

密级:_____



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

博士学位论文

乌鲁木齐河源 1 号冰川气象要素与雪-冰化学演化
过程的关系研究

作者姓名: _____ 尤 晓 妮

指导教师: _____ 李忠勤 研究员, 理学博士, 博士生导师

_____ 寒区旱区环境与工程研究所

学位类别: _____ 理学博士

学科专业: _____ 自然地理学

培养单位: _____ 寒区旱区环境与工程研究所

2016 年 5 月

The influence of meteorological elements on snow-infiltration
ice chemical evolution on Urumqi Glacier No.1
Tianshan Mountains

By

You Xiaoni

A Dissertation Submitted to

University of Chinese Academy of Sciences

In partial fulfillment of the requirement

For the degree of

Doctor of Physical Geography

Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute
Chinese Academy of Sciences

May, 2016

原创性声明

本人声明所呈交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

研究生签名：_____

日期：_____

关于学位论文使用授权的说明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归属中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。本人完全了解中国科学院寒区旱区环境与工程研究所有关保存、使用学位论文的规定，同意我所保存或向国家有关部门及机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权中国科学院寒区旱区环境与工程研究所可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离所后发表、使用论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名：_____

日期：_____

导师签名：_____

日期：_____

摘要

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,进而导致冰芯记录分辨率降低和解释困难。气温等气象要素是影响淋溶过程的关键。随着全球冰川加速消融,中低纬度山岳冰芯数量日益增加,探究淋溶过程对冰芯记录影响的普遍规律,在雪冰现代过程及冰芯研究中已刻不容缓。本论文以天山冰川观测实验站为依托,以乌鲁木齐河源1号冰川为研究对象,基于多年观测研究和资料积累,进行气象要素观测分析、雪冰化学过程和雪冰记录综合对比分析,开展气象要素对冰芯记录形成过程及其分辨率的影响机理研究。基于乌鲁木齐河源1号冰川海拔4130m处多年连续雪坑化学资料,对该处2003-2007年雪坑化学离子浓度的变化规律进行了分析总结,并结合同期气温和降水资料,建立了气温影响下雪坑离子浓度的变化规律和变化模型。通过污化层(化学离子浓度峰值)的演变探究了冰芯记录的形成过程,雪-冰界面化学离子的迁移特征,并对冰芯记录分辨率及其影响因素进行了探讨。获得以下研究结果:

(1)通过对雪坑化学离子在干湿季的浓度变化值进行主成分和特征值分析,得到沉积和沉积后过程对离子浓度的影响。在干季,第一、二、三主成分明显不同,反映了沉积和沉积后过程之间的复杂关联。雪坑化学离子因受到不同的沉积后过程影响,变化相对独立;在湿季,所有离子均可被第一主成分解释,说明融水对所有离子的影响起到绝对作用。湿季离子浓度的变化可用高斯方程进行拟合。

(2)不溶微粒和 Mg^{2+} 在气-雪界面和雪坑中迁移的相关性研究,得出:表层雪中不溶微粒和 Mg^{2+} 的浓度变化表现出一致性,6-8月出现浓度的最大值,并伴有较大幅度的波动,这与同期频繁的降水和盛行局地风密切相关。粗微粒(直径大于 $10\mu m$)和 Mg^{2+} 浓度在雪层垂直剖面中的分布具有相似性,且其演化过程也十分近似。二者的相关性受到温度的影响,气温越高,不溶微粒与 Mg^{2+} 在沉积后过程中的相关性越低,气温越低,二者的相关性越高。

(3)对雪坑离子浓度的变化和同期气温、降水资料进行对比分析,雪坑离子浓度的变化与日平均气温呈一定的反相关关系。夏季,日平均气温升高,离子浓度

降低。而在气温较低且降水稀少的冬季，雪坑中的离子浓度受气温影响较小。强烈淋溶期（6月初至8月底）雪坑中的离子浓度随正积温的升高呈指数衰减。衰减过程可分为快速衰减和缓慢衰减两个阶段。当正积温达到 0°C 以上时雪坑离子浓度急剧减少，离子淋溶速度快、损失量大；当正积温达到 60°C 左右时，雪坑离子浓度的减小趋势逐渐变缓，离子淋溶速度慢、损失量小。不同离子对正积温变化的响应具有差异性。 SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , Cl^- , NH_4^+ 和 Ca^{2+} 随正积温增加呈现出的衰减态势与指数函数拟合较好，拟合度分别为0.91, 0.96, 0.85, 0.82, 0.78 和0.89； Mg^{2+} 和 K^+ 在正积温影响下并未有明显的规律性变化。淋溶因子显示雪层中最容易淋溶的离子为 SO_4^{2-} （淋溶因子为0.84）， Mg^{2+} 最为稳定（淋溶因子为0.43）。强烈淋溶期，降水量对雪坑离子浓度的影响并不明显。非强烈淋溶期，降水量与雪坑离子浓度呈微弱的正相关关系，降水主要通过增加表层雪中的离子浓度使得整个雪坑离子浓度增加。

（4）通过跟踪污化层（不溶微粒和镁离子浓度峰值）的演变得出，尽管受到消融的影响，乌鲁木齐河源 1 号冰川化学离子依然能以 1 年为分辨率形成冰芯记录。对比同期的气温和降水资料，得到该过程受气温影响十分显著，高温条件明显导致浓度值减少，仅有 30%保留至冰芯记录中。每年 4 月，化学离子浓度峰值均会因受到春季化学离子来源的影响而增大，即在春季降水频发期出现浓度的升高。

（5）化学离子在雪-冰界面的迁移特征是：在雪-冰界面 10cm 尺度下，雪层底部干季主要离子浓度的平均值大于湿季，冰层顶部干季主要离子浓度的平均值小于湿季。干季雪冰比的平均值大于 1，而湿季雪冰比的平均值小于 1。即，干季雪层底部离子的浓度一般高于冰层顶部的浓度，湿季则相反。雪-冰界面附近离子的迁移反映了环境信息的记录过程，受融水和气温变化、物质来源等不同因素的综合影响。

关键词 1 号冰川；淋溶作用；气温；降水；离子浓度；冰芯记录分辨率

ABSTRACT

For the vast majority of mountain glaciers speaking, much useful environment information in fresh snow has to be leached out with melt water before they were preserved in glacier ice, which result in interpretation difficulty of chemical record. Meteorological factor is the important parameter to influence ablation. With the global glacier melting speed up and more and more ice cores were drilled in low-middle latitude mountains, we need to explore the relationship between snow-infiltration ice formation process and meteorological elements. Based on long-term observation research and data accumulation on Urumqi Glacier No.1, this paper gives rise to useful climatic interpretations from snow-firn pack that suffer seasonal melting, combined with meteorological data, snow-pit chemical data and a wider range of ice data proxies. Our purposes are exploring the elution process and its characteristics in different weather conditions, further for providing quantitative basis to judge the quality of ice core, choosing ideal location for ice core drilling, and revising the ice core record from imperfect region.

(1) We studied the variability of snow-ice chemistry by investigating homogeneous snowpacks from October 2003 to September 2006 on Urumqi Glacier No. 1. Principle Component Analysis of ionic species in dry and wet seasons revealed the impact of meltwater in redistributing ions in the snowpacks. The 1st, 2nd and 3rd principle components for dry seasons differ significantly, reflecting complex associations between depositional or/and post-depositional processes. The variability trend of ionic concentrations during the wet seasons was found to fit a Gauss Function with significant parameters. The elution factor revealed that more than half of ions are leached out during the wet seasons. Of the ions studied SO_4^{2-} was the most mobile and Mg^{2+} was the least mobile. A threshold relationship between air temperatures and the elution process was investigated over the study period. The results indicate that the strong melt/ablation processes and ionic redistribution occur at a threshold air temperature of 0 °C. The study found that surface melt on the snowpacks is the main factor causing the alteration of the snowpack chemistry. Rainfall also has an impact on the chemistry but plays a less

significant role than the surface melt.

(2) The evolution of vertical profiles of microparticle and magnesium concentrations, as well as their seasonal variation in surface snow, was studied by weekly sampling a snow pit from September 2003 to September 2004 on Urumqi Glacier No.1. The analyses of microparticles and magnesium indicate that they have the similar changing tendency both in surface snow and vertical profiles. During the winter season, microparticles and magnesium concentrations in the surface layers are altered slightly by sublimation and wind erosion, and the concentrations are further modified as the wet season begins in late April. In contrast, chemical stratigraphy in the deeper layers remains relatively unchanged through the winter. In early summer, as melting occurs in the upper part of the snow-firn pack, meltwater carries microparticles and magnesium to different depths in the underlying snow-firn layers, at the end of the ablation season, all of the surface elements might be leached out from the upper layers. Correlation coefficient between concentration of microparticles and magnesium in vertical snow layers shows the counter-related with the temperature.

(3) We examine the impact of air temperature and precipitation on the chemical ionic concentration. Data suggest that the arrival of high temperatures has more impact on ionic concentration in snowpack. Therefore, we establish the correlation between positive accumulated temperatures and ionic concentration. The results indicate that ion concentrations are exponential decline along with Positive Accumulated Temperature in strong elution periods. During this process, ionic concentration reduced sharply at first, then, generally decreased as temperature rising proceeds until it dropped to the minimum. Elution Factor shows most of ions were leached out from snowpack after summer melting at Urumqi glacier No.1. The continuous precipitation could increase the ions concentrations in snowpack through enhancing them in surface snow. However, the relationship is weak.

(4) The evolution process of dust layers shows that one-year layer is preserved in ice, although strong ablation may leached out most of chemical ions. Compared to air temperature and precipitation, we find that high temperatures made 70% of ions lost. Every April, the concentrations increase because of the frequent precipitation.

(5) The characteristics of chemical ions migration at firn-ice interface: mean ion concentration at firn bottom was higher in the dry season (from November to March) than that in the wet season (from April to October), and the mean ion concentration at the ice top was higher in the wet season than that in the dry season, the mean concentration ratio of ions between the firn bottom and the ice top in the dry season was generally higher than 1, suggesting that during the dry season the concentration at the firn bottom was generally higher than that at the ice top, whereas during the wet season the situation was quite opposite; the ion transportation at the firn-ice interface constituted a process of recording the environmental information, which was influenced by the melt water of snowpack, air temperature and some other factors.

