

DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0240. 2019. 0065

YOU Xiaoni , LI Zhongqin , WANG Lixia. The relationship between meteorological elements and ice core record forming process and its resolution on Glacier No. 1 in headwater of Urumqi River , eastern Tianshan Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology , 2019 , 41(2) : 259 - 267. [尤晓妮, 李忠勤, 王莉霞. 乌鲁木齐河源 1 号冰川气象要素与冰芯记录形成过程及其分辨率的关系研究 [J]. 冰川冻土, 2019 , 41(2) : 259 - 267.]

乌鲁木齐河源 1 号冰川气象要素与冰芯记录形成过程及其分辨率的关系研究

尤晓妮¹, 李忠勤², 王莉霞¹

(1. 天水师范学院 资源与环境工程学院, 甘肃 天水 741000; 2. 中国科学院 西北生态环境资源研究院 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: 基于乌鲁木齐河源 1 号冰川东支海拔 4 130 m 处的雪冰化学资料, 探究了气温和降水与冰芯记录形成过程及其分辨率的关系, 并通过建立温度参数的淋溶模型, 探讨了夏季消融期雪坑离子浓度与正积温的关系。结果表明: 乌鲁木齐河源 1 号冰川 Mg^{2+} 离子以 1 年为分辨率形成冰芯记录, 其浓度仅保存了初始值的 30%。春季, 化学离子浓度峰值受到离子来源和降水的影响而增大, 这种增大趋势随着深度的增加明显弱化。淋溶模式显示, 雪坑离子浓度是关于消融量与离子损失率的指数函数, 随正积温的增大表现出指数衰减的规律。该模式基本能反映不同离子的淋溶过程。

关键词: 冰芯记录; 正积温; 降水; 淋溶模式; 离子浓度

中图分类号: P343.6 文献标志码: A 文章编号: 1000-0240(2019)02-0259-09

0 引言

全球气候系统的变暖是毋庸置疑的。20 世纪 50 年代以来, 气候系统的许多变化是过去几十年甚至千年以来史无前例的。IPCC 评估报告指出, 大气和海洋正在变暖, 海平面正在上升, 温室气体浓度正在增加^[1]。例如, 在 1983 - 2012 年, 每 10 年地表温度的增幅高于 1850 年以来的任何时期, 可能是最近 1 400 年气温最高的 30 年。全球变暖背景下, 实地监测已经证实了冰冻圈的加速退化。1992 - 2011 年, 格陵兰和南极冰盖大量消失, 全球冰川继续退缩, 冻土明显退化, 北极海冰和北半球的春季积雪持续减少^[2-3]。

冰芯是古气候和古环境记录重建的有效手段之一。大气中的环境信息通过干湿沉降较好地保存在雪冰中, 成为恢复古气候和古环境的重要依据^[4-6]。而全球变暖使得越来越多的山地冰川因夏

季消融对其冰芯记录产生干扰。当夏季温度高于阈值时, 冰川上层粒雪开始消融, 融水携带各种离子与底部粒雪发生混合, 导致冰芯记录的原始信息被干扰。Koerner^[7] 研究表明, 如果一年当中较大比例的雪层融化, 就会导致雪冰中离子信息的季节变化完全消失。为了更好地解释冰芯记录, 对冰芯记录中的信息进行有效评估, 有必要对冰芯记录的形成过程及气象要素对其分辨率的影响进行研究。因此, 本文基于乌鲁木齐河源 1 号冰川 2003 年 2 月至 2007 年 10 月的雪坑连续取样分析, 探讨了气温、降水与雪层中离子迁移过程的关系, 分析了冰芯记录的形成过程及气象要素对其分辨率的影响机制。并基于温度模型建立了消融期正积温与雪坑中化学离子的浓度关系, 探讨了各类化学成分的损失和保存过程, 该结果可为冰芯中化学离子记录的修正、气候信息重建提供参考依据, 从而科学地认识冰芯记录的环境信息。

收稿日期: 2017-09-29; 修订日期: 2018-02-05

基金项目: 国家自然科学基金项目(41261017; 41761017) 资助

作者简介: 尤晓妮(1980 -), 女, 甘肃陇南人, 副教授, 2016 年在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所获博士学位, 从事气候变化与冰川研究。E-mail: yxn_818@yeah.net.

1 资料与方法

1号冰川(43°06′N, 86°49′E)属双支冰斗-山谷冰川,位于我国天山中部喀拉乌成山脉主脉北坡乌鲁木齐河源上游,距乌鲁木齐市120 km。由东、西两支组成,面积约1.79 km²。1号冰川是夏季补给型冰川,早春到夏末(5-9月)是主要的降水发生期,集中了全年90%左右的降水^[8]。样品采集期间,夏季(6-8月)日平均气温为0.4℃,最高温平均可达4.6℃。因此,夏季亦是1号冰川的强烈消融期。

本研究所取样品为雪坑样品,采样点位于1号冰川东支海拔4130 m处的粒雪盆后壁,处在冰川渗浸冻结带内,坡向朝北。该位置日照时间短,特别是冬季,完全无日照。样品采集前,在取样点开挖雪坑得到完整的雪层剖面,雪坑深度以冰面以下20~40 cm为下界。需用经过预处理的刮刀将取样剖面纵深10 cm的雪层除去,以保证所取雪样没有受到太阳辐射、地面风及人为污染的影响。雪坑样品的采集利用干净的聚乙烯样品瓶自上而下以10 cm的间隔、垂直插入剖面直接获取。在较为粗硬的粗粒雪层和粒雪冰层则用刮刀刮取。为避免污染,采样结束后将雪坑重新填埋,直至下次取样前再次挖开,取样间隔期为1周^[9]。2003年2月至2007年10月,连续开挖了186个雪坑剖面,采集分析了3729个雪层样品。

