 cm	最高/℃	-12.5	-11.0	-14.0	-14.1	-12.0
	最低/℃	-17.0	-16.5	-22.3	-15.4	-15.4

月 6 日这段时间为例(表 2), 在雪层 0 cm 及 40 cm 处气温, 最高温均低于 -10 °C, 因此粒雪化过程以冷型为主, 粒雪转化过程慢, 各层位下降速率慢。

春秋季波动期冷型变质作用与暖型变质作用相互交替, 粒雪转化时间及各层位下降速率介于二者之间。粒雪化类型的不同, 造成粒雪转化时间具有明显的季节差异。研究发现<sup>[26]</sup>, 夏季剧变时期新雪转化为细粒雪的时间大约为 1 周, 细粒雪到粗粒雪的时间为 2 个月, 冬季稳定期时从新雪到细粒雪的转化时间大致为 2 个月, 从细粒雪到粗粒雪大致为 3~4 个月。

### 3.2.2 粒雪组成的变化

图 3 给出了不同季节雪层各要素比例。从中看出, 夏季剧变期粗粒雪所占的比例最大(70%), 秋季波动期和冬季稳定期次之(65%, 60%), 春季波

动期最小(55%)。新雪的情况则与粗粒雪相反, 即春季波动期最大(9%), 夏季最少(3%)。其它要素(冰透镜体、冰片、深霜等)在夏季剧变期所占的比例最高(15%), 秋春季波动期次之(12%, 7%), 冬季最小(3%)。其中, 从春季波动期到夏季剧变期间, 由于温度快速升高, 雪层强烈消融, 所以各要素发生的变化最大。表 3 给出了 2003—2004 年雪层厚度从最厚减到最薄这一过程中各要素的变化情况。从中看出, 这两年雪层减薄幅度分别为 90 cm 和 132 cm, 其中新雪、细粒雪和中粒雪减少的程度最大(2003 年共减少了 75 cm, 2004 年为 83 cm), 而粗粒雪变化的程度相对较小(2003 年为 15 cm, 2004 年为 33 cm)。这一现象也表明, 夏季消融主要发生在雪层上部的新雪、细粒雪中, 而粗粒雪消融的比例较小。

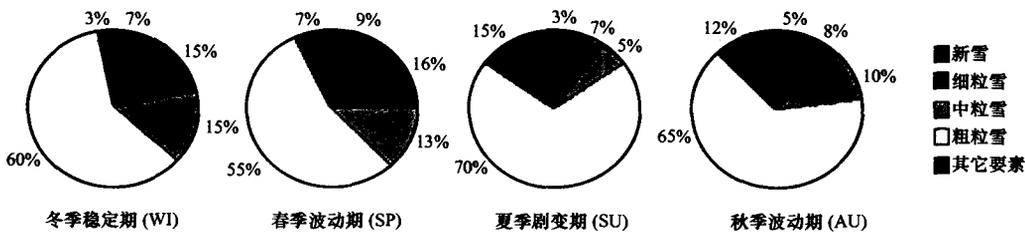


图3 不同时期雪层中各要素的比例

Fig. 3 The proportion of components in a snow profile in different stages

表3 雪坑剖面厚度与雪坑内各组成成分厚度 (cm)

Table 3 The depths of different compositions of a snow profile changing with time (cm)

日期/(年-月-日)	雪层厚度	新雪	细粒雪	中粒雪	粗粒雪	其它要素
2003-05-16	210	20	40	40	105	5
2003-06-26	120	0	5	20	90	5
2004-06-04	262	0	45	40	160	17
2004-08-05	130	2	0	0	127	1

### 3.3 冰片变化

冰片是由表层积雪融水垂直下渗到一定深度时受阻而沿水平方向缓慢流动遇冷冻结而形成的。在温度正常的年份，雪层中保存有不同时期形成的冰片。2002年是一个罕见的高温年，雪层消融十分强烈，因此上部的冰片几乎全部被消融掉。图4显示出2003年9月13日至2004年10月底这段时间内冰片的变化情况。从中看出，从冬季稳定期到秋季波动期的演变过程中，冰片的数量先增加又急剧减少，其形成和分布具有明显规律性。