Key word: Glacier No.1; elution process; air temperature; precipitation; ions concentrations; ice core resolution

目 录

中文摘要.....	i
英文摘要.....	iii
第一章 绪论	1
1.1 研究背景与意义.....	1
1.2 国内外研究进展.....	3
1.2.1 雪冰化学时空分布及其环境意义研究.....	3
1.2.2 气-雪界面化学过程研究.....	4
1.2.3 雪-冰界面化学过程研究.....	6
1.3 本论文研究内容.....	9
第二章 研究区概况	12
2.1 天山地区概况	12
2.2 乌鲁木齐河源自然环境特征.....	14
2.2.1 乌鲁木齐河流域自然环境特征.....	14
2.2.2 乌鲁木齐河源1号冰川基本特征.....	16
2.2.3 采样点介绍.....	18
第三章 野外观测样品采集及实验室分析	20
3.1 雪冰物理观测内容及方法.....	20
3.1.1 物理剖面描述.....	20
3.1.2 剖面厚度观测.....	21
3.2 雪冰化学样品采集及分析.....	25
3.2.1 雪冰化学样品采集.....	25
3.2.1 化学样品实验室分析.....	27

3.3 气象观测.....28

第四章 雪坑离子浓度的变化特征分析.....29

4.1 研究方法与数据来源.....29

4.2 雪坑化学离子浓度的变化特征.....30

 4.2.1 干湿季离子浓度变化差异性.....30

 4.2.2 湿季离子浓度变化特征.....33

4.3 小结.....35

第五章 气象要素对雪冰淋溶过程的影响研究.....37

5.1 气温对淋溶过程的影响研究.....37

 5.1.1 日平均气温与离子浓度.....37

 5.1.2 积温与离子浓度.....39

 5.1.3 离子淋溶过程差异.....44

 5.1.4 离子损失率.....45

5.2 降水对淋溶过程的影响研究.....46

 5.2.1 湿季降水对离子浓度的影响.....47

 5.2.2 干季降水对离子浓度的影响.....48

5.3 基于温度参数的淋溶模式研究.....52

 5.3.1 温度参数模型的物理基础.....53

 5.3.2 度日因子.....53

 5.3.3 淋溶模式.....55

5.4 小结.....58

第六章 冰芯记录的形成过程及分辨率研究.....59

6.1 冰芯记录的形成过程.....59

6.2 不溶微粒与 Mg^{2+} 的相关性研究.....	62
6.2.1 沉积过程的相关性.....	63
6.2.2 沉积后过程的相关性.....	64
6.2.3 影响因素分析.....	66
6.3 冰芯记录分辨率及其影响因素研究.....	67
6.4 雪-冰界面化学离子的迁移研究.....	72
6.4.1 雪-冰界面化学离子迁移的季节变化.....	72
6.4.2 雪-冰界面主要化学离子浓度差异的季节变化.....	77
6.4.3 主要化学离子在雪-冰界面迁移的影响因素.....	78
6.5 小结.....	80
第七章 结论与展望.....	81
7.1 结论.....	81
7.2 展望	82
参考文献.....	84
个人简介	100
致 谢	101

第一章 绪论

中低纬度山岳冰川，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，进而导致冰芯记录分辨率降低和解释困难。气温等气象要素是影响淋溶过程的关键。随着全球冰川加速消融，中低纬度山岳冰川冰芯数量日益增加，探究淋溶过程对冰芯记录影响的普遍规律，在雪冰现代过程及冰芯研究中已显得十分重要。

1.1 研究背景与意义

冰芯记录在恢复气候、环境和人类活动的历史变化方面意义深刻(Thompson et al., 1995; Ginot, 2001; Shichang Kang, 2003)。然而，对于绝大多数山岳冰川来说，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。为避免这一过程对冰芯记录的影响，理想的冰芯钻取地只能取自夏季消融非常微弱或没有消融的地区。目前，全世界满足该条件的区域只有南极和格林兰岛冰盖的中心区域，或者极少数的高山地区。而研究全球或区域性气候变化需要一个广泛的观测网，这一限制条件无疑为利用冰芯记录获取全球范围气候变化事实增加了难度。为了解决和改善这一问题，一方面，人们迫切需要掌握不同气象条件影响下，淋溶作用对冰芯记录形成过程及其分辨率的影响，以此来判断冰芯记录的优劣和选取较为理想的冰芯钻取地点。另一方面，需要搞清楚经过淋溶作用影响的冰芯，如何修正其记录的气候环境信息。

大多数山岳冰川成冰作用是依靠融水渗浸-冻结-冰川变质过程来实现的，其最大特点是融水的参与。Johannessen的研究结果表明，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(Johannessen, 1978)，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)。虽然，其结果依然保存了当时的大气环境信息，却造成冰芯记录分辨率降低和冰芯解释困难(L.G. Vanderwel, 2011)；而且还会影响融雪径流的化学成分，产生所谓的“离子脉冲”现象(Torsten Meyer, 2011)。随着全球山岳冰川的加速消融，中低纬度山岳冰川冰芯钻取数量的增加，淋溶作用对冰芯记录影响的广度和深度进一步加强，成为摆在冰川学家面前普遍而又亟待解决的问题。

离子淋溶作用是一个复杂的过程，由于受到气象要素、冰川结构及冰川水、热等条件控制，在不同地区冰川上的作用和表现形式存在明显差异。其中，气象要素（气温、降水、日照等）是这一过程最重要的影响因子。探讨气象要素对淋溶作用的普遍影响机理，进而将气象要素作为判断冰芯记录优劣、选择理想冰芯钻取地点的指标，具有准确性、易操作性和可推广性。

最早对雪层中融水的关注可追溯至1930年，Welzenbach使用染料跟踪积雪溶水在不同层位的传输过程（Welzenbach, 1930）。Johnson发展了一套渗浸理论用于对雪冰中微结构和微动力参数的恢复(Johnson, 1999)。上世纪80年代以来，大量的研究开始关注融水对化学离子记录过程的影响(Brimblecombe et al., 1985; Bales et al., 1989; Hewitt et al., 1991; 侯书贵, 1998; Hou shugui, 1999)，并通过实验室或野外观测的方法建立了雪层中不同离子的淋溶顺序(Tranter et al.1992; Eichler et al.2001; Iizuka et al., 2002)。近几年，有研究者通过计算淋溶因子将冰芯中化学离子的淋溶损失率定量化，并建立离子淋溶模式(John C. Moore, 2005, 2010)。

自2002年起，天山冰川观测试验站开展了乌鲁木齐河源1号冰川雪冰现代过程的观测研究，历时8年取得了大量的研究成果(Li Zhongqin et al., 2006; Wang Feiteng et al., 2006; Li Xiangying et al., 2007; You Xiaoni et al., 2011; 尤晓妮等, 2005, 2006)。首次得出了：淋溶作用发生在日均气温为 -3.6°C 这一临界值，小于这一温度，淋溶作用的影响可以忽略；气温达到 0.3°C 时，所有当年新增离子会全部淋溶殆尽(Li Zhongqin et al., 2006)。这一初步结果引起了国内外学者的广泛关注，随着研究的深入，有以下三个问题亟需解决：① 气象要素与淋溶作用之间的作用机理究竟是怎样的；② 不同气象要素影响下，淋溶作用与冰芯记录形成过程及其分辨率关系如何③如何建立转换模式，对已有的冰芯记录进行修正。

基于以上考虑，本论文以天山冰川观测试验站为依托，乌鲁木齐河源1号冰川为研究对象，开展气象要素与雪-冰演化过程及冰芯记录分辨率的关系研究。首先，该冰川地处干旱-半干旱地区，夏季消融强烈，是观察分析离子淋溶过程的典型区域；其次，冰芯记录形成过程的研究依赖于长期定位观测，而乌鲁木齐河源1号冰川已有长期的观测资料、多年研究积累以及良好的分析技术条件，为项目顺利实施提供

了丰厚的积累和有利的保障。

本论文基于多年的研究积累，以乌鲁木齐河源1号冰川为研究对象，进行气象要素的观测分析、雪层化学过程以及冰层记录的综合对比研究，以揭示淋溶作用对冰芯记录的影响机制为核心，弄清气象要素对雪-冰演化过程、冰芯记录形成过程及其分辨率的影响规律。其结果，不仅有助于正确评估已有的冰芯记录，为未来冰芯钻取地点的选择提供量化依据，而且能够对取自非理想区域冰芯中的气候环境信息进行修正，为冰芯记录更好地解释全球或区域尺度气候环境变化服务。

1.2 国内外研究进展

按照雪冰化学离子分布和迁移过程的不同，可将目前国内外雪冰化学研究归纳为以下三个方面：

1.2.1 雪冰化学时空分布及其环境意义研究

雪冰化学是冰川学重要研究内容之一。研究雪冰中化学元素的含量、分布规律及特征，根据他们的浓度随时间的变化、现代条件下这些物质的分布状况及其来源和传输过程的研究，可反演过去大气环境的变化，为预测未来环境变化提供重要的依据。冰川化学研究始于1950s，较早开始的是建立雪冰内稳定同位素比率与温度的关系(δ -T)并利用稳定同位素比率剖面恢复古气候记录。稍后开始了通过微粒浓度、酸度研究火山事件和通过放射性元素研究核弹试验等人为污染。近50年在雪冰内阴、阳离子、冰芯温室气体、生物有机酸、痕量重金属、冰和气泡内气体稳定同位素、微生物的研究方面有了很大进展。Murozumi 等研究得出冰芯中Pb的浓度从几千年前到1960s升高了200多倍(Murozumi et al., 1969); 大量的火山喷发在冰芯中的层位酸度较大(Hammer,1977), 可用来估计火山喷发的SO₂释放量(Hammer et al., 1980; Legrand and Delmas, 1987)。格陵兰Camp Century和南极Byrd、Dome C深冰芯显示末次冰期与现在相比，具有更高浓度的海盐和陆地气溶胶(Cragin et al., 1977; Petit et al., 1981)。Greenland冰芯记录了随着化石燃料燃烧增加引起的降水酸度的变化(Neftel et al., 1985; Mayewski et al., 1986)。Saigne and Legrand(1987)首次研究了MSA，对研究海洋DMS释放的变化和硫循环的贡献有重要意义。有关NO₃的研究很多，但是目前仍然是来源、古环境意义最不确定的(Legrand and Kirchner, 1990; Wolff,

1995)。部分研究则针对冰芯中的有机成分的测量,如黑碳,总有机碳、羧酸(Chylek et al., 1992; Cachier, 1995, Legrand and De Angelis, 1995)。

我国的高山冰川化学,章申等早在60年代即对珠穆朗玛峰绒布冰川和希夏邦马峰野博康加勒冰川进行了雪冰化学的研究(章申等, 1982; 章申等, 1979)。1979年之后,随着野外高山冰川考察事业迅速开展,王平等在阿尔泰山友谊峰地区的哈拉斯冰川、天山托木尔峰西琼台兰冰川(王平等, 1982; 王平等, 1983), 骆鸿珍在乌鲁木齐河源1号冰川(骆鸿珍, 1983), 王平(1984)在哈密八大石冰川、祁连山敦德冰川和冷龙岭冰川、横断山脉的贡嘎山冰川和玉龙山冰川, 张文敬等在喜马拉雅山脉南迦巴瓦峰地区的则隆弄等冰川进行了研究(张文敬, 1984)。主要采用等离子发射光谱、慢中子活化分析、原子吸收分析手段, 在雪、冰的矿化度、pH值及水化学类型、雪冰中痕量元素和同位素含量等方面的研究积累了宝贵的资料。Yao Tandong等(1999)根据乌鲁木齐河流域典型地区降水资料, 研究了从下游乌鲁木齐站、中游跃进桥站和源头大西沟站降水中稳定同位素与温度的关系, 揭示了内陆河流域系统降水中稳定同位素的变化规律。