取样过程中,操作人员均穿戴洁净的口罩、帽子、外套和聚乙烯手套,以防止对样品的污染。将采集好的样品密封保存在聚乙烯样品瓶中,并在冷冻状态下运输至中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室进行测试分析。应用Dionex DX-320离子色谱仪(CS12A分离柱)测量主要可溶性离子浓度,其检测限为0.8 ng·g⁻¹^[10]。

2 结果与讨论

2.1 离子浓度峰值的雪坑剖面特征

冰芯形成环境气温低,积雪年复一年重复覆盖,每年的积累形成明显的层理结构。该记录可以较好地保存积雪沉积时的气候环境信息。要对这些信息进行恢复,基础是定年。利用污化层进行冰芯定年是常用的定年方法之一^[11]。大多数山岳冰川,其降雪中的各种物理、化学信息在转化为稳定的冰芯记录之前,都要经历融水渗浸和迁移影响下的离子淋溶过程,这种由于积雪融水作用而导致雪层中

化学成分发生迁移的现象即被称作离子的淋溶作用(ion elution)。这一过程主要是在雪坑中完成。在淋溶作用下,降雪中的大气化学信息重新发生分配,并逐渐下移,最终保存在冰层里成为冰芯记录。降雪中的化学离子因为来源的季节性而产生有规律的聚集,在雪坑中表现为明显的浓度峰值,称这层含有丰富微粒和离子信息的层位为污化层。这些污化层被保存至冰层即是分辨率的体现。

然而,在淋溶作用的影响下,雪坑中的离子浓度峰值究竟如何被保存在冰层里成为冰芯记录?气温和降水又如何对这一过程产生影响?离子浓度在多大程度上发生了改变?这些问题尚不十分明确。污化层与主要化学离子,特别是与Mg²⁺离子的浓度峰值对应较好^[12-13],因此本文以Mg²⁺离子浓度峰值作为污化层的代用层位,通过跟踪其在雪坑中的演化,明晰冰芯记录损失和被保存的过程及其分辨率的形成和影响因素。

通过长期剖面观测,发现乌鲁木齐河源1号冰川雪坑中一般会出现3个Mg²⁺离子浓度峰值,分别位于雪坑上部、中部和下部,形成于连续的三个年份。刚经过夏季消融过程的雪坑中则只有两个浓度峰值,位于雪坑中下部和冰面附近。根据该时段雪坑中Mg²⁺离子浓度峰值的变化和污化层定位观测,分别选定出现在雪坑上、中、下部的三个浓度峰值P₁、P₂、P₃作为跟踪对象(图1)。2003年12月12日为研究起始时间,该时期内的雪坑经历过2003年夏季的消融过程,厚度为190 cm。剖面显示的浓度峰值有两个,分别用P₁和P₂表示,其距离冰面的位置分别是45 cm和85 cm。2004年4月3日,P₃在雪坑上部出现,其初始位置距离冰面153 cm。假定冰面高度并未发生变化,或者变化较小可以忽略,用冰面距离来表征离子浓度峰值的下移过程。下面对P₁和P₃两个浓度峰值的演化过程及其与气象要素的关系进行对比分析。

2.2 离子浓度峰值在雪层中的演化

图2显示了浓度峰值P₁的演化过程。2003年12月中旬至2004年2月中旬,P₁在雪层中位置变化不大,大致稳定在距冰面45 cm处。然而,其浓度值却逐渐减小,由388.2 μg·L⁻¹减小至212.0 μg·L⁻¹。同期日平均气温为-19.7℃,降水量仅有5.9 mm。2004年2月中旬至5月初,P₁的位置出现波动,位于距冰面43~50 cm处。同时,浓度明显增大,最大可达到463.4 μg·L⁻¹。期间的日平均气温和降水量分别为-11.4℃和22.8 mm。