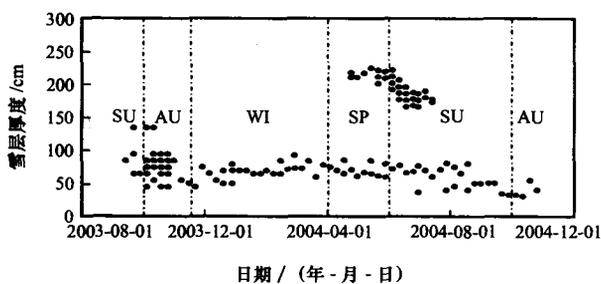


图4 2003—2004年观测雪坑内的冰片变化情况 (0 cm处为粒雪冰面)

Fig. 4 The locations of ice slices in the observed snowpit, from September 2003 to October 2004

冬季稳定期的冰片相对稳定，主要集中在雪层下部的粗粒雪中。春季波动期最显著特点是雪层上部出现了许多冰片，下部冰片的变化比较稳定。上部冰片的出现是由这段时间的气温特点决定的，从图5中看出，2004年春季气温的日较差大，且温度变化的范围在0℃上下，这样便造成雪层表面白天有部分融化，夜晚这些融水被冻结成冰，由此形成

冰片。下部冰片较稳定的原因主要是：1)春季雪层表面的温度不是很高，融水的影响程度仅限于表层，很难影响到下部的冰片；2)上部新形成的冰片，密度较高、硬度较大，在雪层中相当于一个特殊的“隔板”，在一定程度上阻碍了上部热量、水分及其它物质向下部传输，保护了下部的冰片。进入6、7月份，温度开始升高，形成于春季的冰片随着雪层的消融，部分被消融掉，余下的则向下迁移。与此同时，由于融水下渗程度的增加，不断遇冷冻结，所以在雪层上部形成了更多的渗浸冰片。进入8、9月份后，持续的高温造成雪层剧烈消融，存在于上部的冰片几乎全部被消融掉，下部冰片的位置也明显下移。夏季剧变期末保存下来的冰片到秋季波动期能否存在，主要取决于期间的温度状况，2004年这些冰片保存较好，2003年则被大量消融。所以每年保存下来的冰片数量是不确定的。因此，在此若利用冰片对雪层及冰芯进行定年，缺乏科学性。

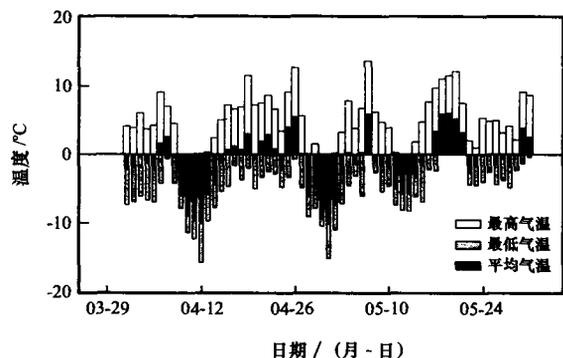


图5 2004年春季温度变化情况

Fig. 5 The temporal variation of temperature in spring 2004

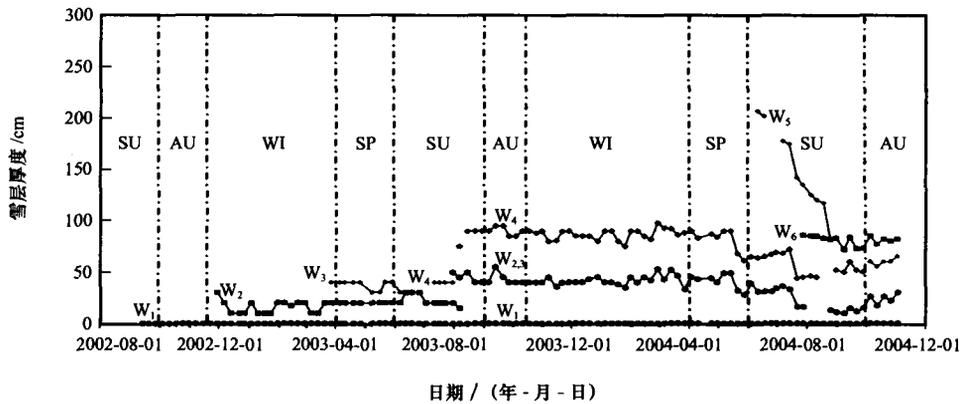


图 6 2002—2004 年污化层演变 (0 cm 处为粒雪冰面)