1.2.2 气-雪界面化学过程研究

随着测试分析技术的发展, 仪器的检测限低、灵敏度高(ppm\ppb\ppt)、测试的内容不断增加, 雪冰化学更加注重气—雪—冰过程的研究(图1.1)。

本文中的“气”特指气溶胶, 即悬浮在空气中的固体和(或)液体微粒与气体载体共同组成的多项体系。雪冰记录连续、完整地记录了过去大气中各种气溶胶的化学成分和变化过程, 蕴含有大量的气候环境信息。在冰川区进行大气气溶胶的观测分析, 一方面可以了解该区域的大气环境状况, 为研究气溶胶的时空分布特征和确定气溶胶的辐射强迫提供数据; 另外一方面可与雪冰中化学记录进行对比, 探究气溶胶的本底现状与变化历史, 以及自然和人为气溶胶对大气环境的影响及其变化过程。

对冰芯化学记录的解释是建立在大气化学成分的变化与冰雪中化学成分的变化密切相关这一假设之上的(Wolff, 1996)。为较好的利用冰芯记录解读气候环境信息, 首先要揭示大气中的化学成分如何沉降至雪冰中这一转换过程(Dibb and

Jaffrezo, 1997)。1989年在格陵兰实施的Dye 3冰芯计划和在Summit开展的雪冰样品和气溶胶采样计划, 已经开始对这些问题进行研究(Dibb and Jaffrezo., 1997; Dibb et al., 1992; Davidson et al., 1993)。此外, 部分学者在喜马拉雅山Hidden峡谷(Arun B, 1994; Shrestha et al., 1997)、加拿大King Col (4135m)地区(Kaplan Yalcin et al., 2006)以及东绒布冰川(Jing Ming et al., 2007)进行了表层雪和气溶胶的采集, 通过对两种介质中化学成分含量的对比分析, 解释气-雪界面化学成分的转换机制。1989年起, 寒旱所与美国新布什尔大学地球、海洋空间研究所合作启动的青藏高原雪冰化学研究项目, 通过对高原冰川上的雪、冰和气溶胶样品的长期连续采集, 研究了青藏高原地区气溶胶成分的主要来源、传输过程和沉积机制等。随着相关项目成为研究热点, 更多冰川区安置了气溶胶采集装置, 用以对现代大气环境作出综合性的分析和评价。包括希夏邦玛峰北坡抗物热冰川、格拉丹东和煤矿冰川、南、北极、青藏高原以及天山东部等冰川区也进行了大气气溶胶的本底监测和研究。

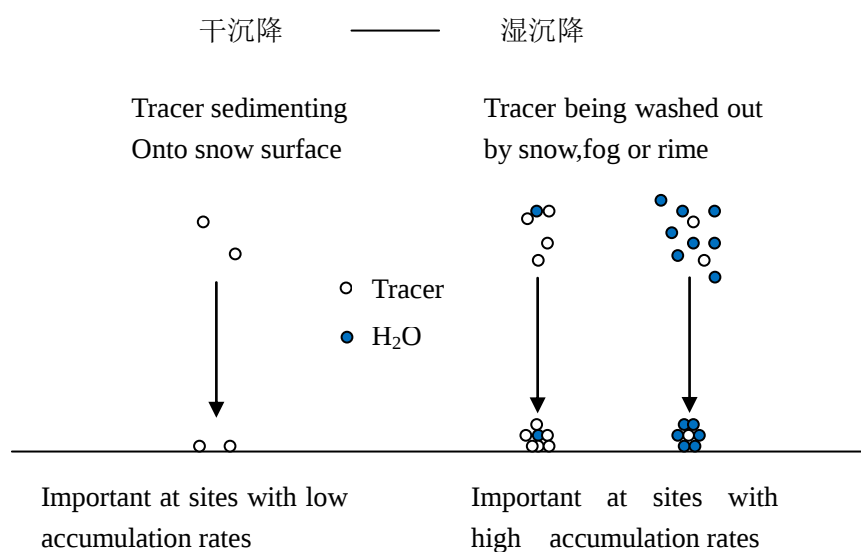


图 1.1 干湿沉降影响下的气-雪界面化学过程

Fig.1.1 Atmosphere-snow chemical process under dry and wet deposition

1.2.3 雪-冰界面化学过程研究

大气中的化学成分在经历了气-雪界面的化学过程, 降至冰川表面之后, 还会通

过扩散、消融、升华、渗浸、密实化等作用的影响，不断发生着物理性质和化学性质的改变，从而改变了雪层及冰芯中的记录信息，这一过程为雪-冰界面化学过程，亦称之为沉积后过程（图1.2）。

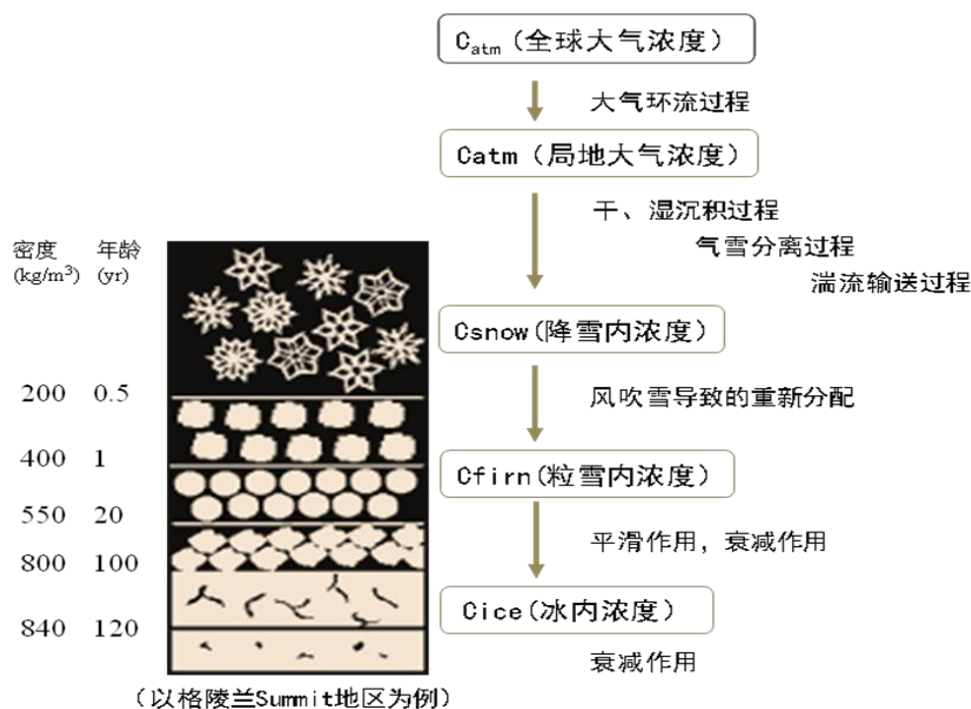


图 1.2 气-雪-冰界面化学过程（据效存德，2010）

Fig.1.2 Chemical process at atmosphere-snow-ice interface

国际上有关雪-冰界面化学过程方面的研究已有30年以上的历史，可根据沉积后过程的主要类型将其归纳为以下两个方面：

（1）无融水作用下雪层内化学成分的变化

无融水作用下雪层内化学成分的变化，主要体现在升华、吹雪、密实化作用、化学成分间离子反应等方面。相关研究最早集中在两极冰盖上。上世纪90年代以来，Mayewski、Legrand、Harder、Kreutz等人对南极地区冰芯中易挥发的物质如硝酸盐、硫酸盐及氯化物进行了深入的研究。Reging Rothlisberger等人对南极和格陵兰地区雪层及冰芯中的 NO_3^- 的沉积后过程进行了研究，认为影响雪层上部 NO_3^- 后沉降过程的因素主要是光解作用与 HNO_3 的释放。大部分离子（除了 NH_4^+ ）会通过升华作用富集在表层雪；矿物粉尘比如 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 和 Na^+ ，易通过干沉降作用富集在冰川表面

(Ginot et al., 2001; Schotterer and Ginot, 2004); 而吹雪可能清除湍流层底部的微粒, 从而导致雪层中 NO_3^- 的富集(Wolff et al., 1998)。Delmas和Wolff分别以冰芯中酸与碳酸盐的反应及过氧化氢与碱性物质的反应为例, 探讨了冰芯中不同元素间的化学反应对冰芯记录的影响。

(2) 有融水作用下雪层内化学成分的变化

融水作用下雪层内化学成分的改变主要是由消融、渗浸和淋溶过程引起。冰川融水会导致可溶和不可溶成分的迁移, 雪层消融产生的可溶成分对以冰川融水补给为主的河流和湖泊产生较大的影响。因此, 关于雪冰化学的季节变化及其与融水径流之间的关系研究十分广泛(尹观等, 2004; Johannessen et al., 1978; Davies et al., 1987; Robert et al., 1998)。Anjn Eichle通过在阿尔卑斯山Grenzgletscher上部地区钻取冰芯, 系统研究了融水作用对化学元素沉积后过程的影响, 并对离子的淋溶顺序进行了探讨。

近年来, 随着分析模型和数学模型的广泛使用, 研究内容也由沉积后过程本身发展到沉积后过程与冰芯记录的定量关系上, 通过将雪层中化学离子的迁移过程进行模拟以探究离子在雪冰中的迁移轨迹(Jeonghoon et al., 2008; Torsten et al., 2011; 王圣杰等, 2011)。气温是影响淋溶最为关键的参数, 部分研究关注气温与消融过程的关系, 用以预测冰雪融水径流(Yukiyoshi et al., 2011; Woods et al., 2009), 通过温度因子模型对雪层消融进行定量分析(Franz et al., 2008; Georg et al., 2012)。

1.2.4 1号冰川现代过程研究已取得的成果

基于1号冰川的现代过程研究, 已有多年的研究历史。Wake (Wake C P et al., 1992) 和 Williams (Williams M W et al., 1992) 最早对1号冰川进行雪冰化学研究。1996年起, 相关学者就依托中科院天山冰川观测试验站进行了系统的雪冰化学观测与研究; 2002年7月, 又在1号冰川4130 m积累区建立了雪冰物理化学过程观测取样场, 开展了为期5年的物理、化学等气、雪、冰样品的观测或采集, 进行了雪冰现代过程研究(简称为 PGPI, the Program for Glacier Processes Investigation), 并取得了系列研究成果。

基于天山乌鲁木齐河源1号冰川5-6月间的20个气溶胶样品和114个表层雪样品, Sun Junying等(1998)通过建立表层雪和气溶胶中化学离子的相关矩阵, 研究了二