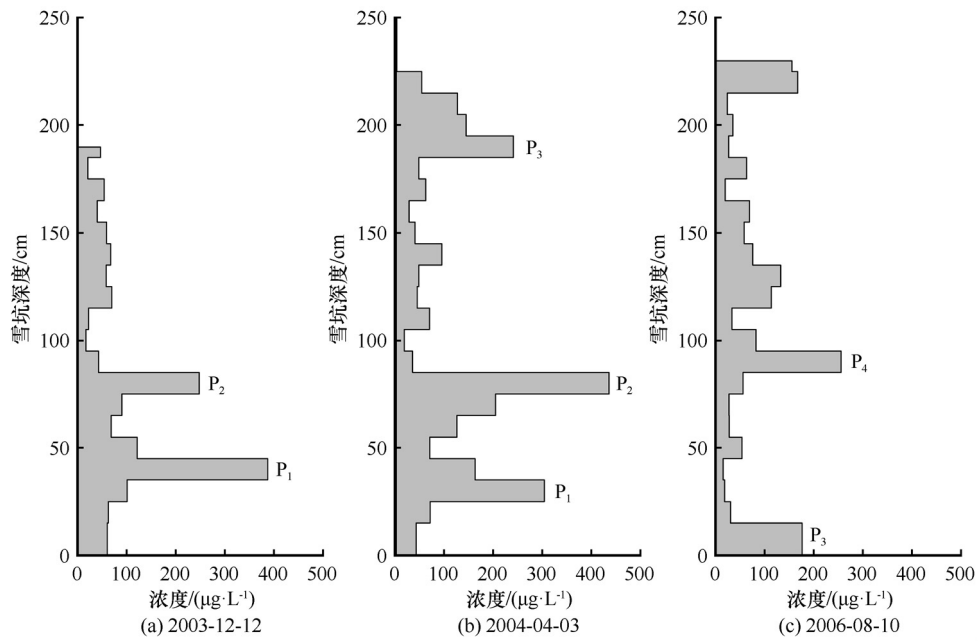
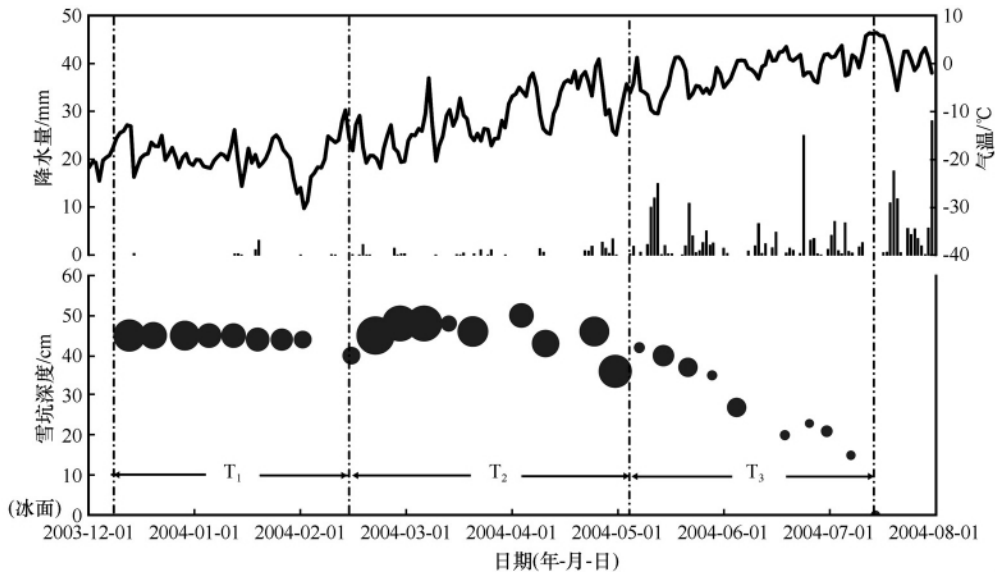


图 1 不同时期雪层中 Mg^{2+} 离子浓度峰值的位置

Fig. 1 Concentration of Mg^{2+} changing with snow cover depth on Dec. 12, 2003, Apr. 3, 2004 and Aug. 10, 2006, showing two or three peaks



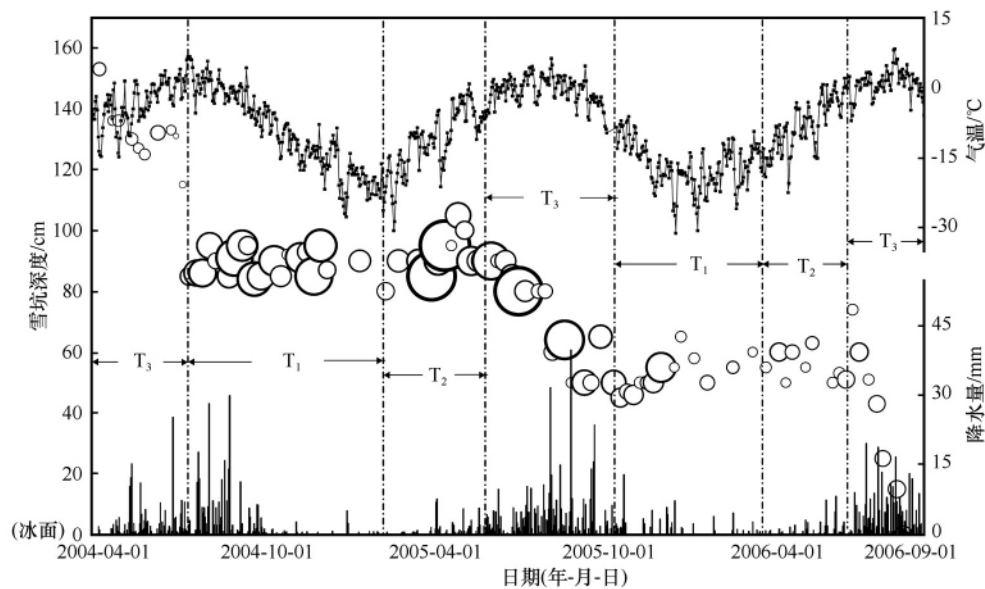
注: 圆点代表 Mg^{2+} 离子浓度峰值随时间距冰面的位置变化, 其粒径与浓度大小成正比

图 2 浓度峰值 P_1 随时间的演化过程及其与气温和降水的关系

Fig. 2 Variations of precipitation, air temperature and the depth of Mg^{2+} concentration peak P_1 (the grey dot presenting the location of peak P_1 , its diameter is proportional to the concentration value)

2004 年 5 月初至 7 月中旬, P_1 距冰面的位置和浓度均快速减小, 并于 2004 年 7 月 14 日以后不再出现, 表明该浓度峰值已保存至粒雪冰中。同期日平均气温和降水量均为时段内最大值, 分别为 $-1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 256.8 mm 。在这一过程中, P_1 浓度由最初的 $388.2\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 减小为 $112.7\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, 并以该浓度值进入冰层保存下来。

图 3 显示了浓度峰值 P_3 的演化过程。由于时间序列较长, P_3 的变化可基本反映一个年层信息演化并被保存的过程。2004 年春季, P_3 形成于雪坑上部, 大约距离冰面 153 cm 处, 初始浓度为 $134.3\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。经过 2004 年夏季消融后, 形成了较为稳定的浓度峰值并大致稳定在距离冰面 90 cm 处, 浓度增至 $381.9\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。该状态在日平均气温 $-17.3\text{ }^{\circ}\text{C}$



