

文章编号: 1001-4675(2011)06-0950-07

乌鲁木齐河源1号冰川雪坑 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面特征 与气候的关系*

李亚举¹, 张明军^{1,2}, 李忠勤^{2,1}, 王圣杰¹, 王飞腾²

(1. 西北师范大学地理与环境科学学院, 甘肃 兰州 730070;

2. 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/天山冰川观测试验站, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 2004年10月至2005年9月,在天山乌鲁木齐河源1号冰川积累区采集了16组雪坑样品。利用雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$ 资料,分析干季和湿季冰川雪坑 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面特征与气候的关系。结果表明: $\delta^{18}\text{O}$ 变化主要集中在雪坑上部,在距底部附加冰130 cm以下变化不大,且维持在较高值。其中,干季雪层剖面上部基本反映了积累期温度的变化,湿季不同雪层之间的同位素差异变小,峰值削弱,反映了同位素分馏在干湿季的不同作用,体现了同位素后沉积作用的富集与均质化效应的季节差异。

关键词: 冰川雪坑; 氧同位素; 干季; 湿季; 气候; 1号冰川; 乌鲁木齐河

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A

近几十年来,从冰芯中提取的包括温度⁽¹⁾、降水⁽²⁾、水汽来源⁽³⁾、大气气溶胶⁽⁴⁾、人类污染⁽⁵⁾等环境信息,为更加深入地理解古气候变化提供了广阔的领域,也为衡量气候变化提供了一个重要基准。迄今为止大多数的研究主要集中在极地冰芯⁽⁶⁻⁷⁾,因为这些地区的平均温度低于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$,使主要的同位素信息得以保存下来。在安第斯山脉⁽⁸⁾、阿尔泰山脉⁽⁹⁾、喜马拉雅山脉⁽¹⁰⁾和加拿大育空地区⁽¹¹⁾等高海拔山岳冰川地区的冰芯记录中,也发现包含有重要的气象信息,但相对于极地地区,其信息并不丰富,因为季节性消融和由此产生的融水浸渗,使雪冰中的信息有了显著改变⁽¹²⁾。特别是在夏季消融十分明显的地区,夏季的融水不仅引起表层雪的缺失,而且改变了积雪的致密化率,更重要的是那些融水在下渗和重新冻结的过程中,有可能扰乱雪坑中同位素剖面,给以 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节变化为主要手段的冰芯断代工作带来困难,导致大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温之间的正相关关系难以确定,增加了冰芯解译的不确定性。因此,研究山岳冰川地区雪坑中氢氧同位素分馏和雪层均质化过程对古气候的重建有重要作

用,目前已在瑞典⁽¹³⁾、挪威⁽¹⁴⁾、加拿大⁽¹⁵⁾等地区展开。2002年,中国科学院天山冰川观测试验站在乌鲁木齐河源1号冰川开展了系统雪冰过程研究项目(Program for Glacier Processes Investigation,简称PG-PI),为全面系统地研究山岳冰川雪冰的物理、化学特征提供了良好的平台。本文通过对采集的雪坑样品中 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析,讨论该区雪冰过程中 $\delta^{18}\text{O}$ 与气候的关系,分析干、湿季同位素分馏特点与均质化效应对雪坑剖面的影响,为进一步研究冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 记录提供依据。

1 研究区概况

乌鲁木齐河位于中国东天山中段的喀拉乌成山北坡,区内发育了众多现代冰川,以1号冰川的规模最大。1号冰川位于 $43^{\circ}06'\text{N}$, $86^{\circ}49'\text{E}$,海拔 $3\ 800\sim 4\ 300\text{ m}$,雪线高度为 $4\ 055\text{ m}$,年降水量 $400\sim 600\text{ mm}$ 。为冰斗-山谷型冰川,由东(1.12 km^2)、西(0.61 km^2)两支组成,总面积 1.73 km^2 ⁽¹⁶⁾。冰体温度很低,为 $-7.3\text{ }^{\circ}\text{C}$,运动缓慢,流

* 收稿日期: 2010-11-16; 修订日期: 2011-02-25

基金项目: 国家自然科学基金项目(41161012,40701035,40631001,40571033,40701034); 教育部新世纪优秀人才支持计划项目(NCET-10-0019); 陇原青年创新人才扶持计划项目; 国家重点基础研究发展规划(973)项目(2010CB951003,2007CB411501); 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-127); 冰冻圈科学国家重点实验室自主研究项目资助; 西北师范大学知识与科技创新工程创新团队项目(NWNU-KJCXGC-03-66)和科研骨干培育项目(NWNU-KJCXGC-03-78)