者当中可溶性离子之间的相互关系 (Sun Junying 等, 1998)。结果表明, 气溶胶和表层雪中阳离子的含量总是高于阴离子, 表明 1 号冰川大气是呈碱性的。气溶胶和表层雪中的 NH_4^+ 和 NO_3^- 离子对应关系较差, 这表明 NH_4^+ 和 NO_3^- 离子在表层雪中可能受到沉积后作用的影响。在清除率方面, 1 号冰川气溶胶中 Na^+ , K^+ , Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 清除比率较高, SO_4^{2-} 的清除率比较低。在相关性方面, 气溶胶和表层雪中的 Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , K^+ , Mg^{2+} 和 SO_4^{2-} 相关系数分别为 0.91, 0.95, 0.91, 0.79, 0.76 和 0.63。这表明表层雪中的大多数离子, 特别是 Ca^{2+} , Na^+ 和 Cl^- 可以反映大气中的信息。张明军等在 2007 年 4 月、8 月和 10 月三个时段内, 分昼夜采集了 23 个气溶胶样品和 7 个新降雪样品, 对样品中的可溶性离子进行了分析。结果表明, 乌鲁木齐河源 1 号冰川气溶胶和新雪样品中可溶性离子成分变化趋势相似, 气溶胶浓度升高, 新雪样品的浓度也会有所升高, 反之亦然。气溶胶和新雪中的 Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , K^+ , Mg^{2+} 相关性很好, 说明雪中这些离子的浓度基本能反映大气中的状况, 而 NH_4^+ 和 NO_3^- 在两种介质中的离子浓度并不相关, 这与 Sun 等的研究结果相同。而 NH_4^+ , NO_3^- 在表层雪与气溶胶中的相关性, 却在长时间尺度的研究中得以发现 (Zhao Zhongping et al., 2006)。Li Huilin et al. 得出 NH_4^+ 在气溶胶和表层雪中随时间的变化非常相似, 都有春、夏及秋季较高, 而冬季偏低等特征, 大气温度与湿度的升高可能加剧 NH_4^+ 在气与雪之间的交换, 导致其变化趋于同步。秋季和冬季中两种介质的 NH_4^+ 相关性相对较差 (Li Huilin et al., 2008)。张坤等研究得出, 1 号冰川中 Ca^{2+} , Mg^{2+} 浓度远高于其它地区, 在气溶胶和表层雪中表现出相似性, 是较好的粉尘指示剂 (张坤等, 2008)。

我国在有融水作用下雪层内化学成分的变化研究方面, 围绕天山乌鲁木齐河源 1 号冰川开展的较早。侯书贵等研究发现, 融水不仅能够改变雪层中离子原始的浓度分布特征 (Hou Shugui, 2002), 而且会使得大部分离子随冰川径流消失, 只有少量离子被保存在粒雪冰中。各离子不仅存在淋溶择优性, 而且在不同阶段被淋滤的程度也不同, 产生这种差异性的根本原因在于不同离子在粒雪和冰晶体中存在的位置有所不同。通过对雪坑样品中 $\delta^{18}\text{O}$ 、pH 值和电导率的对比分析, 发现冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与气温之间的相关性明显低于降水样品 $\delta^{18}\text{O}$ 的相应值, 而这一结果与 $\delta^{18}\text{O}$ 受到融水作用有关。然而, 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录仍与夏半年平均气温之间具有一定程度的

相关性(Hou Shugui,1999; 侯书贵, 1998; 侯书贵, 1999)。说明在当时的气候条件中, 融水影响下的乌鲁木齐河源1号冰川依然可以反映当时的气候环境信息。对1号冰川雪层中重金属进行分析发现, 该区的重金属量值远高于其它冰川, 主要是由于受中亚粉尘的影响, 且非常容易被融水淋溶 (Li Zhongqin et al., 2007)。

沉积后过程研究依赖于长期定位观测, 短期考察不能形成连续的数据结果, 是传统冰川学研究中较为薄弱的方向, 尽管这方面的研究在我国开展已有多年, 但受制于长期连续的观测, 使得相关研究仍然十分有限。我国冰川大都分布在中低纬度山地, 以暖型成冰作用为主, 沉积后过程对冰芯记录形成的作用十分强烈, 因此, 随着更多的冰芯钻取自中低纬度山地冰川, 建立气象要素和雪-冰演化过程及其分辨率之间的关系显得尤为重要。

1.3 本论文研究内容

本论文以天山冰川观测实验站为依托, 以乌鲁木齐河源1号冰川为研究对象, 基于多年观测研究和资料积累, 进行雪冰化学过程分析、气象要素观测分析和冰层数据综合对比分析, 开展气象要素对冰芯记录形成过程及其分辨率的影响机理研究。旨在查清不同气象条件下, 淋溶作用的发生过程和特征, 及其对冰芯记录分辨率的影响规律, 以此判断冰芯记录的优劣, 进一步为未来冰芯钻取地点的选择提供量化依据, 并对取自非理想区域冰芯中的气候环境记录进行修正, 为冰芯记录更好地解释全球或区域尺度气候环境变化服务。主要研究内容如下 (图1.3):

1.3.1 不同离子淋溶过程及特征研究

离子淋溶过程是冰芯记录中离子存在方式的重要原因。这一部分内容着重探讨离子淋溶过程和特征, 旨在对不同离子成分在融水作用下的表现形式进行定量分析, 为进一步气象参数的引入奠定基础。具体内容包括: 1)通过对乌鲁木齐河源1号冰川海拔4310m处的渗浸带进行全年度、全天候表层雪和雪坑样品采集分析, 研究主要可溶性离子 (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-})、不溶微粒及挥发性离子 (NO_3^- , NH_4^+) 的淋溶过程、机理、特征、淋溶率和淋溶顺序。分析对比不同特征离子 (常见可溶性离子和挥发性离子) 的淋溶差异, 获得不同区域离子淋溶顺序差异存在的原因。

1.3.2 气象要素对淋溶作用的影响机理研究

气象要素对淋溶作用的影响机理研究是本论文的核心内容之一，这一部分内容着重探讨基于物理过程的淋溶过程对气象要素（特别是气温）的响应机制，旨在建立二者的定量关系。具体内容包括：1）通过雪冰样品采集期间，乌鲁木齐河源1号冰川全年度、全天候实时气象要素观测，研究气象要素（正积温、日均温、降水、日照时长等）与同期离子总浓度、各离子浓度变化的统计规律。2）基于1）的结果，结合淋溶作用的物理机制，以气温、降水、日照等气象要素为输入参数，雪层温度、融水等雪层要素和化学离子浓度为输出参数，建立二者之间的关系模型。

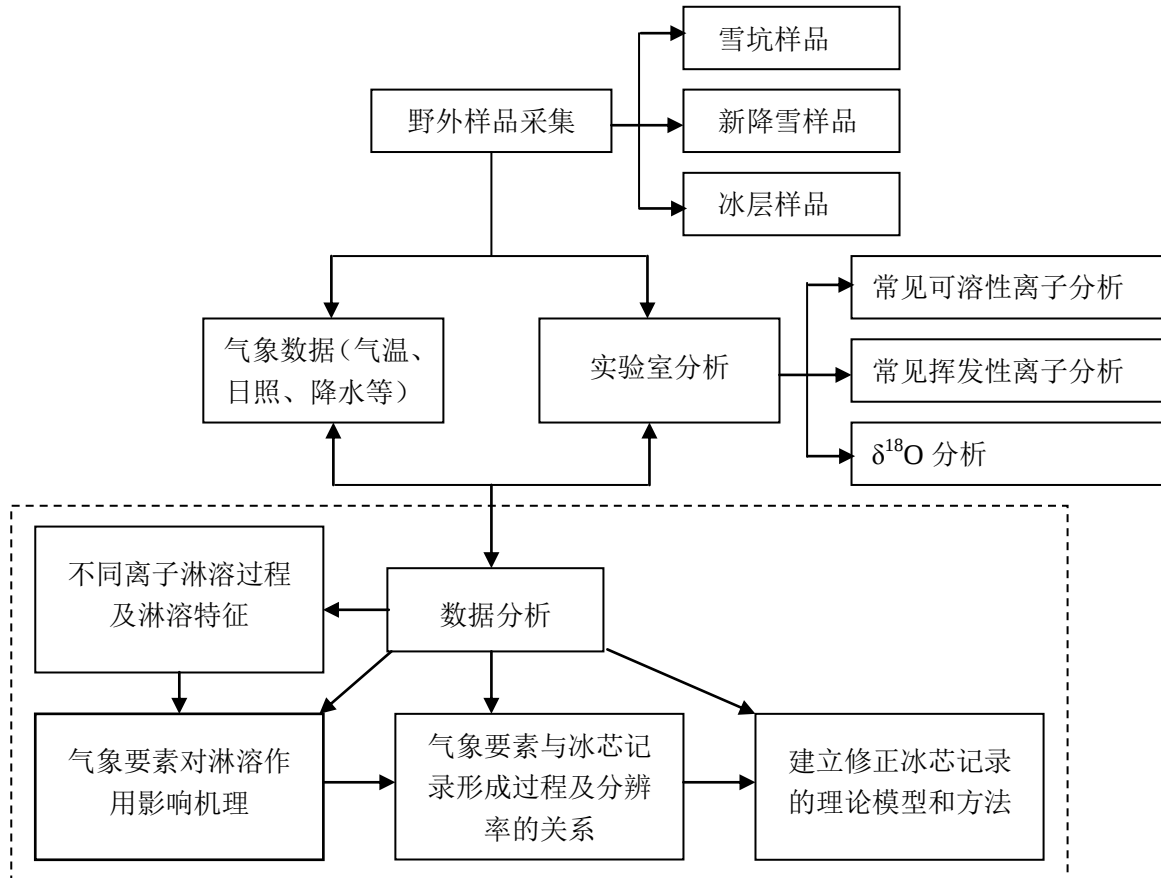


图 1.3 本论文技术路线图

Fig.1.3 Technical scheme used in this study

1.3.3 建立气象要素和冰芯记录形成及其分辨率的关系

这部分研究将雪坑研究进一步延续到雪坑底部冰层中。一方面与前部分研究结

果互相印证,另一方面着重探讨气象要素对冰芯记录分辨率的影响。具体内容包括:

1) 在乌鲁木齐河源1号冰川连续取样雪坑处,采集雪坑下部冰层样品,进行雪坑雪冰化学过程和冰层记录的综合对比研究,建立初步的冰芯记录形成体系。2) 离子浓度峰值(污化层)至冰面的距离及其演化过程,是冰芯记录的形成依据,是确定冰芯记录分辨率的重要参考。通过研究雪-冰记录中化学离子浓度峰值的冰面距离变化和同期气温与降水的关系,得到不同气温条件下离子浓度峰值被保存的过程,揭示气象要素对冰芯记录分辨率的影响。