注: 圆圈代表 Mg^{2+} 离子浓度峰值随时间距冰面的位置变化, 其大小与浓度值成正比

图 3 浓度峰值 P_3 随时间的演化过程及其与气温和降水的关系

Fig. 3 Variations of precipitation, air temperature and the depth of Mg^{2+} concentration peak P_3 (the black circle presenting the location of peak P_3 , its diameter is proportional to the concentration value)

和降水量 58.8 mm 的气象条件下, 一直保持至 2005 年 2 月。随着春季频繁的降水事件和温度回升, P_3 浓度波动明显, 一度达到 $502.6 \mu g \cdot L^{-1}$ 。经历第二个夏季消融期后, P_3 的浓度值由 4 月初的最大值减小至 $263.1 \mu g \cdot L^{-1}$, 并于 2005 年 8 月底下移至距冰面 40 cm 处。此后至 2006 年 4 月的时段内, 与 P_1 相似, P_3 浓度值呈先减小再增大的趋势。经过 2006 年夏季消融, 最终在 8 月 10 日观测到以 $176.7 \mu g \cdot L^{-1}$ 的浓度值进入冰层。这一过程大约历时 28 个月。

根据 Mg^{2+} 离子浓度峰值的演化过程和特征, 结合同期气温和降水资料, 可以将这一过程划分为三个时期, 分别是冬季稳定期 (T_1), 春季波动期 (T_2) 和夏季消融期 (T_3)。其持续时间可能因当年气温和消融过程而有所差异, 大致划分为 10 月至次年 2 月、3-5 月、6-9 月 (表 1)。

总的来说, 大气粉尘和气溶胶一旦降落至冰川表面, 在气温等条件满足的情况下, 就会在融水参

与的后沉积作用下向下迁移, 并在特殊层位聚集形成小的峰值。融水对化学离子的携带、雪层的融化消失以及雪层下移速度不同使得部分峰值发生合并和重叠, 并逐渐下移, 在夏末呈现明显的带状分布, 即污化层。污化层在雪-粒雪层压力以及融水的作用下继续以较慢的速度向下迁移, 并不断接受来自其上部的化学离子, 直到春季其上部因频繁的沙尘事件形成新的、较具规模的峰值。第三年夏末污化层被粒雪冰包裹, 与此同时, 一个新的污化层开始在雪层上部显著。即每年有一个浓度峰值形成, 一个被粒雪冰包裹。

降水对冰芯离子记录的影响表现在春季波动期 (T_2) 浓度峰值的明显增大。研究发现, 表层雪中 Mg^{2+} 离子浓度在每年 6-8 月出现最大值, 并伴有较大幅度的波动^[13]。这与同期粉尘物质的远距离传输和频繁的降水事件有关。春季, 在西风上升气流的作用下, 广袤的沙源地形成大量沙尘并穿过天山地区逐渐向东运移。与此同时, 亦有大量水汽在

表 1 冰芯记录的形成阶段及特征

Table 1 The three formation stages of ice core record and their characteristics

形成阶段	持续时间	特征	降水范围	气温范围
冬季稳定期 (T_1)	10 月至次年 2 月	离子峰值浓度和雪层位置均较为稳定	6 ~ 10 mm	-19 ~ -17 °C
春季波动期 (T_2)	3-5 月	离子峰值浓度增大, 雪层位置相对稳定	18 ~ 23 mm	-10 ~ -13 °C
夏季消融期 (T_3)	6-9 月	离子峰值浓度显著减小, 雪层位置明显下移	256 ~ 366 mm	-1.3 ~ -0.9 °C

西风影响下向东移动^[8],使得天山东段在 6-8 月进入一年中降水最频繁的季节,为离子的湿沉降提供可能。由图 3 可见,浓度峰值 P_3 在两个春季波动期(T_2)均发生了浓度增大的过程,增大值分别约为 $250 \mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$ 和 $180 \mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$,后者比前者增加的幅度小,这与后者距雪坑表面较远有关。即离子浓度峰值均会受到降水的影响而在每年春季出现增大趋势,这种增大趋势又会随着深度的增加而明显弱化。

气温从离子浓度值的大小和在雪层中的位置两方面对冰芯离子记录形成过程产生影响。一方面气温升高导致离子浓度峰值快速向冰面移动,换句话说,融水的渗浸-再冻结作用加速了成冰过程。浓度峰值 P_3 在三个夏季消融期(T_3)的下移深度分别为 63 cm、50 cm 和 40 cm,随深度增加呈递减趋势。另一方面,气温升高导致离子浓度急剧减小。以 P_1 、 P_2 、 P_3 为例,三个浓度峰值在夏季消融作用的影响下,平均减少了近 70%。因此,夏季消融期(T_3)是化学离子记录形成的关键时期。

综上所述,乌鲁木齐河源 1 号冰川雪坑中每年有一个 Mg^{2+} 离子浓度峰值保存至粒雪冰层,即以 1 年为分辨率形成冰芯记录。然而,受到夏季消融和春季沙尘来源的影响,峰值的浓度大小均会有不同程度的改变,说明雪坑内三年的年层信息发生了一定程度上的混合。

2.3 基于气温参数的淋溶模式

Johannessen 等^[14]研究表明,积雪初始融水中的离子含量远高于雪层中的离子平均含量,淋溶作用是导致这种变化的重要原因。很明显,淋溶作用与消融过程密切相关,消融量的大小是影响淋溶程度的重要原因^[15]。气温是影响淋溶作用最为关键的参数,早期的研究关注气温与消融过程的关系,用以预测冰雪融水径流的变化趋势,并通过温度指数模型对消融量进行定量分析^[16-17]。然而,受限于长时间序列雪坑离子浓度数据的获取,直接建立气温与离子浓度关系的研究相对较少。离子淋溶主要发生在夏季消融期(T_3),为了定量说明冰芯记录形成过程中离子的损失过程,本文尝试构建基于气温参数的淋溶模式。