作者简介: 李亚举(1988-),男,河南平顶山人,硕士研究生,主要从事环境地球化学研究。E-mail: liyaju100@126.com

通讯作者: 张明军。E-mail: mjzhang2004@163.com

速只有 5 ~ 10 m/a, 属于内陆半干旱气候控制的亚大陆型冰川区⁽¹⁷⁾。乌鲁木齐河源区年平均气温 $-5.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, 负温月长达 7 ~ 8 个月, 最冷月(1 月)平

均气温 $-15.6\text{ }^{\circ}\text{C}$, 最热月(7 月)为 $4.9\text{ }^{\circ}\text{C}$, 年平均降水量 441.1 mm。每年 5 ~ 9 月的降水量约占年降水量的 90%⁽¹⁸⁾。

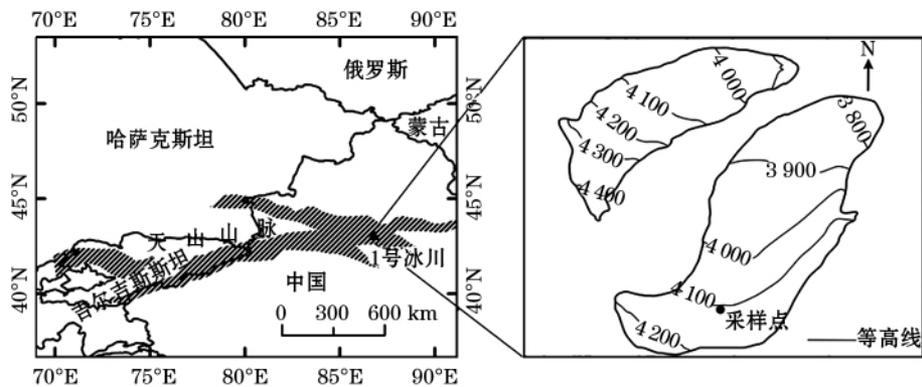


图 1 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川地理位置示意图

Fig. 1 Geographical location of the sampling region

2 样品的采集和分析

样品采集点位于天山乌鲁木齐河源 1 号冰川东支积累区海拔 4 130 m 处的 PGPI 观测场, 该位置在冰川渗浸冻结带内, 坡度大约为 6° , 坡向朝北, 属于日照时间最短的区域, 采样期间的年平均气温 $-9.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 降水量 700 mm 水当量, 是良好的雪冰过程研究位置⁽¹⁹⁻²¹⁾。

自 2002 年起连续在该位置取样至今, 取样频率为 1 次/周, 取样时表层雪样品取自雪坑顶部表层 3 ~ 5 cm 粒雪坑样品在取完表层雪样品后, 沿雪坑剖面继续向下以每 10 cm 间距连续取样直至粒雪冰面。样品在采集和运输过程中严格按操作规范, 包括使用聚乙烯手套和面具等以避免污染。采样后雪坑被重新填埋, 直至下次采样时在上次采样位置重新挖开并向前挖进 20 ~ 30 cm, 在与上次相同的层位上取样。雪冰样品在冷冻状态下装入聚乙烯塑料瓶中, 装完样品后立即封闭以避免蒸发和扩散。

样品保持在冷冻状态下被运送到中国科学院寒区旱区环境与工程研究所后立即存放于 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的低温室保存, 分析前两天将样品取出, 并在室温下自然融化。用于本研究的样品取自 2004 年 10 月至 2005 年 9 月, 共 16 组样品, 平均每月选取一个表层雪样品, 并适当增加夏季雪坑样品数, 在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈与环境联合重点实验室 Mat-252 和 Delta Plus 稳定同位素气体质谱仪上测得氧同位素含量, 分析结果以相对于标准平

均大洋水(Standard Mean Ocean Water, 记作 SMOW)的千分差来表示:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O})_{\text{样品}}}{(\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 1000$$