基于前期研究成果,本论文在研究内容和研究方法方面有了进一步改进和提高:1) 引入气象参数,直接建立气象要素对冰芯记录形成过程及分辨率的影响,这在国内外领域研究较少。利用气象要素判断冰芯记录的优劣,选择理想冰芯钻取地点,具有科学性,易操作性和可推广性。2) 沉积后过程研究依赖于长期定位观测,短期考察不能形成连续的数据结果。天山站连续5年的定位观测和数据资料为本论文写作提供了扎实的积累,为实现冰芯记录形成过程的突破性研究提供可能。3) 使用了主成分分析和特征值比对的方法对雪层离子的迁移和传输进行了研究,这在相关研究中相对较少。4) 定量分析过程为实现雪-冰演化过程研究由定性到定量、由现象到机理的深入,以及研究成果由点到面的应用提供可能。

第二章 研究区概况

2.1 天山地区概况

天山山系位于欧亚大陆腹地，呈东西走向横贯亚洲东部，穿越中国、哈萨克斯坦、吉尔吉斯斯坦和乌兹别克斯坦四国，全长 2500 km，是亚洲中部最大的山系。天山山系具有较为完整独立的自然地理综合体，它的地质地貌特征、生态功能、资源禀赋以及对人类的影响，都表现出显著的地域性和特殊性。一直以来，都是国际研究的热点区域。

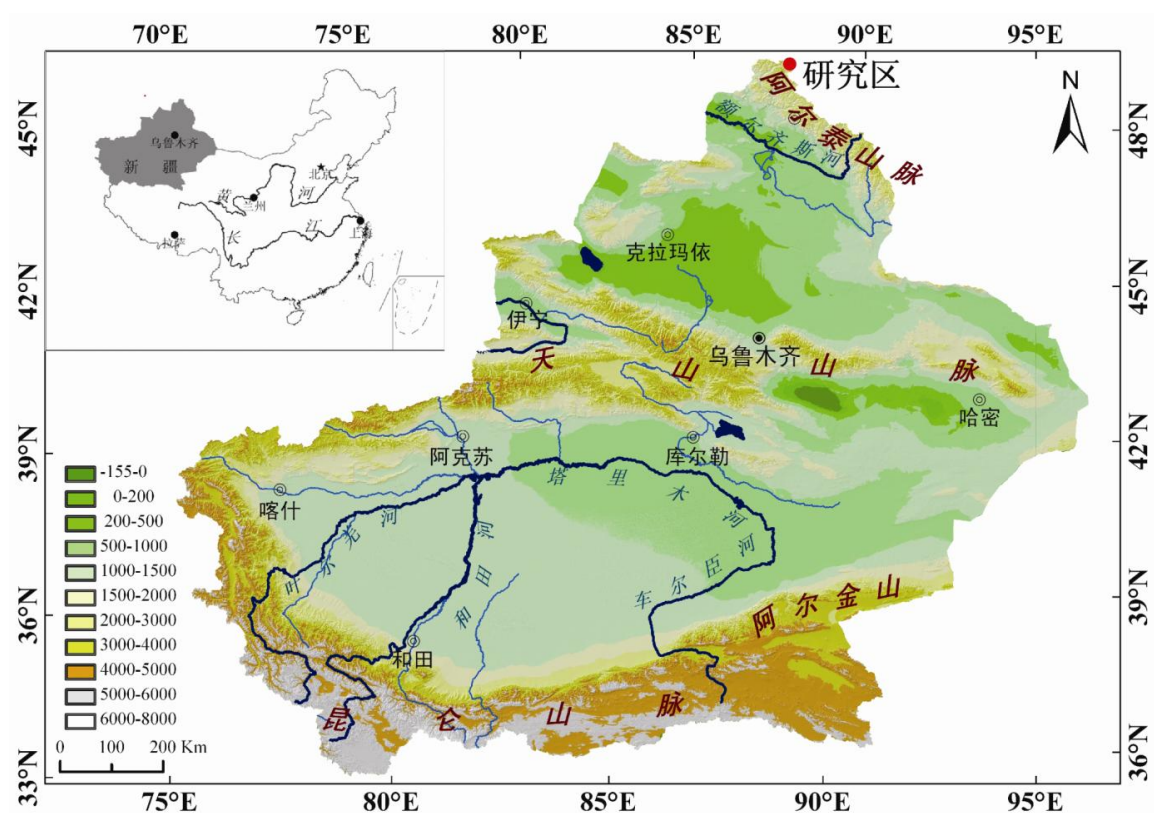


图 2.1 我国境内天山地区自然环境示意图

Fig. 2.1 The geographic environment of Tianshan in China

天山在我国的分布东西大致跨越1700km，超过天山山系宽度的2/3（图2.1），主要位于新疆维吾尔自治区内。山地平均海拔高度4000m，东西横亘的高山将我国新疆划分为南、北疆两个自然地理区。托木尔峰位于我国温宿县，是天山山地最高峰。天山山体因山谷纵横，山脉、山谷交错分布，形成明显的纵深分布，落差极大。

因天山东西横亘，山体高大，加之地处西风带的主要影响区，在地形抬升的作用下，山区迎风坡降水丰富、冰川广布，成为山间盆地和谷底地区河流、湖泊的主要发祥地之一。据胡汝骥（2004）关于天山山地年径流量的统计，该值为 $474 \times 10^8 \text{m}^3$ ，可占到整个新疆流域年径流总量的54%。山地丰富的矿藏、独特的自然景观以及典型的地理位置，使之长期以来成为国内外科学界瞩目的地区。

天山山系大气环流是欧亚大气环流的一部分（李江风等，1991）。山系高空受北半球西风带控制。大致在 4000 米以下，受青藏高原的阻挡，西风气流途径高原时，被分成南北两支。北支气流北上途中主要影响天山地区。冬季（1 月），在 1500m 高度上，北支气流由于地形影响，在天山南北产生两支反气旋性的环流，成为该地区冬季主要环流特征，造成北疆干冷的偏东风和罗布泊地区及南疆的干燥天气。春季（4 月），西风带的位置明显北移，势力锐减。在中亚天山之西，由于天山山体的作用，两支西南气流平行进入我国天山南北地区。北支气流在天山东部尾闾和天山南麓的一支气流相遇，加强了这支气流的反气旋作用，由此天山东部尾闾地区干旱化。致使南疆春季在昆仑山，阿尔金山一带，降水很少，多强浮尘天气（图 1.2）。夏季（7 月），由于天山地区地处中国西北内陆地区和青藏高原的阻隔，在中国大部分地区盛行的东南季风和西南季风难以影响该区域，天山地区仍以西北气流为主。该气流带来西北地区的大量冷湿空气，受到地形阻挡后，被迫抬升产生地形降水，使得天山北麓和部分山区形成大面积降水，成为影响乌鲁木齐河源区的主要环流形式（胡汝骥，2004）。秋季（10 月），一支西北气流在蒙古人民共和国萨彦岭地区分支成反气旋型从蒙古高原进入天山北部地区，形成该地区的东北风。翻越帕米尔高原进入南疆地区的西北气流分别沿天山南麓和昆仑山北麓形成天山南部地区的反气旋气流和气旋型气流（李江风，1991）。

天山地处内陆，加之总体海拔高，山体强烈切割，形成整个天山山地的典型气候特征是大陆性强、干燥度高、垂直气候分带显著，山体海拔高度每上升100m，气温即下降 0.7°C 。在天山同海拔高度上的年平均气温，具有从北向南、从西向东逐渐降低的趋势。同时，也有从山地边缘向内陆降低的趋势。同其他内陆地区，1月为天山地区最冷月，该时段内山地平均气温在 -10°C 以下，雪线以上的冰川带，月平均

气温均小于 -20°C 。水汽进入天山山地主要通过以下方式：一是来自大西洋的水汽在西风气流的帮助下从天山西部进入，在东进的过程中，水量逐渐减少。二是来自北冰洋的水汽翻越阿尔泰山使得天山北部降水多于南部。三是伊朗和阿富汗爆发气旋的北上，形成气旋性降水。降水量因山体高度不同而迥异。以天山北坡为例，从山麓到山顶，随着海拔高度的升高，山前半荒漠草原带、中山草原带、中山森林带、高山草甸草原、现代冰川区及附近降水量依次为 $200\sim 300\text{ mm}$ ， $300\sim 450\text{ mm}$ ， $450\sim 600\text{ mm}$ ， $500\sim 700\text{ mm}$ 和 $700\sim 800\text{ mm}$ ，呈现出明显的增加趋势。天山地区有三个降水区。第一个是山前地带，以液态降水为主；第二个是中山带，以液态（约占总降水量的 $70\sim 75\%$ ）和固态降水（约占总降水量的 $30\sim 25\%$ ）为主；第三个降水区是高山带，主要为固态降水。

2.2 乌鲁木齐河源自然环境特征

2.2.1 乌鲁木齐河流域自然环境特征

乌鲁木齐河流域地处 $86^{\circ} 45' - 87^{\circ} 56' \text{ E}$ ， $43^{\circ} 00' - 44^{\circ} 07' \text{ N}$ ，位于北半球中纬度欧亚大陆腹地，青藏高原北侧。乌鲁木齐河发源于天山喀拉乌成山北坡，天格尔II峰，流向北东北，出山口后，至乌拉泊折向正北，穿过乌鲁木齐市区，至米泉县梧桐窝之北蔡家湖处逐渐消失，总长 214.3 km ，流域面积 4684 km^2 （如图2.2所示），是新疆首府乌鲁木齐市的重要水源。流域内山势高、坡度大、垂直地带性明显，自上而下依次为高寒砾漠带（海拔 3600 m 以上）、高山草原草甸区（ $3500\text{--}2600\text{ m}$ ）、中低山森林区（ $2500\text{--}1600\text{ m}$ ）。其中，高寒砾漠带冰川广布，植被稀少，中低山森林区则以雪岭云杉针叶林和草原植被最为典型。