Fig. 6 Locations of dust layers, from September 2002 to November 2004

### 3.4 污化层变化

#### 3.4.1 污化层的形成

在许多山岳冰川中,污化层是颇为显著的标志,利用污化层进行年代确定是雪层乃至冰芯常用的定年方法之一.前人按污化层形成季节将其分为冬春季污化和夏季污化<sup>[27]</sup>.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,周围山体表面的风化碎屑物质迁移沉降于冰雪表面而形成,尤其是春季的沙尘天气将亚洲中部干旱-半干旱粉尘输送到冰川上来.夏季污化是融水搬运污化物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很弱,有时并不能用肉眼观测到,如果有也会在春末甚至夏初的时候在雪层中有显现.2003 年该污化层被观测到的时间为 4 月初,2004 年为 6 月初,明显受到融水的加强.夏季污化层的形成时间一般为 7、8 月份,污化程度重,颜色深.

#### 3.4.2 污化层变化的影响因素

图 6 给出了 2002 年 9 月至 2004 年 11 月的污化层变化情况.从中看出,污化层具有明显的季节变化特征.冬季稳定期污化层在位置和强度上相对稳定,春季波动期,随着气温的波动污化层也相应出现波动,夏季剧变期是一年中污化层变化最剧烈的时期,所有污化层急剧下移,既有新污化层形成,也有老污化层消失.秋季波动期污化层继续下移后又趋于稳定.

影响污化层变化的因素很复杂,涉及到气温、降水、大气环流、冰川运动、太阳辐射及雪层自身压力等,在不同时段内各影响因素所起的作用不同.冬季稳定期,整个雪层相对稳定,影响污化层

变化的因素主要是雪层自身的压力及冰川的运动.春季波动期,影响污化层的因素主要有:1)大气环流的强弱.它决定着污化层的物质来源;2)气温的高低.夏季剧变期时,气温是影响污化层变化的最主要因素.高温产生的大量融水,不仅造成了污化层的剧烈下移,同时也增加了下部污化层的强度.在气温极高的年份,甚至会造成多条污化层的叠加,2002 年该现象最为显著.秋季波动期,气温仍是影响污化层变化的主要因素.

#### 3.4.3 污化层的演变过程

2002 年是一个罕见的高温年,雪层大幅度消融,最薄时仅为 30~40 cm.雪层处于积累的最初阶段,这为研究污化层的演变提供了很好的机会.

如图 6 所示,2002 年 9 月中旬时,雪层中只有一个污化层  $W_1$ ,该污化层是雪层强烈消融的产物,可能是 2002 年或 2001 年的多个污化层经消融后叠加形成的.9 月份后,雪层仍有部分消融,物质经融水搬运后在 10 月底形成一个新的污化层  $W_2$ ,进入冬季稳定期后,整个雪层处于稳定的负温状态下, $W_1$  与  $W_2$  稳定.2003 年 4 月时,冬春季污化  $W_3$  在雪层中已明显的表现出来.6 月份后雪层开始大量消融,新形成的污化层  $W_3$  与下部污化层  $W_2$  叠加在一起,并呈逐渐下移,8 月中旬 2003 年的夏季污化层  $W_4$  也已形成.9 月中旬后,雪层中的污化层稳定在 3 条,即  $W_1$ 、 $W_{2,3}$ 、 $W_4$ .此时观测雪坑的位置稍作调整,返回到 2002 年 9 月 14 日时的最初位置,因此这 3 个污化层在雪层中的位置也相应的发生了变化.自 2003 年 10 月到 2004 年 4 月这段时间,这 3 个污化层十分稳定.2004 年冬春季污化因污化程度较弱,4、5 月份时在雪层中未被观测到,到 6 月中旬该污化层  $W_5$  才在雪层中显现,显然经

过了夏季剧变期融水作用的改造, 之后  $W_5$  与其它污化层一样在融水的作用下急剧下移, 8 月初夏季污化层  $W_6$  形成, 此后雪层急剧消融, 8 月底污化层  $W_5$  叠加到  $W_6$  之上. 10 月中旬后, 雪层中的污化层稳定在 4 个, 即  $W_1$ 、 $W_{2,3}$ 、 $W_4$ 、 $W_{5,6}$ .

#### 3.4.4 污化层定年的基础

理想状态下, 每年冬春季和夏季会有新污化层形成. 经过夏季的强烈消融后, 冬春季污化层一般会与下部的污化层相叠加, 所以每年最终保存下来的污化层只有一个, 即一个污化层代表一个年层. 这种情况下, 可以利用污化层对雪层乃至冰芯进行定年.