其检测误差为 $\pm 0.2\text{ }^{\circ}\text{‰}$ 。

3 结果与分析

在乌鲁木齐河源地区, 降水多集中在 5 ~ 9 月, 其他月份降水很少。另外, 本区域 6 ~ 9 月平均温度都在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上, 雪冰中化学离子主要在此期间淋融, 降水最多的时候也是淋融最强的时期⁽¹⁸⁾。图 2 为本次研究期间气温和降水情况, 基本符合前人观测的多年平均状况, 因此我们在研究 1 号冰川雪冰中 $\delta^{18}\text{O}$ 时, 将研究时段分为干季(10 ~ 3 月)和湿季(4 ~ 9 月)。

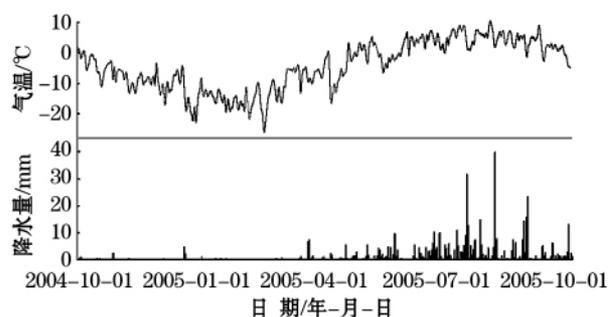


图 2 2004 年 10 月至 2005 年 10 月气温与降水量变化

Fig. 2 Daily variation of temperature and precipitation during the period from October 2004 to October 2005

降水中稳定同位素的空间变化不仅受控于一些地理要素(如纬度、海拔、海陆位置等)和气象要素(如温度、相对湿度、降水量等),也和水汽源地以及水汽输送过程有关。这些因素通常导致降水中同位素的季节性变化,在内陆地区表现为最大值出现在夏季,最小值出现在冬季。由于降雪在后沉积过程

中经历一系列的变质,因此雪坑中的稳定同位素成分也经历一系列的变化。

3.1 剖面特征与气候关系

由于 PGPI 雪坑剖面的层位特点具有较好的连续性⁽²²⁾,故选取 2004 年 10 月 4 日至 2005 年 9 月 13 日雪坑 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化过程中 5 个代表性剖面(图 3)。

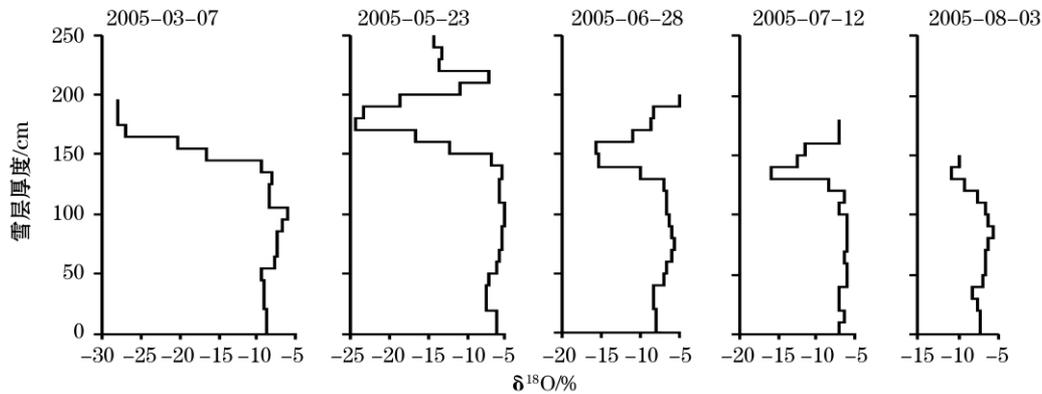


图 3 采样期间雪坑 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面特征

Fig. 3 Profile features of $\delta^{18}\text{O}$ in snow-firm pits

大西沟气象站资料表明:2004 年夏季气温比多年平均气温高,特别是 2004 年 7 月的平均气温为 $6.3\text{ }^{\circ}\text{C}$,夏季的融水彻底改变了整个雪坑中氧稳定同位素的分布特征⁽²³⁾。因此,从 8 月底开始,雪坑中上部记录了消融末期和整个积累期氧同位素的沉积过程。从图 3 可以得出以下几个剖面特征:

(1) 雪坑剖面中、下部的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化不大,总体特征基本保持不变,变化主要集中在雪层上部。尤其是表层雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度很大,其最大值 -5.2‰ 出现在 6 月 28 日,最小值 -27.9‰ 出现在 3 月 7 日,变幅高达 22.7‰ 。这主要是因为表层雪与气温关系密切。从时间序列看,表层雪以下同位素在干季不断富集,而在湿季由于降水的增多表层雪消融,使得靠近表层的雪同位素浓度升高,在这一层之下的峰值为干季较低的值。但无论是干季还是湿季,在距底部附加冰 130 cm 以下, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化不大,且维持在较高水平。整个干季 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值为 -10.02‰ ,湿季为 -8.16‰ 。

(2) 干季和湿季沉积特点不同。在干季(积累期)表层雪 $\delta^{18}\text{O}$ 浓度较低,随着月平均温度的降低而不断减小,且沉积过程中同位素值变化很小。在 1 月份,即温度最低月时,表层雪 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -25.74‰ 。随后气温不断升高, $\delta^{18}\text{O}$ 值随之升高。

尤其是从 3 月 28 日开始,表层雪氧同位素值增加强烈,达到 -20.05‰ 。在沉积过程中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化不大,如 2005 年 3 月 28 日顶部形成的 $\delta^{18}\text{O}$ 峰值随着积雪的积累,在消融初期被保留在雪坑的中上部,变化幅度为 -1.5‰ 。在理想状态下雪坑剖面上部在整个积累期应该随气温的变化呈现“<”型,从整体上看,干季雪层剖面上部基本反映了积累期温度的变化。

从 5 月底开始(湿季)平均气温已经达到 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,降水量显著增加。雪坑上部消融强烈,雪坑深度急剧锐减(最薄时仅为 139 cm)。比较 2005 年 5 月 23 日和 2005 年 7 月 12 日雪坑,伴随着融化和融水下渗,雪深下降了 70 cm。5 月 23 日最大值和最小值分别为 -5.03‰ 和 -24.27‰ ,而 7 月 12 日为 -6.05‰ 和 -15.85‰ ,雪坑中同位素值逐渐均质。 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化减小,也可以从雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值看出,即从 -10.04‰ 到 -9.00‰ 。但是分别计算 5 月 23 日和 7 月 12 日每 10 cm $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化率,表明雪坑的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的垂直变化并没有随着融水渗透和均质作用而完全消失。

(3) 湿季对雪坑剖面演化影响很大。湿季期间,受到降水、蒸发、消融的共同影响,雪坑中的融水主要在上部 5 ~ 10 cm 层产生⁽²⁴⁾,表面的消融和蒸

发使整个雪坑上层 $\delta^{18}\text{O}$ 值波动大。湿季初期雪坑厚度达到本系列雪坑最大值, 由于积雪密度较小, 易受到降水淋融和压实作用, 导致积累期上层雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 值几乎没有多大变化地进入雪坑较下部。7~8 月较下层 $\delta^{18}\text{O}$ 值受渗透水中较高的同位素值和较上雪层的压实, 变化减小。当雪坑变均质时, 下层雪 $\delta^{18}\text{O}$ 值则更多地受到上层融水下渗的影响。另一方面, 整个积累期保存在雪坑中的峰值, 受降雨和表层融水等因素的影响, 导致不同雪层之间的同位素差异变小, 使得峰值削弱, 进入 8 月部分峰值已经很难辨别。

3.2 同位素后沉积作用的富集与均质化效应

雪坑中当粒雪和融水共存时, 大量的物质交换通过细粒雪转化为粗粒雪和冰片(粒雪质地的变化与冰片的形成)而发生⁽²⁵⁾。已有实验证明⁽²⁶⁾, 在相变发生的同时同位素分馏也在进行, 它使固相中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加。计算每个雪坑中的 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值(图 4)。雪坑中氧同位素平均值从 2004 年 10 月 5 日到 2005 年 3 月 28 日呈下降趋势, 这个趋势反映了这一时期降水中较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 在雪坑中不断沉积的过程。2005 年 5 月 23 日之后(湿季), 雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值从 -9.64% 上升到 -6.64% , 也基本反映了 $\delta^{18}\text{O}$ 的温度效应。而在 2005 年 2 月 7 日出现的极值点, 分析当日雪坑剖面发现其最上层为风板, 可以认为是一方面风吹雪使得上层的极低值新雪层缺失, 另一方面表层的风化和升华作用使雪层上部 $\delta^{18}\text{O}$ 值富集, 两方面共同作用使本时期雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$ 值异常升高。总体上看, 湿季雪坑的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值大于干季雪坑 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 也从另一方面说明雪坑在垂直方向上存在同位素富集作用(如积雪蒸发、升华、消融等), 使雪坑 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高。