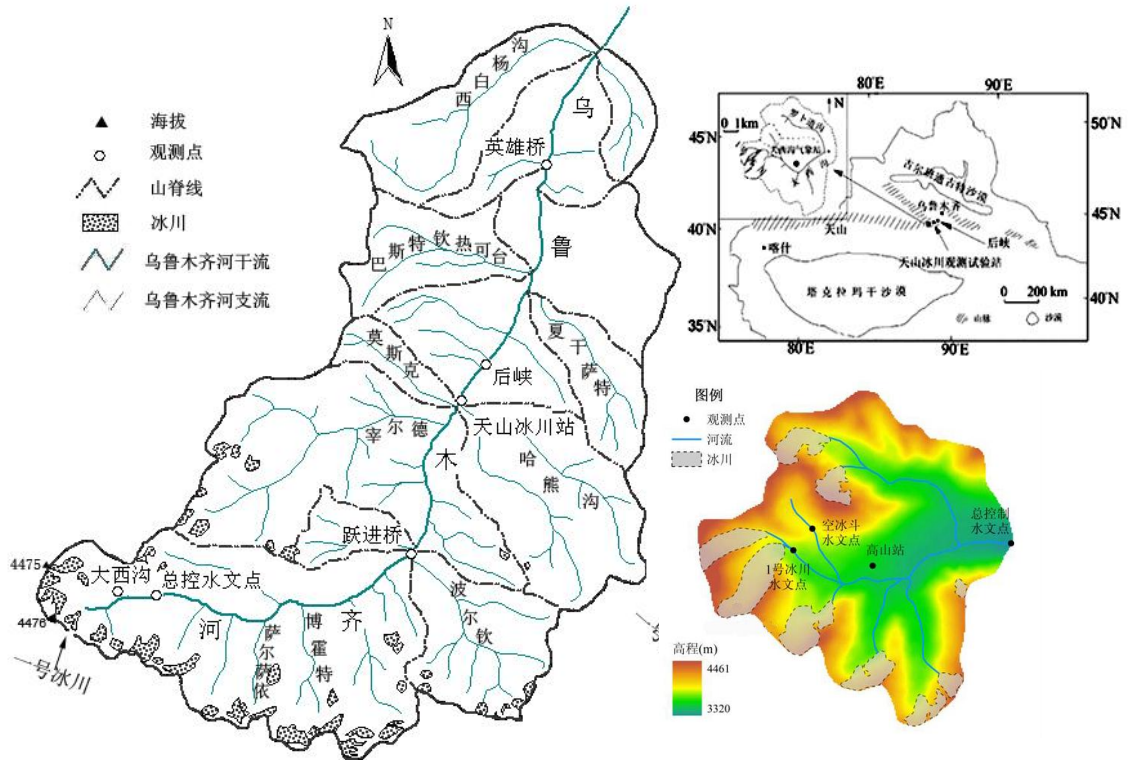


图 2.2 乌鲁木齐河流域图

Fig. 2.1 Map of Urumuqi River watershed

乌鲁木齐河流域深处欧亚大陆腹地。东、西、南、北分别距离太平洋、大西洋、北冰洋、印度洋约3500km、6900 km、3400 km和2500 km。中国东部季风带来的来自太平洋的暖湿气流东进的过程中，因受到第一、第二级阶梯东北-西南走向或南北走向山脉的阻挡，不断产生地形降水，使得水汽消耗殆尽，难以在新疆地区产生降水；同样，南来的印度洋暖湿气流，虽然含有丰富的水汽含量，但途径高大的青藏高原时，依然受到阻挡而产生水汽损耗，唯有很少一部分沿着横断山脉以气旋的方式进入新疆南部，成为南疆降水的来源之一；而乌鲁木齐河流域位于阿尔泰山雨影区（李江风，1991），来自北冰洋的冷湿气流在翻越北部阿尔泰山时，已将大量降水降至迎风坡面，背风坡因受到雨影效应的影响，难以产生较大降水；产生乌鲁木齐河流域降水的主要水汽来源是来自大西洋的东行水汽。因受到高空盛行的西风气流影响，山地阻挡作用相对较弱，大量水汽可从北疆谷地进入乌鲁木齐河流域，形成大量降水（李江风，1991）。

乌鲁木齐河流域山区气温年较差较小, 降水季节变化较大。山区流域气候分区为: 高山冰雪区, 年均气温 -6.0°C , 降水量占年降水量的75%以上; 亚高山冻土区, 年均气温 $-2.5\sim-1.2^{\circ}\text{C}$, 降水量占年降水量的50%; 中高山寒温区, 年均气温 $0\sim4.0^{\circ}\text{C}$, 降水量占年降水量的20%-30%。每年11月至来年3月在海拔1000-2400m处形成逆温层。大致在海拔1900m和3500m左右有两个较大降水带(张寅生, 1994)。

2.2.2 乌鲁木齐河源 1 号冰川基本特征

1号冰川($43^{\circ}06'\text{N}$, $86^{\circ}49'\text{E}$)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(大西沟)河源上游, 距乌鲁木齐市120km。由东, 西两支组成, 面积 1.79 km^2 (图2.3)。

1号冰川是夏季补给型冰川, 夏季降水量大, 降水以湿雪、雹和霰的形式降落至冰川表面。1号冰川90%以上的降水发生在早春到夏末(5~9月)(王德辉, 1985; 杨大庆, 1992; 张寅生, 1994), 其余时段降水则十分稀少。除了降水量大, 降水频次也较高(杨大庆等, 1992)。该地区降水的垂直分带性较为明显(康兴成等, 2000; 王新齐等, 1992; 杨大庆等, 1992), 即海拔愈高降水量呈现出先增大再减小再增大的复杂变化特征。形成两个较大的降水带, 分别位于1号冰川(杨大庆等, 1992)和1800-2200米的山地地带, 这两个带分别以冰川冰缘和山地森林为地带性特征。基于杨大庆等(1988)的研究结果, 该地区海拔高度每升高100m, 将产生22mm的降水增量。同时, 夏季亦是1号冰川地区温度最高的时期, 在研究期间, 最高温度出现在8月, 可达 4.6°C , 最低温度平均为 -27.5°C , 多出现于12月。高温导致1号冰川消融强烈, 形成1号冰川独特的成冰演化过程。受气温和降水等要素年际变化的影响, 1959-2006年间冰川零平衡线波动在海拔4055m处。

1号冰川是乌鲁木齐河的源头, 所处的东天山地区四周为广袤的沙漠和戈壁(图2.4)。其南面、东面、北面和西面分别与塔克拉玛干沙漠和柴达木盆地沙漠、新疆和甘肃的沙地以及内蒙古戈壁高原、古尔班通古特沙漠、巴基斯坦的木云库姆沙漠相临(张寅生, 1994; 尤晓妮, 2006)。1号冰川周围的岩体矿物基本上是由40余种轻重矿物、岩屑组成。天山1号冰川中化学元素的来源有三个方面: 一是来自当地岩石的风化作用, 即以局地来源为主。二是由大气环流长距离输送所致; 三是由

冰川表面的大气降水携带降落，既有本地来源，又包含大气环流长距离输送的成分。



图 2.3 乌鲁木齐河源 1 号冰川

Fig. 2.3 Glacier No.1 on head of Urumuqi River

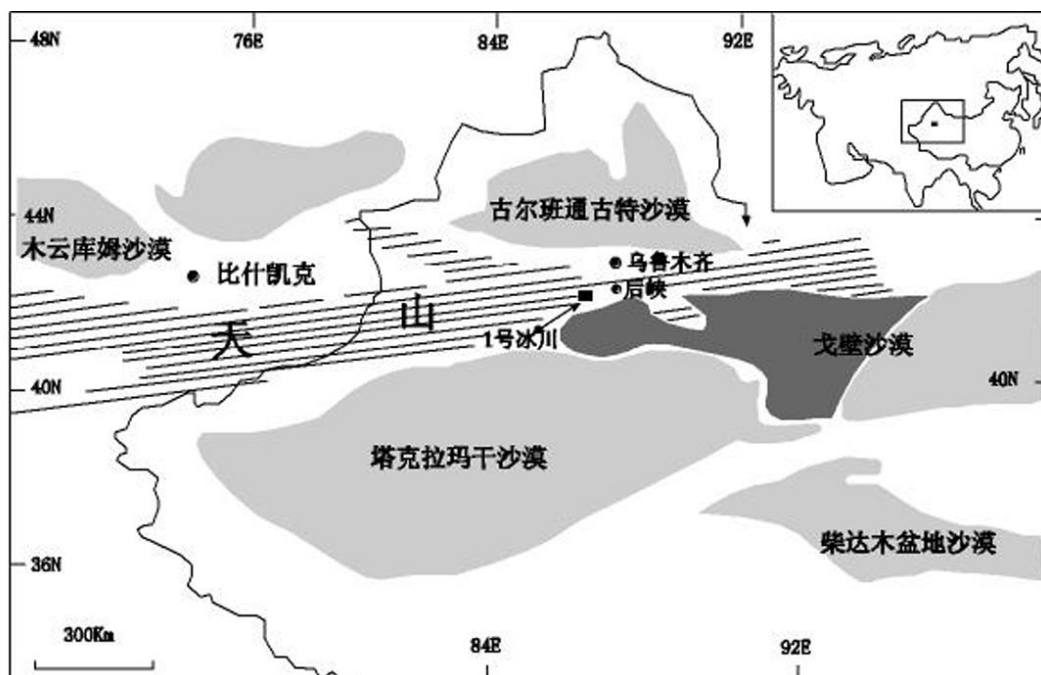


图 2.4 1 号冰川周边地理环境图

Fig. 2.4 The geographic environment of Glacier No.1 in Urumqi riverhead

1号冰川所处的地理位置可以较大程度的排除人类活动的直接影响，这使得1号冰川地区所得气溶胶中的化学物质浓度基本能够反映区域大气本底值。然而，乌鲁木齐市位于1号冰川东北方向直线距离约105km处。距离冰川区50km的后峡镇有一定人口聚集，并建有钢铁厂和水泥厂等。在适当的大气环流背景下，这些人类生产生活所排放的大气污染物可能被携带至冰川表面。

2.2.3 采样点介绍



图 2.4 本项研究采样点（红旗所示）和气象观测（黑色菱形所示）场位置

Fig. 2.4 The location of sampling site in this study

采样点的选择要保证该地区所取样品能代表大气的背景值（王明星，1999）。本论文选取地点，是北半球西风环流的主要影响区。作为北半球高空重要的大气环流形式，西风环流是形成北半球气溶胶传输的重要环流背景，影响着该区域大气化学循环。因此，该地区在区域上可代表大气的平均状态。本项研究选定的乌鲁木齐河源1号冰川具备良好的区域代表性。该地区地处中亚弱季风气候条件下的干旱—半干旱区高寒环境，降水受东南季风和西风带的共同影响而发生的改变，都可能是大气环流和环境的变化所致，并将这一改变有效的保存至雪冰记录中（赵忠平，

2005)。

本项研究采样点位置如同2.4所示，位于1号冰川东支渗浸冻结带内海拔4130m处的粒雪盆后缘。受到地形和气候的影响，该采样点日照时间短，尤其是进入冬季，因太阳辐射角度影响，可终日无太阳直接照射，加之该处风速大，气温低，可与极地的气候条件相比拟（谢自楚，1975）。该处雪层剖面，年内与年际变化较小，内部的组成要素完整。年物质平衡为正，雪-粒雪层较厚，雪层下部含有较多渗浸冰片和冰透镜体。这种冰纯净、不具备渗透性、呈不透明状，且充斥有约1-5mm直径的球形气泡，多形成于渗浸带和附加冰带。雪层内温度较低，除在夏季温度可至0℃以上外，其它季节均小于等于0℃。成冰作用以暖型为主，成冰速度快，时间短，成冰量大；冬季则以冷型成冰作用为主，成冰量很少。野外观察发现，渗浸带内雪坑深度一般在夏末的1.5m和春末的3m之间波动变化，冬季雪深相对稳定。早春之后，当气温开始上升，雪层迅速减薄。根据采样期间气温和降水的统计结果可得，该处年平均气温为-9.1℃，年降水量为700mm水当量（尤晓妮等，2006）。最大降水量发生在夏季，于此同时，伴随有最大消融现象。