2.3.1 消融量

冰川研究中气温模型是一种描述冰面消融和气温关系的经验公式。度日模型是最常见的气温参数模型。基于消融量和正积温之间良好的相关性,本文利用度日因子建立二者的关系,即

$$\sum_{i=1}^n M = DDF \sum_{i=1}^n (T^+ - T_0) \Delta t \quad (1)$$

式中: M 为一个时间间隔 n 内雪或粒雪的消融量 (mm); Δt 为温度的时间间隔 (d); T^+ 为这段时间的正积温 ($^{\circ}\text{C}$); DDF 为度日因子 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$); T_0 为消融开始发生的临界温度 ($^{\circ}\text{C}$)。

度日因子并不是一个常数,其随着雪冰所处气候、环境的不同而存在着空间变化。崔玉环等^[18]基于天山乌鲁木齐河源 1 号冰川近 50 年物质平衡观测资料和大西沟气象站逐日气温、降水数据,分析了 1 号冰川度日因子时空变化特征,得出在采样点的度日因子为 $5.19 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$ 。临界温度 T_0 因雪冰对气温的敏感性差异而存在区域变化性, Braithwaite 等^[19-20]观测到一个明显的趋势,即当气温达到 0°C 时,消融更容易发生。本文定义 0°C 为消融发生的临界温度。为与采样时间对应,此处取 Δt 为一个采样间隔,即 7 天。据此,可计算出 2004-2007 年夏季消融期消融量和累积消融量(图 4)。结果表明,总消融量在 4 年间变化较大,这与当年正积温密切相关。最大和最小值分别出现在 2007 年和 2004 年,消融量分别为 683.25 mm 和 306.62 mm。

2.3.2 淋溶率

此处引入淋溶因子(E)的概念,来描述经过一个消融期后雪坑中离子的损失率。计算公式为

$$E = 1 - \exp(\overline{\ln C_t} - \overline{\ln C_p}) \quad (2)$$

式中: C_p 为淋溶初期的离子浓度值 ($\mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$); C_t 为淋溶末期的离子浓度值 ($\mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$)。结果见表 2。

淋溶因子有助于对夏季消融期后离子的损失情况进行定量分析。显然,乌鲁木齐河源 1 号冰川的融水渗浸作用导致雪坑中大部分离子被淋溶。在观测期内,平均淋溶因子为 0.79,其中淋溶因子最大值和最小值分别出现在 2007 年(0.90)和 2006 年(0.67)。不同离子的淋溶因子也有明显差异, Mg^{2+} 离子的淋溶因子最小(0.43), SO_4^{2-} 离子的淋溶因子最大(0.84),这说明 Mg^{2+} 离子稳定性最好,而 SO_4^{2-} 离子最容易被淋溶。

2.3.3 淋溶模式

基于前述讨论,可以尝试构建气温影响下的雪冰化学离子的浓度变化模型,从而建立温度与淋溶过程的量化关系,即淋溶模式。

$$\frac{\partial C}{\partial M} = -aC \quad (3)$$

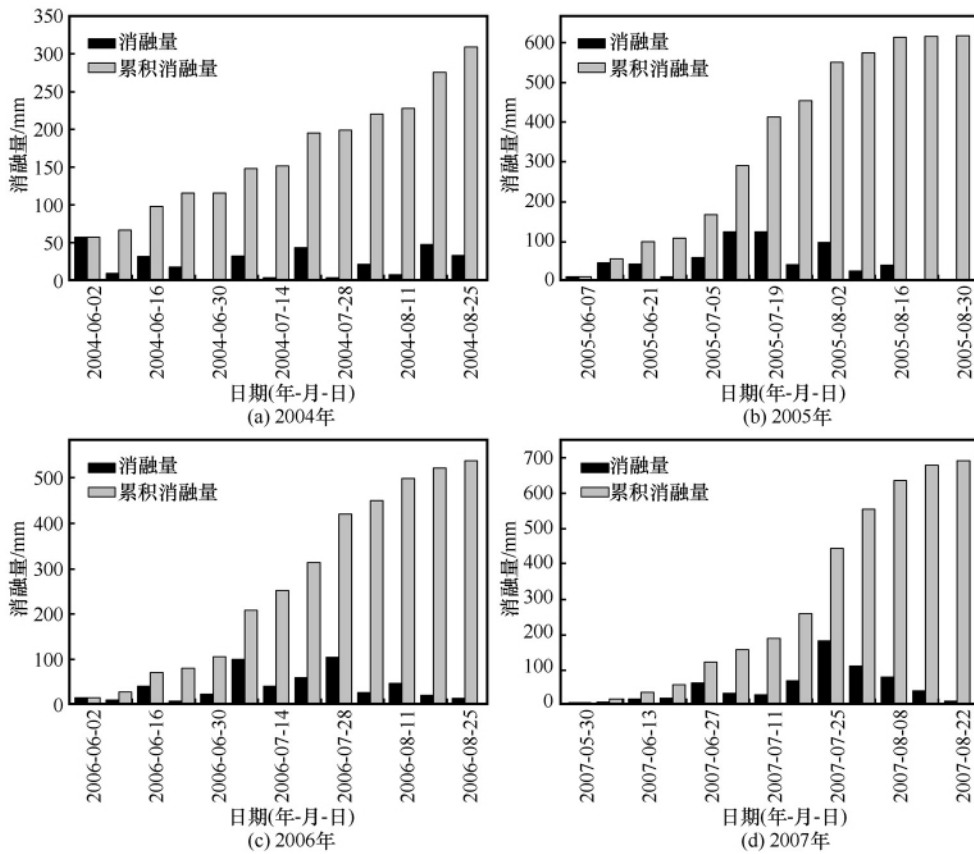


图 4 2004 - 2007 年夏季消融期消融量和累积消融量

Fig. 4 Ablation and cumulative ablation in summer of 2004 , 2005 , 2006 and 2007

表 2 不同年份总离子的淋溶因子及不同离子的年平均淋溶因子

Table 2 Elution factors E of all ions from 2003 to 2007 , and of various ions (mean annual value)