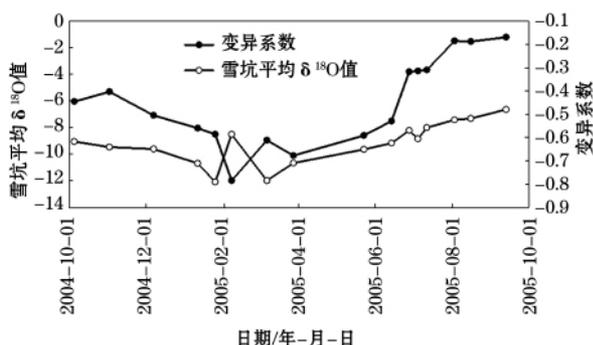


图 4 雪坑平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值与变异系数随时间变化状况

Fig. 4 Variation of mean $\delta^{18}\text{O}$ in snow-firn pits and variation coefficient with the time

为了定量研究雪坑中的均质化作用, 我们引入变异系数, 即标准差与平均数的比值, 它反映了单位均值上的离散程度。计算雪坑中各层间 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变异程度(图 4), 从图 4 可以看出其结果和 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值的变化趋势相似。除去 2 月 7 日的特殊值点, 干季变异系数越来越大, 呈下降趋势, 说明干季雪坑很好的保留了不同时期的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化信息; 湿季表现为明显的上升趋势, 变异系数逐渐接近 0。特别是从 2005 年 6 月 14 日到 6 月 28 日之间变异系数从 $-0.53 \sim -0.32$, 而且这段时间降水量为 48 mm, 平均温度高达 $4.4\text{ }^{\circ}\text{C}$, 均质化作用明显。这表明均质化作用是由上层雪的融化和降雨下渗到雪坑内部引起的。此后变异系数保持在 -0.2 左右。从时间序列看, 3 月下旬变异系数为 -0.68 , 到 9 月中旬仅为 -0.17 , 变异系数相差 0.51。也就是说, 淋融期使整个积累期 $\delta^{18}\text{O}$ 信息损失很大。

对比干、湿季积雪 $\delta^{18}\text{O}$ 资料, 在干季 $\delta^{18}\text{O}$ 值变异系数并没有显著的变化, 处于逐渐积累温度信息时期; 湿季积雪受到消融、蒸发、降雨、凝华等因素的影响, 使积雪中稳定同位素含量明显升高, 而且雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直变化梯度显著小于冬季, 在一定程度上破坏了雪坑剖面特征。

4 讨论

某一特定降水中的氧同位素值取决于其所涉及的降水气团的冷凝温度, 但在雪降落过程中也有少量雪中同位素与大气水汽发生交换。因此, 在缺乏高空温度数据的情况下, 仅仅利用地面气象观测站的温度信息与同位素只能得到一个较为粗略的对应关系。

积雪中同位素值的变化主要与雪的升华作用⁽²⁷⁾、融水与粒雪之间、表层雪与大气水汽之间产生分馏作用有关⁽²⁸⁾。在湿季淋融期到来之前, 1 号冰川雪坑中同位素主要受两方面的影响: ① 积雪中的空隙间分子扩散, 这虽然对雪冰中同位素平均值改变很小, 但使得垂直雪层中同位素值逐渐平滑。② 雪-气间的物质交换以及表层雪部分融化和再冻结过程, 使雪层上部同位素值发生改变。事实上这两个方面只是粒雪-空隙间水汽-底层大气间同位素交换的其中一个部分⁽²⁹⁾。这些过程都能使积