从现有的污化层资料看出, 2002 年雪层强烈消融, 污化层正常的演变规律明显被打乱, 夏末时雪层中只存在一个冰面污化  $W_1$ . 2003、2004 年污化层遵循正常的演变规律, 这两年最终保存下来的污化层分别为  $W_4$  与  $W_{5,6}$ . 结合 2002—2004 年的污化层资料, 可以对当前的雪层年限进行确定. 在 2004 年 11 月初时, 雪层中共有 4 个污化层 ( $W_1$ 、 $W_{2,3}$ 、 $W_4$ 、 $W_{5,6}$ ), 根据  $W_1$  的形成时间为 2002 年或 2001 年, 由此可以确定出雪层年限为 3~4 a. 另外, 通过竹板的方法<sup>[26]</sup>, 得到同期的雪层年限为 41~47 个月 (3.5~4 a), 这与利用污化层定年的结果基本吻合. 由此可以确定 1 号冰川积累区当前的雪层年限为 3~4 a.

从上面的分析中看出, 污化层的形成和演变受多种因素的影响, 其中气温的影响最大, 因夏季 (6~8 月) 是一年中雪层消融最强烈的时期, 故夏季平均气温在一定程度上能反映雪层消融的程度. 从大西沟气象站 1959 年以来的气温资料看, 2002 年的夏季平均气温 (5.8 °C) 为近 45 a 来的最高值, 2003 年与 2004 年的夏季平均气温 (分别为 4.4 °C 和 5.0 °C) 属于正常波动范围. 所以在气温极高的年份 (如 2002 年), 污化层的数量和分布会受到强烈的干扰.

因此利用污化层对雪层及冰芯定年的方法具有一定的误差. 若能解决气温-污化层变化模式, 将会使该方法更具有科学性, 这一模式的解决有待于进一步的观测研究.

## 4 成冰量的讨论

夏季剧变期是 1 号冰川成冰的主要时期. 成冰量的大小主要取决于两个因素, 一是融水的渗浸程度, 二是雪层的温度状况. 由于这两个因素存在年

际变化, 所以成冰量也具有年际变化. 下渗到雪层中的融水, 大部分参与了对粒雪的改造, 并冻结成冰, 少部分沿冰面流失.

本项研究中, 通过观测雪层下部粗粒雪的变化情况讨论夏季剧变期的成冰量问题. 以 2004 年为例. 选取污化层  $W_3$  作为参照面. 从雪层剖面的柱状图中看出 (图 6), 2004 年 6 月 4 日时,  $W_3$  下部的粗粒雪厚度为 27.0 cm, 6 月 25 日、7 月 28 日、8 月 31 日分别为 24.0 cm、16.0 cm、12.0 cm. 进入到 9 月份后  $W_3$  下部的粗粒雪厚度稳定在 7.0 cm 左右, 即整个夏季剧变期  $W_3$  下部的粗粒雪共减少了 20.0 cm, 减少的这部分粗粒雪很可能绝大部分转变成粒雪冰. 由于成冰量是一个诸多要素综合作用的结果, 涉及到温度、冰川冷储及融水对粒雪的改造等因素. 更准确的结果有待于进一步研究.

夏季剧变期形成后的粒雪冰经过一系列的动力变质作用, 最后会转变成冰川冰, 据王晓军等<sup>[11]</sup> 研究, 此过程大约需要 40~50 a 的时间.

## 5 结论

基于 28 个月的连续观测资料, 1 号冰川积累区 (海拔 4 130 m) 处的表面雪层演化成冰过程进行了专题研究, 得出以下结论:

(1) 雪层厚度的变化总体上受气温和降水的共同作用, 即厚度与气温呈反相关, 与降水呈正相关. 雪层最大厚度一般出现在 5 月底 6 月初, 最小厚度一般出现在 7、8 月.

(2) 冰片是融水渗浸冻结的产物. 春季波动期, 雪层上部最容易形成冰片, 到了夏季剧变期初, 冰片在雪层大量形成. 到夏季剧变期末时上部的冰片大多被融化掉, 保存在下部的冰片相对稳定, 这种状态一直持续到冬季.

(3) 粒雪组成反映了粒雪化过程进行的情况, 粗粒雪在夏季剧变期所占的比例最大, 冬季稳定期次之, 春季波动期最小. 新雪的情况则与粗粒雪相反, 即春季波动期最大, 夏季最少. 其它要素 (冰透镜体、冰片、深霜等) 在夏季剧变期所占的比例最高, 秋春季波动期次之, 冬季最小. 夏季雪层消融十分强烈, 消融主要发生在雪层上部的新雪、细粒雪中, 而粗粒雪消融的比例较小.