第三章 野外观测样品采集及实验室分析

详细的野外物理观测和连续的样品采集在1号冰川4130m观测取样定位场进行。2002年9月14日开始了取样周期为一周的样品采集和观测工作。野外观测包括雪冰物理剖面特征、降雪密实成冰过程。样品采集包括大气气溶胶和用于同位素、化学离子、痕量金属、碳黑等分析的雪冰样品。自2003年开始还增加了研究区和天山南北坡降水、雪冰融水及河水样品的采集，用于水化学的空间变化，人为活动对水质的影响等研究。目前已有连续5年的样品和观测资料，共采集了各类样品8000余个，已在实验室分析出8000余个。此处仅对与本论文有关的野外观测内容、样品采集及分析方法进行说明。

3.1 雪冰物理观测内容及方法

现代雪冰过程研究是基于雪-冰演化这一物理过程进行的。降落在冰川表面的雪，需经历一系列演化后才转变成冰川冰。不同地区的冰川，或者同一条冰川的不同部位，均可能因气候条件不同，使得这一过程存在差异。因此，通过对雪冰物理进行观测，可了解大气环境纪录在雪层内的存储和演化过程，为合理解释化学记录的演变奠定基础。与本研究相关的物理剖面观测主要包括物理剖面观测、雪坑厚度观测和吹雪观测。

3.1.1 物理剖面描述

自冰川表面至冰川底部对雪层剖面的粒雪特征、粒雪结构、粒雪密度等物理属性进行连续观察，就会看到类似沉积岩地层一样的雪层随深度出现层状有序的变化，我们称之为雪层地层学研究(Shumskiy P A,1964; 任贾文，秦大河，2001)。物理剖面观测是雪层地层学研究的重要方面，即从宏观上肉眼观测地层学特征、晶体组构和雪、杂质的化学成分。由于气象条件具有季节、年周期变化和循环的特点，因此雪层剖面也呈现与此相对应的变化和循环。据此，我们可自上而下对雪层划分年层，从而得到每层雪降落、沉积时的大气环境状况，以及沉积后的变质过程等信息。

图3.1为典型的雪层剖面示意图。为了更好的进行雪层剖面描述，本文结合已有

研究和野外考察经验,对雪层进行以下特征描述。刚降下的雪,不论其晶体形态如何统称新雪(fresh snow)。新雪经过演化完全失去晶体形态,大体成球状称粒雪(firm)。粒雪一般是指经过一个夏季的融化仍基本保存下来没有封闭成冰的圆粒状雪。结构冰学则将所有基本失去骸晶形态、变圆、变粗的雪称为粒雪,而不论其是否经过融化。冰片(ice layer)是由上覆雪层融化后形成融水下渗到一定深度时,遇到密度较大的雪层而停止继续下移,并在水平方向缓慢流动,当遇到较冷的雪层即冻结形成。冰片呈透明状,在雪坑中水平线性分布。冰片能在一定程度上,反映雪层的水热状况(王飞腾等,2006)。污化层(dust layer)是雪坑中颜色较深,各种化学成分和不溶微粒富集的雪层。在许多山岳冰川中,污化层都是显见的,呈水平状分布在雪坑不同位置。在目前的冰芯定年方法中,污化层依然是常用的定年方法之一。深霜(depth hoar)是一种棱柱体、棱锥体或中空六角形杯状的晶体,平均晶粒尺寸2-5mm不等,一般出现在雪层内有较大温度梯度的环境中。多由于升华作用而形成,并且只有在未冻结的雪中才能发育。一般初秋开始形成,春末夏初被融水改造消失。深霜层孔隙很多,密度很低($100-300\text{kg/m}^3$)。除此以外,受风力作用而发生机械磨损及粘合的雪称为风吹雪。在雪层中经辐射、风的作用而形成透镜状的夹层,可称辐射壳、风板。

在新雪到粒雪再到冰川冰的演变过程中,密度会随着形态的变化而发生改变。导致其密度增大的原因主要有两个:一是受上覆雪层压力的挤压作用。这一过程对于密度的增量较为缓慢;二是融化作用可使雪层密度急剧增大,该过程对密度的增量较为迅速。这两种过程统称雪的密实化(densification)。不同的雪型,密度不同,据野外观察经验其密度(单位为 g/cm^3)如下:新干雪: $0.05-0.07\text{g/cm}^3$;潮雪和湿雪: $0.1-0.2\text{g/cm}^3$;细雪: $0.2-0.3\text{g/cm}^3$;老雪: $0.3-0.4\text{g/cm}^3$;深霜: $0.2-0.4\text{g/cm}^3$;密雪: $0.4-0.83\text{g/cm}^3$;冰川冰: $0.83-0.910\text{g/cm}^3$ 。

3.1.2 剖面厚度观测

雪层剖面厚度主要受到气温和降水量的影响,最能直观的反应雪层的水、热状况。通过对雪层厚度的观测记录,可为夏季雪层消融提供基础数据。测量雪层厚度时,先挖开一个雪层剖面,下部挖至密度很大的附加冰或渗浸冻结冰,然后自上而

下用常规卷尺直接测量，图3.2显示的是雪坑厚度现场测量。

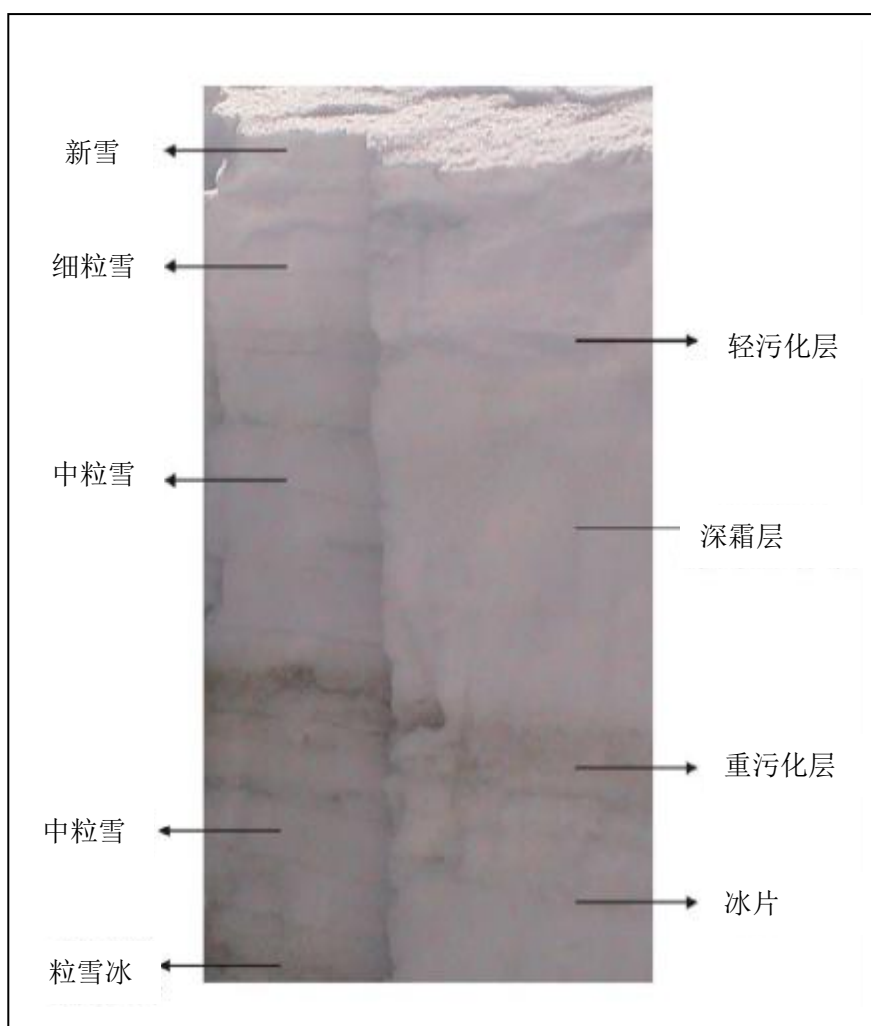


图 3.1 典型雪层剖面主要组成

Fig.3.1 The composition of stratigraphic profiles of the snow pits at observation site

野外观测发现，雪坑厚度有明显的季节变化。在本项研究的观测期内，其厚度一般夏季末期最薄（约1.5m），春末夏初最厚（图3.3）。冬季由于降水稀少、温度较低，雪层厚度变化不大。随着气温升高，雪层上部最先出现融化，雪深开始减小。至夏季强烈淋溶期，融水量增大，雪层厚度达到最小值。夏末秋初，上部产生的融水，可能影响到整个雪层。融水通过渗浸作用向雪坑下部移动。在移动的过程中，一部分因受到密度较大的雪层阻挡，遇冷冻结，形成冰片；另一部分则形成冰面径流流失。



图 3.2 雪层剖面厚度测量

Fig. 3.2 The snowpack depth measurement at the observation site

图3.4 是雪层厚度观测结果示意图。使用的是2002年9月至2004年11月两年内雪层的厚度。从中看出，整年度的雪坑变化（从冬季到次年秋季）均会经历一个稳定-升高-锐减-升高的变化模式（王飞腾等，2006）。