雪剖面 $\delta^{18}\text{O}$ 值改变,但从干季表层雪剖面图看,上述影响不太显著。这可能是由于干季气温很低降水较少,偶尔突发性的升温 and 消融不能显著改变雪坑中同位素的剖面特征。事实上,雪坑在积累期主要经历了粒雪的转化过程,由于积累期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,从而造成了同位素演化过程缓慢,但却很好地保存了积累期当地降水和温度的信息。直至湿季初期(5~6月)气温升高,表层雪开始融化,同位素的分馏主要发生在表层雪融水和粒雪之间,这一过程导致融水中的同位素值减小,相对的雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加⁽³⁰⁾。有研究结果显示,固态物质中的稳定同位素成分因消融增加约 20‰(对于 δD) 和 3‰(对于 $\delta^{18}\text{O}$)⁽³¹⁾。由于雪层融化开始于雪层表面,融水使得近表层雪冰中同位素富集,并随着融水不断向下浸渗,剖面中同位素逐渐均质,但是在湿季的前期较下层的同位素信息还能保存下来,这主要与雪坑的再冷凝作用有关⁽³²⁾。根据大西沟气象站的气温数据,在湿季初期气温在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右波动,可以推断,雪坑融水在下渗过程中由于雪坑的温度在冰点以下而发生再冷凝,形成冰片层,这些冰片层能够阻止雪坑中融水的进一步下渗,使雪坑剖面免于被融水迅速的均质化,从而保存了部分的同位素信息。也正是由于雪冰的重冻结,使得干季的同位素信息在湿季的中前期,雪逐渐融化的状态下仍能够保存较长时间。但是随着气温的逐渐升高,残余的积雪中温度也接近融点,表现为由表层向下, $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐富集并均质化。

在乌鲁木齐河源地区,干季 $\delta^{18}\text{O}$ 值与当地气温变化有很强的相关性,积雪中同位素信息受后沉积作用影响很小。相反地,从6月下旬开始雪坑中同位素的变异系数迅速升高,变异系数从 -0.53 增长到 -0.32 (图4),清楚地表明了均质化作用逐步地影响着同位素信息。进入7~8月此过程更为强烈,变异系数在之后数月保持在 -0.2 左右。

5 结论

对2004年10月至2005年9月为期1年的天山乌鲁木齐河源1号冰川积累区连续雪坑样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面特征研究表明:干、湿季稳定同位素剖面特征明显。雪坑中、下部总体特征基本保持不变,变

化主要集中在雪坑上部。其中,干季期间雪层剖面上部基本反映了积累期温度的变化,湿季期间雪坑中同位素值逐渐均质, $\delta^{18}\text{O}$ 值的垂直变化减小,峰值削弱。出现上述情况的原因是,稳定同位素分馏存在季节差异。在干季同位素主要受表层雪部分融化和再冻结过程,粒雪转化过程以及与大气水汽的交换过程影响,但作用非常弱,保留了干季 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化过程;湿季雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布的变化由于融水渗浸等富集和均质化作用强烈,逐渐平滑干季保留在雪坑中的特征值,表现为由表层向下,逐渐均质化的过程。总之,乌鲁木齐河源1号冰川积累区干季雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$ 大体反映了当地温度状况,而湿季的分馏和均质化作用使得同位素信息受到严重影响。由于湿季同位素分馏过程复杂以及观测间隔较长,目前对1号冰川 $\delta^{18}\text{O}$ 的分馏过程还需进一步完善,随着观测时间的增加,分馏和均质化过程将定量化。

致谢: 本文是中国科学院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人员集体努力下完成的。谨此对参加本项研究的每一个观测人员以及项目组人员表示衷心感谢。

参考文献(References):

- (1) Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation (J). *Tellus*, 1964, 16(4): 436-468.
- (2) Shiraiwa T, Kohshima S, Uemura R, et al. High net accumulation rates at Campo de Hielo Patagonico Sur, South America, revealed by analysis of a 45.97 m long ice core (J). *Annals of Glaciology*, 2002, 35(1): 84-90.
- (3) Araguas-Araguas L, Froehlich K, Rozanski K. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture (J). *Hydrological Sciences*, 2000, 14(8): 1341-1355.
- (4) Bertler, Mayewski P A, Sneed S B, et al. Solar forcing recorded by aerosol concentrations in coastal Antarctica glacier ice, McMurdo Dry Valleys (J). *Annals of Glaciology*, 2005, 41(1): 52-56.
- (5) Gabrielle P, Cozzi G, Torcini S, et al. Trace elements in winter snow of the Dolomites (Italy): A statistical study of natural and anthropogenic contributions (J). *Chemosphere*, 2008, 72(10): 1504-1509.
- (6) Jouzel J, Lorius C, Petit J R, et al. Vostok ice core: A continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160 000 years) (J). *Nature*, 1987, 329: 403-408.
- (7) Kreutz K J, Coauthors. Seasonal variations of glaciochemical, isotopic and stratigraphic properties in Siple Dome (Antarctica) surface snow (J). *Annals of Glaciology*, 1999, 29(1): 38-44.