年份	2003	2004	2005	2006	2007			
$E_{总}$	0.84	0.79	0.75	0.67	0.90			
离子	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	NH_4^+
E	0.60	0.84	0.76	0.70	0.61	0.74	0.43	0.56

注: 总离子即表中下半部分离子的总和

$$C(0) = C_p \tag{4}$$

$$C(M) = C_p e^{-aM} \tag{5}$$

上述式中: M 为消融量 (mm); C 为某一种化学离子的浓度 ($\mu g \cdot L^{-1}$); C_p 为淋溶即将发生时离子的初始浓度 ($\mu g \cdot L^{-1}$); a 为该化学离子雪坑中的损失率。值得一提的是, 这里的损失率和前述的淋溶因子不同, 淋溶因子是整个消融期后离子的损失量, 而此处用淋溶因子的日平均值来表示。对 2007 年淋溶期不同离子的淋溶过程进行模拟, 可得到如下结果 (图 5)。

模拟结果和实测值显示, 该模式基本反映出不同离子的淋溶过程, 特别是 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 和 Ca^{2+} 离子, 二者相关系数 r 分别为 0.92、0.93、

0.91 和 0.91 (表 3)。由图 5 可见, 淋溶模式下的雪坑离子浓度值比实际值略微偏高, 这在 Ca^{2+} 、 Na^+ 、 Cl^- 离子中均有明显反映, 考虑可能与度日因子取值偏大有关。

雪坑离子浓度随正积温的增大表现出指数衰减的规律。由上文可知, 雪坑离子浓度与消融量 M 成反比, 消融量则与度日因子和正积温 T^+ 有关。因海拔高度相同, 在同一年消融量 M 只取决于正积温的大小。离子淋溶过程与当年离子淋溶发生时的初始浓度值成正比, 与淋溶因子 E 成反比, E 越大, 淋溶越迅速。对相同年份的同一离子来说, C_p 和 E 均为常数。由表 2 可知, 不同年份离子淋溶因子存在差异, 可能三个原因: 首先, 离子淋溶过

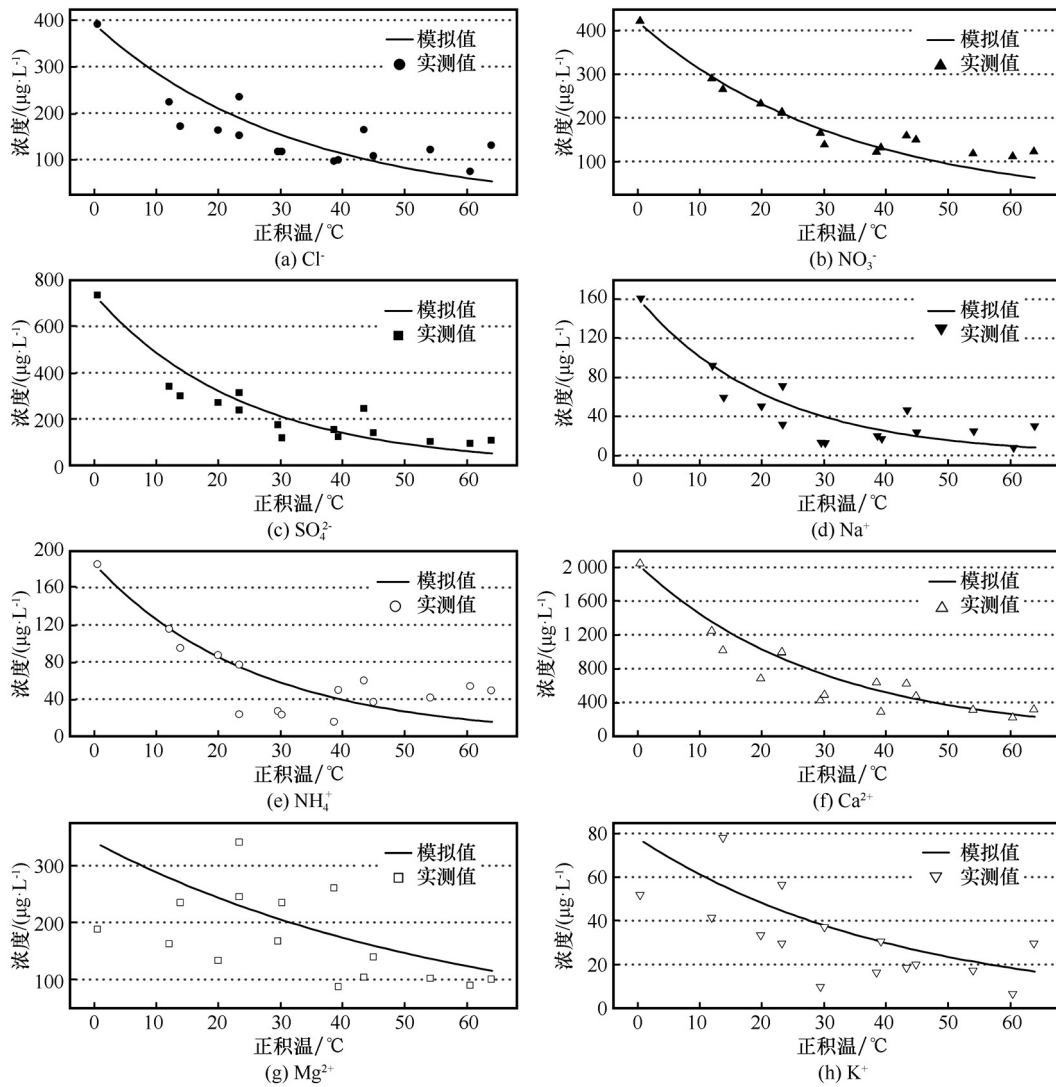


图 5 消融期雪坑离子浓度变化与正积温的关系

Fig.5 Variations of ion concentrations in snow pit during the ablation period, simulated by elution model and measured