(4) 污化层是雪层中颇为显著的标志层位, 受气温的影响最显著. 在一般年份, 一年中最终只有一个污化层形成. 在温度异常高的年份, 污化层在雪层中的演变规律将会被打乱.

致谢:本研究是天山冰川观测试验站开展的雪冰现代过程研究项目的一部分,是在全体观测和研究集体努力下完成的。谨此对参加本项研究的每一个观测人员以及项目组人员焦克勤、杨惠安、韩添丁、李向应、张明军等表示衷心感谢。

### 参考文献(References):

- [1] Oerlemans J, Anderson B, Hubbard A, *et al.* Modeling the response of glaciers to climate warming [J]. *Climate Dynamics*, 1998, 4: 267-274.
- [2] Meier M F. Contribution of small glaciers to global sea level [J]. *Science*, 1984, 226: 1 418-1 421.
- [3] Shi Yafeng, Shen Yongping, Hu Ruij. 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, 胡汝驷. 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.]
- [4] 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.]
- [5] 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 Ürümqi River headwater, Tianshan, China [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号冰川二十八年来变化看天山地区近期气候变化趋势[J]. *科学通报*, 1988, (9): 693-696.]
- [6] Li Zhongqin. A glacier melt water pool was discovered at summit of the east branch of the Glacier No. 1 at Ürümqi River head, Tianshan Mts., Xinjiang [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2005, 27(1): 150-152. [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): 150-152.]
- [7] Qing Dahe. Densification process of snow firn in the surface layer of the Antarctic ice sheet [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1987, 9(3): 193-204. [秦大河. 南极冰盖表面层内雪的密度化过程[J]. *冰川冻土*, 1987, 9(3): 193-204.]
- [8] 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.]
- [9] Shi Yafeng, Huang Maohuan, Ren Binghui. An Introduction to the Glaciers 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.]
- [10] Huang Maohuan, Shi Yafeng. Progress in the study on basic features of glaciers in China in the last thirty years [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1988, 10(3): 228-237. [黄茂桓, 施雅风. 三十年来我国冰川基本性质研究的进展[J]. *冰川冻土*, 1988, 10(3): 228-237.]
- [11] Yao Tandong, Pu Jianchen, Wang Ninglian, *et al.* A new type of ice formation zone found in the Himalayas [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1998, 43(1): 94-97. [姚檀栋, 薄健辰, 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, 43(1): 94-97.]
- [12] Xu Baiqing, Yao Tandong. A study on the air-bubble formation process at altitude of 7100 m a. s. l. in the Dasuopu Glacier [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2002, 24(2): 120-124. [徐伯青, 姚檀栋, 1999. 达索普冰川海拔7100 m 处气态封闭过程研究[J]. *冰川冻土*, 2002, 24(2): 120-124.]
- [13] Xie Zichu. Snow and ice formation process in northern Xixabangma Peak [C]//Investigation Reports in Xixabangma Area. Beijing: Science Press, 1982: 45-59. [谢自楚. 1982 希夏邦马峰北坡的积雪和成冰作用[C]//希夏邦马峰地区科学考察报告. 北京: 科学出版社, 1982: 45-59.]
- [14] Xie Zichu, Wang Zongtai. Ice formation process in northern Everest area [C]//Investigation Reports in Everest Area, 1966-1968. Beijing: Science Press, 1975: 8-13. [谢自楚, 王宗太. 1975. 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, 1966-1968. 北京: 科学出版社, 1975: 8-13.]
- [15] Xie Zichu, Wu Guanghe. Ice formation process in glacier of Qilian Mountains [C]//Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, CAS, No. 5. Beijing: Science Press, 1984: 27-40. [谢自楚, 伍光和. 祁连山冰川的成冰作用[C]//中国科学院兰州冰川冻土所集刊, 5. 北京: 科学出版社, 1984: 27-40.]
- [16] Xie Zichu, Huang Maohuan. A evolution of the snow-firn layer and ice formation in the Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River, Tianshan Mountains [C]//A Studies of Glaciology and Hydrology in the Ürümqi River, Tianshan Mountains. 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]//天山乌鲁木齐河源冰川与水文研究. 北京: 科学出版社, 1965: 1-14.]
- [17] Wang Xiaojun, Zhang Jinhua. Observations on the stratification of snow and accumulation in the accumulation area of Glacier No. 1 at the head of Ürümqi River [J]. *Annual Report on the Work at Tianshan Glaciological Station, 1980-1981*, 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的观测[J]. *天山冰川观测实验站年报*, 1980-1981, 1: 11-21.]
- [18] Wang Xiaojun, Wang Zhongxiang, Wang Chunzu. Stratigraphic and structural analysis on an ice core to the bedrock in the accumulation area of Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1996, 18(4): 337-346. [王晓军, 王仲祥, 王纯足. 乌鲁木齐1号冰川的积消特征及成冰过程[J]. *冰川冻土*, 1996, 18(4): 337-346.]
- [19] 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.]
- [20] Jiao Keqin, Jing Zhefan, Han Tianding, *et al.* Variation of the Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River in