- (8) Ginot P, Schwikowski M, Schotterer U, et al. Potential for climate variability reconstruction from Andean glaciochemical records (J). *Annals of Glaciology* 2002, 35(1): 443–450.
- (9) Aizen V B, Aizen E M, Fujita K, et al. Stable-isotope time series and precipitation origin from firn-core and snow samples, Altai glaciers, Siberia (J). *Journal of Glaciology* 2005, 51(175): 637–654.
- (10) Kaspari S, Hooke R, Mayewski P, et al. Snow accumulation rate on Qomolangma (Mount Everest), Himalaya: Synchronicity with sites across the Tibetan Plateau on 50–100 year timescales (J). *Journal of Glaciology* 2008, 54(185): 343–352.
- (11) Hashimoto S, Zhou S, Nakawo M, et al. Isotope studies of inner snow layers in a temperate region (J). *Hydrological Sciences*, 2002, 16(11): 2 209–2 220.
- (12) Arnason B. Ice and snow hydrology (C) // Gat J R, Gonfiantini R. *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. Vienna: International Atomic Energy Agency, 1981: 143–175.
- (13) Jansson P, Linderholm H, Pettersson R, et al. Assessing the possibility to couple the chemical signal in winter snow on Storglaciaren, Sweden, to atmospheric climatology (J). *Annals of Glaciology* 2007, 46(1): 335–341.
- (14) He Y, Theakstone W, Yao T, et al. Winter-season climatic signals in the recently deposited snowpack on a Norwegian alpine glacier (J). *Nordic Hydrology* 2002, 33(2/3): 111–122.
- (15) Sinclair K E, Marshall S J. Temperature and vapour-trajectory controls on the stable-isotope signal in Canadian Rocky Mountain snowpacks (J). *Journal of Glaciology* 2009, 55(191): 485–498.
- (16) 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. (Li Zhongqin, Han Tianding, Jing Zhefan, et al. A summary of 40-year observed variation facts of climate and glacier No. 1 at headwater of Urumqi River, Tianshan, China (J). *Journal of Glaciology and Geocryology* 2003, 25(2): 117–123.)
- (17) 赖祖铭, 黄茂桓. 我国冰川的模糊聚类分析 (J). *科学通报*, 1988, 33(16): 1 250–1 253. (Lai Zuming, Huang Maohuan. *Glacier in China with fuzzy clustering analysis* (J). *Chinese Science Bulletin*, 1988, 33(16): 1 250–1 253.)
- (18) 焦克勤, 井哲帆, 韩添丁, 等. 42 a 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. (Jiao Keqin, Jing Zhefan, Han Tianding, et al. Variation of the glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi 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.)
- (19) Wang F, Li Z, You X, et al. Seasonal evolution of aerosol stratigraphy in Urumqi glacier No. 1 percolation zone, eastern Tien Shan, China (J). *Annals of Glaciology* 2006, 43: 245–249.
- (20) 尤晓妮, 李忠勤, 王飞腾, 等. 利用雪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. (You Xiaoni, Li Zhongqin, Wang Feiteng, et al. Study on time scale of snow-ice transformation through snow layer tracing method: Take the glacier No. 1 at the headwaters of Urumqi River as an example (J). *Journal of Glaciology and Geocryology* 2005, 27(6): 853–860.)
- (21) Li X, Li Z, Ding Y, et al. Seasonal variations of pH and electrical conductivity in a snow-firn pack on glacier No. 1, eastern Tianshan, China (J). *Cold Regions Science and Technology* 2007, 48(1): 55–63.
- (22) Zhao Z, Li Z, Edwards R, et al. Atmosphere-to-snow-to-firn transfer of NO_3^- on Urumqi glacier No. 1, eastern Tien Shan, China (J). *Annals of Glaciology* 2006, 43(1): 239–244.
- (23) 张明军, 周平, 李忠勤, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 的演化过程 (J). *兰州大学学报: 自然科学版* 2009, 45(5): 36–47. (Zhang Mingjun, Zhou Ping, Li Zhongqin, et al. Evolution processes of $\delta^{18}\text{O}$ in snow pits on No. 1 glacier at the Urumqi river head, Tianshan Mountains (J). *Journal of Lanzhou University: Natural Sciences Edition* 2009, 45(5): 36–47.)
- (24) Moser H, Stichler W. *Environmental isotopes in ice and snow* (C) // *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (1). Rotterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1980, 141–178.
- (25) Raymond C F, Tusima K. Grain coarsening of water-saturated snow (J). *Journal of Glaciology* 1979, 22(86): 83–105.
- (26) Feng X, Taylor S, Renshaw C E, et al. Isotopic evolution of snowmelt 1. A physically based one-dimensional model (J). *Water Resources Research*, 2002, 38(10): 1217. doi: 10.1029/2001WR000814.
- (27) Wang F, Li Z, Li H, et al. Development of depth hoar and its effect on table oxygen isotopic content in snow-firn stratigraphy on Urumqi glacier No. 1 eastern Tien Shan, China (J). *Annals of Glaciology* 2008, 49(1): 135–138.
- (28) Arnason B. The exchange of hydrogen isotopes between ice and water in temperate glaciers (J). *Earth and Planetary Science Letters*, 1969, 6(6): 423–430.
- (29) Neumann T A, Waddington E D. Effects of firn ventilations on isotopic exchange (J). *Journal of Glaciology* 2004, 50(169): 183–194.
- (30) Stichler W. *Snow cover and snowmelt processes studied by means of environmental isotopes* (C) // Jones H G, Orville-Thomas W J. *Seasonal Snow Covers: Physics, Chemistry, Hydrology*. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1987: 673–726.
- (31) Moser H, Stichler W. *Environmental isotopes in ice and snow* (C) // Fritz P, Fontes J Ch. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (1). Rotterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1980: 141–178.
- (32) Holdsworth G. Glaciological reconnaissance of an ice core drilling site, Penny Ice Cap, Baffin Island (J). *Journal of Glaciology* 1984, 30(104): 3–15.