表 3 不同离子的淋溶模式
Table 3 Elution models of various ions

离子	淋溶模式	相关系数 r
SO_4^{2-}	$C(M) = 735.08e^{-0.033T^+}$	0.93
NO_3^-	$C(M) = 421.46e^{-0.029T^+}$	0.92
Na^+	$C(M) = 161.31e^{-0.028T^+}$	0.91
Cl^-	$C(M) = 391.55e^{-0.023T^+}$	0.74
NH_4^+	$C(M) = 185.52e^{-0.022T^+}$	0.82
Ca^{2+}	$C(M) = 2\,049.52e^{-0.029T^+}$	0.91
Mg^{2+}	$C(M) = 341.05e^{-0.017T^+}$	0.29
K^+	$C(M) = 78.12e^{-0.0247T^+}$	0.63

注: M 为消融量; C 为某一种化学离子的浓度; T^+ 为正积温; e 为自然常数

程与当年的温度值及其变化特征有关。当年温度越

高,离子损失越大,还可能与气温日变化和正积温持续时长有关。其次,淋溶作用发生前大气中各化学成分的干湿沉降决定了雪坑中的离子载荷,作为雪坑中化学离子的基数,其对淋溶率也存在一定程度的影响。再者,对乌鲁木齐河源而言,每年的 8-10 月既是消融期又是降水频发期,参与淋溶过程的除了雪坑中的化学离子还有同期降水中的化学成分。因此,降水的强度和频次也会对淋溶因子产生影响。已有研究表明,离子渗透过程还与消融率、冻融作用、粒雪化过程等要素有关^[21]。

不同离子淋溶过程差异显著。研究表明,在融水或物理变形过程影响下的离子能被多大程度保存在冰晶中,取决于该离子的可溶性、离子存于冰晶中的位置等要素^[22]。很明显, SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Na^+ 、 Cl^- 、 NH_4^+ 和 Ca^{2+} 离子等是较容易被淋溶的。 K^+

和 Mg^{2+} 离子与其他离子的差异性在其他研究中亦有体现^[23]。这与离子在雪坑中较为稳定且其可迁移性较小有关。另外, K^+ 离子在雪层中的低含量亦是其变化较小的原因。

3 结论

基于乌鲁木齐河源 1 号冰川东支海拔 4 130 m 处的雪冰化学资料, 本文探究了气温和降水与冰芯记录形成过程及其分辨率的关系, 并通过建立温度参数的淋溶模型, 探讨了夏季消融期雪坑离子浓度与正积温的关系。

(1) 乌鲁木齐河源 1 号冰川每年会形成一个污化层, Mg^{2+} 以 1 年为分辨率形成冰芯记录。对比同期的气温和降水资料, 得到 Mg^{2+} 在夏季增温的影响下, 仅有 30% 保留至冰芯记录中。

(2) 雪坑中离子浓度峰值会受到降水的影响而在每年春季出现增大趋势, 这种增大趋势随着深度的增加而明显弱化。气温从离子浓度值的大小和在雪层中的位置两方面对雪坑中离子浓度峰值产生影响: 一方面气温升高导致离子浓度峰值快速向冰面移动, 另一方面, 气温升高导致离子浓度快速减小。

(3) 夏季消融期(6-9月)雪坑中的离子浓度随正积温的升高呈指数衰减。消融期雪坑中离子浓度其实是关于消融量与离子损失率的指数函数, 而消融量又是度日因子和正积温的函数, 据此建立了基于温度参数的淋溶模型。模拟结果和实测值显示, 该模式基本反映出不同离子的淋溶过程。

参考文献 (References):

- [1] IPCC. The physical science basis: summary for policymakers [R/OL]. [2013-10-28]. http://www.climatechange2013.org/images/uploads/WGIAR5-SPM_Approved27Sep2013.pdf.
- [2] Ren Jiawen. Updating assessment results of global cryospheric change from SPM of IPCC WGI fifth assessment report [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(5): 1065-1067. [任贾文. 全球冰冻圈现状和未来变化的最新评估: IPCC WGI AR5 SPM 发布[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(5): 1065-1067.]
- [3] He Haidi, Li Zhongqin, Wang Puyu, et al. Variation characteristics of glacier mass balance in Svalbard, Arctic, in recent 50 years [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2017, 39(4): 701-709. [何海迪, 李忠勤, 王璞玉, 等. 近 50 年来北极斯瓦尔巴地区冰川物质平衡变化特征[J]. *冰川冻土*, 2017, 39(4): 701-709.]
- [4] Duan Keqin, Hong Jianchang. A 400-year variation of NO_3^- concentration recorded in the Dasuopu ice core, Himalayas [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, 32(2): 231-234. [段克勤, 洪健昌. 喜马拉雅山达索普冰芯近 400 年