- the Tianshan Mountains during the past 42 years and its trend prediction [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, **26**(3): 253-259. [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[J]. *冰川冻土*, 2004, **26**(3): 253-259.]
- [21] Yang Daqing, Jiang Tong, Zhang Yinsheng, *et al.* Analysis and correction of errors in precipitation measurement at the heat of the Ürümqi River, Tianshan [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1988, **10**(4): 384-399. [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修正[J]. *冰川冻土*, 1988, **10**(4): 384-399.]
- [22] Wang Dehui, Zhang Paiyuan. On the valley climate of Ürümqi River in the Tianshan Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1985, **7**(3): 239-248. [王德辉, 张怀远. 天山乌鲁木齐河谷气候特征[J]. *冰川冻土*, 1985, **7**(3): 239-248.]
- [23] Kalesnik C V. An Introduction to Glaciology[M]. Lanzhou: Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, CAS, 1982. [C B 卡列斯尼克. 冰川学概论[M]. 兰州: 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1982.]
- [24] Kalesnik C V. General Glaciology[M]. Lanzhou: Glaciology and Dermafrost Division of Geographical Institute of CAS, 1965. [C B 卡列斯尼克. 普通冰川学[M]. 兰州: 中国科学院地理研究所冰川冻土研究室, 1965.]
- [25] Paterson W S B. The Physics of Glaciers [M]. New York: Perman, 1981.
- [26] You Xiaoni, Li Zhongqin, Wang Feiteng. Study on time Scale of snow-ice transformation through snow layer tracing method—take the Glacier No. 1 at the headwaters 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.]
- [27] Wang Xiaojun, Han Jiankang, Xie Zichu, *et al.* Stratigraphic and structural analysis on an ice core to the bedrock in the accumulation area of Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1996, **18**(4): 337-346. [王晓军, 韩健康, 谢自楚, 等. 1996. 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区透底冰芯底层及冰结构分析[J]. *冰川冻土*, 1996, **18**(4): 337-346.]

## Observation and Study of the Snow to Ice Transformation in the Accumulation Zone of Glacier No. 1 at the Headwaters of Ürümqi River

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

(Tianshan Glaciological Station, Key Laboratory of Ice Core and Cold Regions Environment, CAREERI, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China)

**Abstract:** Physical process of snow to ice transformation is one of important research objects in Glaciology. However, most previous studies on the Glacier No. 1 focused mainly on properties of snow profiles, rather than the process, because of lack of long-term field observation. The currently launched PGPI (the Program for Glacier Process Investigation) provides a unique opportunity to observe this evolution process and to trace every change in snow-firn pack at PGPI observation and experimental site on the Glacier No. 1, which in turn made a great contribute to PGPI.

During PGPI field campaigns from 2002 through to 2004, about 110 snow/firn stratigraphy profiles (in weekly interval) were obtained at PGPI site (4 130 m a. s. l., in the percolation zone), on

which various physical measurements and observations have been made simultaneously, as a result, the evolution process can be analyzed in detail. Particular effort was contributed to those visible layers on snow-firn stratigraphy, such as different sized firn, dust layers, ice slices, etc., by tracing their evolution processes. The results have revealed enormous details of these processes over the two-year period. It is found that percolation of meltwater has a definitive impact on the transformation process. Ice formation process in a year can be divided into four periods depending on features of the process: winter steady period, spring fluctuation periods, summer intense period and autumn fluctuation period. Different periods have been discussed respectively in this paper.

**Key words:** Glacier No. 1; transformation process; snow to ice