Relationship between Profile Features of $\delta^{18}\text{O}$ in Snow Pits over a Mountain Glacier and Local Climate

—A Case Study on Glacier No. 1 at the Headwaters
of the Urumqi River in the Tianshan Mountains

LI Ya-ju¹, ZHANG Ming-jun^{1,2}, LI Zhong-qin^{1,2}, WANG Sheng-jie¹, WANG Fei-teng²

(1. College of Geography and Environment Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China;

2. State Key Laboratory of Cryospheric Sciences/Tianshan Glaciological Station, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract: During the period from October 2004 to September 2005, snow samples were collected from 16 snow pits at the accumulation zone of Glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi River in east Tianshan Mountains. According to the $\delta^{18}\text{O}$ data of the snow samples, the relationship between $\delta^{18}\text{O}$ in the snow pits over the glacier in different seasons and local climate was discussed. The result indicated that an evident profile characteristic was displayed in different periods (dry season or wet season). In general, a significant variation occurred at the upper snow pits, and a high value was steadily maintained at the bottom (within 130 cm to superimposed ice layer). A snow stratigraphy was a record of temperature variation during accumulation period in dry season; in wet season, however, variation range of $\delta^{18}\text{O}$ was reduced, and the peak was dropped down. In dry season, isotope value was mainly affected by partial melting and refreezing process of surface snow, snow/firn texture transformation and exchange of atmospheric moisture, but most information of $\delta^{18}\text{O}$ variation in snow pits was kept. In wet season, distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in snow pits was strongly affected by enrichment of melt water infiltration and homogenizing process, some typical values (e. g. peaks) were smoothed; so from the top to the bottom, the $\delta^{18}\text{O}$ value was homogenized more and more significantly. In conclusion, the $\delta^{18}\text{O}$ value in the snowpack at the accumulation zone of Glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi River reflects mainly the local temperature variation in dry season, but it was significantly affected by fractionation and homogenizing process. Due to the complex process of fractionation in wet season and the limited time density, a further investigation will be needed in the future, especially for the improvement in the sampling spatiotemporal interval and quantification of explanations.

Key words: snow pit; oxygen isotope; dry season; wet season; climate; Glacier No. 1; Urumqi River