- NO_3^- 浓度的变化[J]. *冰川冻土*, 2010, 32(2): 231-234.]
- [5] Laluraj C M, Thamban M, Naik S S, et al. Nitrate records of a shallow ice core from East Antarctica: atmospheric processes preservation and climatic implications [J]. *The Holocene*, 2011, 21(2): 351-356.
- [6] Isaksson E, Pohjola V, Jauhiainen T. A new ice-core record from Lomonosovfonna, Svalbard: viewing the 1920-97 data in relation to present climate and environmental conditions [J]. *Journal of Glaciology*, 2001, 47(157): 335-345.
- [7] Koerner R M. Some comments on climatic reconstructions from ice cores drilled in areas of high melt [J]. *Journal of Glaciology*, 1997, 43(143): 90-97.
- [8] Wang Dehui, Zhang Piyuan. On the valley climate of Urumqi River in the Tianshan Mountain [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1985, 7(3): 239-248. [王德辉, 张杰远. 天山乌鲁木齐河谷气候特征[J]. *冰川冻土*, 1985, 7(3): 239-248.]
- [9] You Xiaoni, Li Zhongqin, Wang Lixia. An investigation of the relationship between meteorological elements and the variation of ion concentration in snowpack: as an example of Urumqi Glacier No. 1 in eastern Tianshan [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, 38(2): 312-322. [尤晓妮, 李忠勤, 王莉霞. 气象要素影响下雪冰离子淋溶过程研究[J]. *冰川冻土*, 2016, 38(2): 312-322.]
- [10] Zhao Zhongping, Li Zhongqin. Determination of soluble ions in atmospheric aerosol by ion chromatography [J]. *Modern Scientific Instruments*, 2004(5): 46-49. [赵中平, 李忠勤. 离子色谱法测定大气气溶胶中的可溶性离子[J]. *现代科学仪器*, 2004(5): 46-49.]
- [11] Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M, et al. "Recent warming": ice core evidence from tropical ice cores with emphasis on Central Asia [J]. *Global and Planetary Change*, 1993, 7(1/2/3): 145-156.
- [12] You Xiaoni, Dong Zhiwen. Deposition process of dust microparticles from aerosol to snow-firn pack on Glacier No. 1 in eastern Tianshan Mountains, China [J]. *Journal of Earth Science*, 2011, 22(4): 460-469.
- [13] You Xiaoni, Li Zhongqin. Study on deposition characteristics of insoluble microparticles and Mg^{2+} concentration in snow cover and their correlation [J]. *Arid Zone Research*, 2012, 29(1): 143-147. [尤晓妮, 李忠勤. 积雪中不溶微粒与 Mg^{2+} 的沉积特征和相互关系[J]. *干旱区研究*, 2012, 29(1): 143-147.]
- [14] Johannessen M, Henriksen A. Chemistry of snow meltwater: changes in concentration during melting [J]. *Water Resources Research*, 1978, 14(4): 615-619.
- [15] Van Der Wel L G, Streurman H J, Isaksson E, et al. Using high-resolution tritium profiles to quantify the effects of melt on two Spitsbergen ice cores [J]. *Journal of Glaciology*, 2011, 57(206): 1087-1097.
- [16] Franz K J, Hogue T S, Sorooshian S. Operational snow modeling: addressing the challenges of an energy balance model for national weather service forecasts [J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 360(1/2/3/4): 48-66.
- [17] Georg J, Moore R D, Russell S. Distributed temperature-index snowmelt modelling for forested catchments [J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 420/421: 87-101.
- [18] Cui Yuhuan, Ye Baisheng, Wang Jie, et al. Analysis of the spatial-temporal variations of the positive degree-day factors on the Glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi River [J].

- Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, 32(2): 265 - 274. [崔玉环, 叶柏生, 王杰, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川年度因子时空变化特征 [J]. 冰川冻土, 2010, 32(2): 265 - 274.]
- [19] Braithwaite R J, Zhang Yu. Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes [J]. Geografiska Annaler: Series A Physical Geography, 1999, 81(4): 489 - 496.
- [20] Braithwaite R J. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland Ice Sheet studied by energy-balance modelling [J]. Journal of Glaciology, 1995, 41(137): 153 - 160.
- [21] Kuhn M. Micro-meteorological conditions for snow melt [J]. Journal of Glaciology, 1987, 33(113): 263 - 272.
- [22] Moore J C, Grinsted A, Kekonen T. Separation of melting and environmental signals in an ice core with seasonal melt [J]. Geophysical Research Letter, 2006, 32(321): 153 - 174.
- [23] You Xiaoni, Li Zhongqin, Wang Lixia. The transport of chemical components in homogeneous snowpacks on Urumqi Glacier No. 1, eastern Tianshan Mountains, Central Asia [J]. Journal of Arid Land, 2015, 7(5): 612 - 622.

The relationship between meteorological elements and ice core record forming process and its resolution on Glacier No. 1 in headwater of Urumqi River, eastern Tianshan Mountains

YOU Xiaoni¹, LI Zhongqin², WANG Lixia¹

(1. College of Resources and Environmental Engineering, Tianshui Normal University, Tianshui 741000, Gansu, China;

2. State Key Laboratory of Cryospheric Science / Tianshan Glaciological Station, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract: To explore the effect of elution process on ion concentrations in snow and then interpret the ice core records, it is necessary to figure out the complete process of ice core record forming through tracking the Mg^{2+} concentration peaks in snow-firn packs. For the case of Glacier No. 1 in headwater of Urumqi River, it is concluded that the ice core record formed from Mg^{2+} ion with a resolution of one year, finally only 30% of the initial value can be preserved. In spring, ion concentration in whole snow-firn layer will increase because of frequent dust events and precipitation. A temperature index elution model is constructed to describe the relationship between positive cumulative air temperatures and ion concentrations in ablation season. This conclusion shows that ion concentration decays exponentially with positive air temperatures. This model could practically reflect the elution process.

Key words: ice core record; positive cumulative air temperature; precipitation; elution model; ion concentration

(本文编辑: 武俊杰)