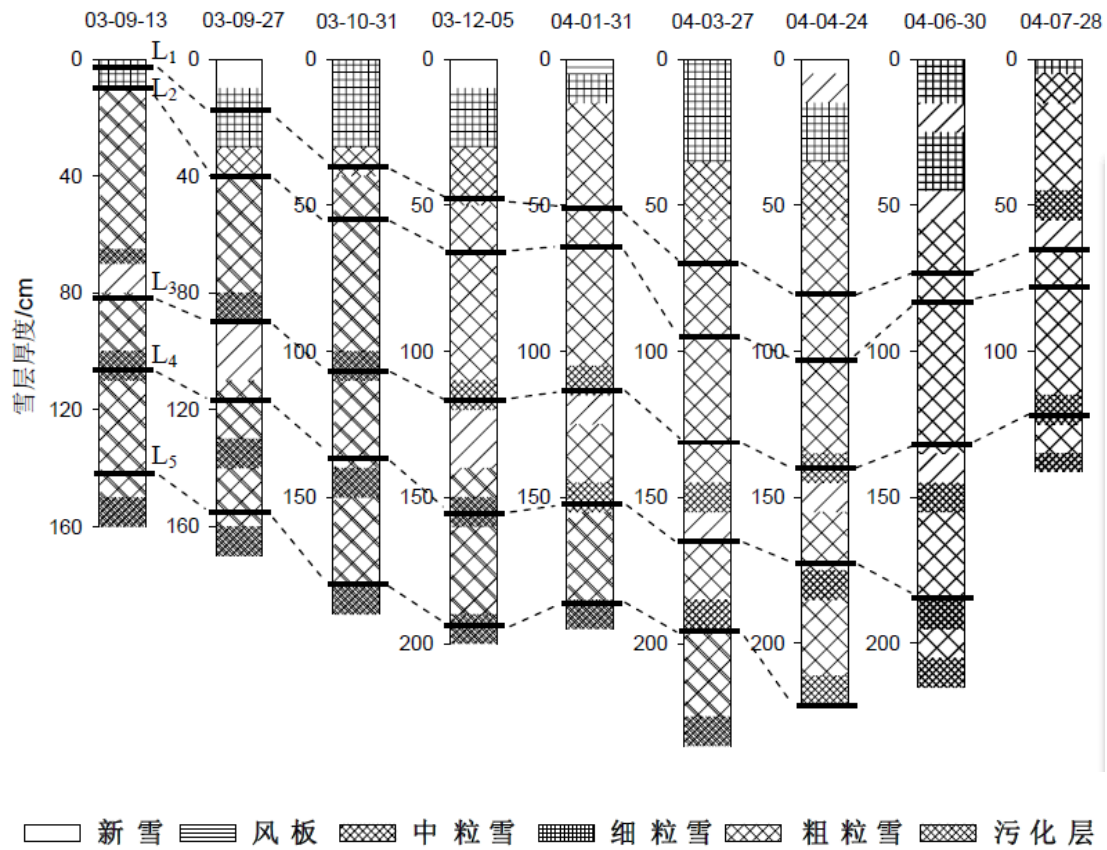


图 3.3 雪坑剖面演变过程示意图(据王飞腾, 2006)

Fig.3.3 Evolution of stratigraphic profiles of the snow pits at observation site

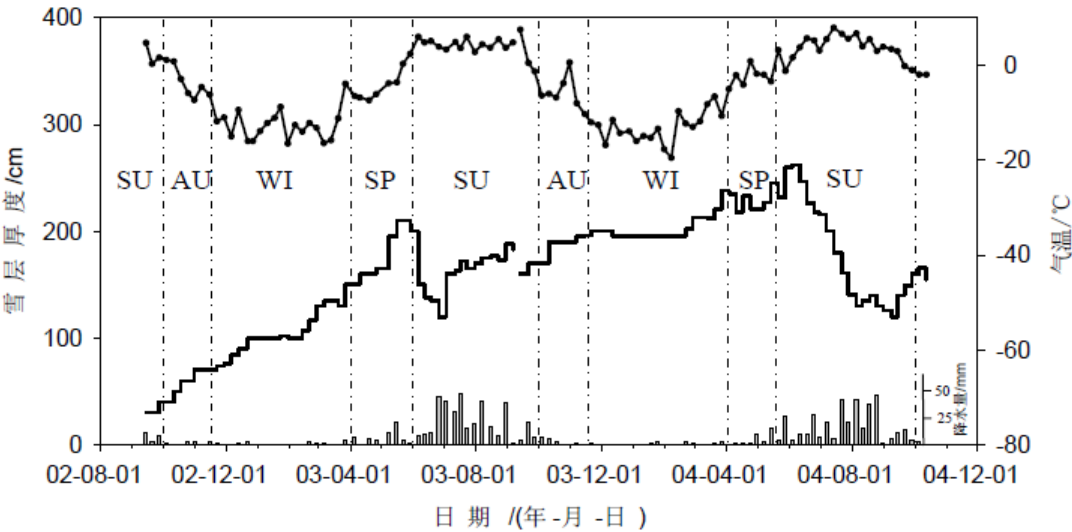


图 3.4 2002 年 9 月至 2004 年 11 月雪层剖面厚度演变 (据王飞腾, 2008)

Fig.3.4 The variation of snowpit profile depth、temperature and precipitation.

3.2 雪冰化学样品采集及分析

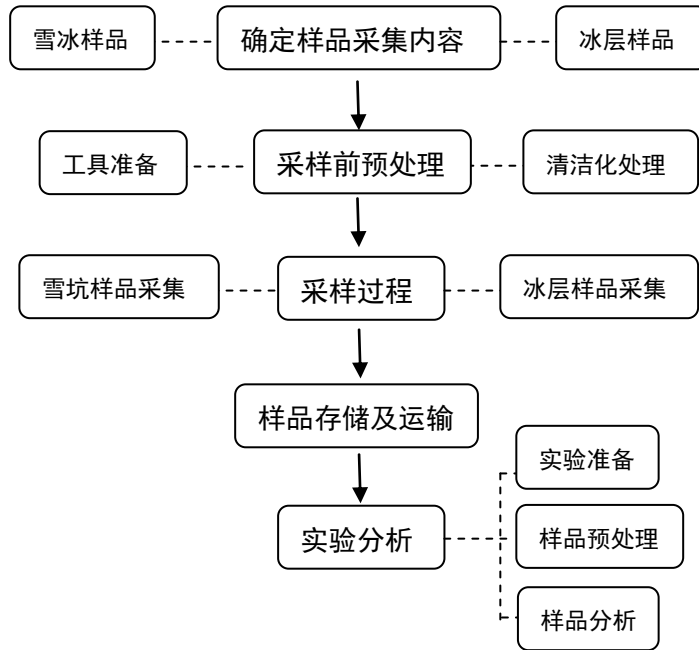


图 3.5 化学样品采集及分析流程

Fig.3.5 The process of the snow samples collection and chemical analysis

由于雪冰样品采集的难度较大，而且冰芯样品尤其是极地雪冰样品的离子含量非常低，故在采集和测试过程中的精度要求更高。一般来讲，雪冰化学样品采集与分析的流程主要包括确定采集样品内容、采样前预处理、采样过程、样品储存及运输、实验分析等 5 个步骤（图 3.5）。

3.2.1 雪冰化学样品采集

确定样品采集内容。本论文主要通过表层雪和雪坑中离子浓度的变化及其与气温降水的关系，探讨化学离子被保存至冰川冰的过程和影响机理。所需采集和分析的样品主要包括：表层雪样品、雪坑样品和冰层样品。

采样前预处理。采样前的准备工作包括各种采样工具的准备和预处理。采样所需工具包括样品瓶、工作服、雪铲、卷尺、口罩和聚乙烯手套等。使用前，凡是可能触碰到样品的工具和衣物均需要用电阻率大于 18.0MQ.cm 的去离子水清洗干净。清洗的时候按照冲洗-浸泡-再冲洗的流程进行。冲洗过程均需要反复进行三遍，去离子水中浸泡时间为 1-6 个月，并且需要经常更换浸泡液。最后需用离子色谱检查

是否清洗干净。洗干净的器具凉干后用干净的标准塑料袋密封，使用时再取出。

采样过程。野外样品采集和样品处理的过程中，操作者应穿经过预处理的工作服，戴上口罩和聚乙烯手套，以最小程度地减少污染（图 3.6）。



图 3.6 野外化学样品采集

Fig.3.6 The process of the snow samples collection at the sampling site

研究中所使用的数据资料主要为表层雪样品、雪坑样品和冰层样品，此处对这三种样品的采集过程和采集方法做一介绍。所有的雪坑样品均取自同一雪坑。取样前，需用经过预处理的刮刀将取样剖面纵深 10cm 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 10cm 的间隔、垂直插入壁面直接获取。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，采样时应迎风操作，采样结束后将雪坑重新填埋，直至下次取样前再次挖开（尤晓妮等，2006）。表层雪的采集主要用来分析采样点附近大气降水对雪坑离子浓度的影响。样品取自雪坑顶部表层 5cm 处（包括新雪和沉积后作用过的雪）。为获得丰富的降水信息，不同季节表层雪新雪的采集

深度不同。冬季，以表层垂直向下 3cm 的雪样采集；夏季因降水较多，可适当增加表层雪取样深度。取样时，利用刮刀小心收集并装入取样瓶。冰层样品用于研究雪-冰界面化学离子的迁移特征研究。冰层样品取自同一雪坑，以冰面为基准，冰面以下每隔 10cm 进行取样。由于进入冰层密度大，取样需用坚硬的刮刀多次刮取，一般取至冰面以下 40cm 处。取样时段主要集中在成冰作用显著，成冰量大的夏季。本论文使用数据为 2003 年 10 月至 2006 年 9 月的雪坑数据，包括 143 个雪层剖面，3199 个雪坑样品。

样品储存及运输。所有样品需在冷藏状态下运回实验室。冷藏状态需保证其温度接近冰点或比冰点更低。在这个过程中，需谨慎注意尽可能的减少污染、减缓生物作用、减缓各种化学物质的水解及氧化还原作用和减少组分的挥发。

3.2.2 化学样品实验室分析

本研究分析的化学成分主要为常规化学离子和不溶微粒。常规化学离子使用 Dionex-320 离子色谱仪进行分析。分析时需要将被分析的样品稀释成若干标准溶液（本文采用五点校正，即配备五个标准液），并保证其浓度在线性范围内。所有的标准溶液和储备液均置于 4℃ 恒温保存。

表 3.1 色谱条件

Table 3.1 The chromatographic conditions

离子	分离柱	保护柱	抑制器	抑制电流
阳离子	Dionex IonPac CS12A (4×250mm)	CG12A(4×50mm)	CAES阳离子抑制器	65mA
阴离子	AS11-HC (4×250mm)	AG11-HC(4×50mm)	ASRS-4mm抑制器	52mA

使用 Dionex-320 离子色谱仪进行阴、阳离子分析的色谱条件如表 3.1 所示。其中阳离子分析时，采用 15mmol/L MSA 淋洗液，流速为 1.0ml/min；室温环境下操作。阴离子分析时采用 15mmol/L NaOH 淋洗液，流速为 1.40ml/min；柱温为 30℃ 时操作。进行样品分析时，需保证仪器平衡。为保证检测结果准确性，每次进行样品分析前，

都要用定量的去离子水反复冲洗仪器管路，以防止样品分析残液在管路中停留，影响下次分析结果。

本项研究中不溶性微粒成分的分析采用了 AccuSizer 780A 光学粒径检测仪。样品从冰柜中取出，在洁净等级为 100 级的超净工作台和恒定室温下自然融化，保持样品中颗粒均匀分散状态。设置操作参数并直接取样进行分析（表 3.2）。分析时，需保证仪器分析和手动操作在超净工作台中进行。首先将仪器进水管洗净后插入干净的储水桶中，储水桶注入足够的新鲜去离子水，封闭好容器口，以防污染物进入。在第一次进行微粒样品分析或者稀释液发生变化后，需要先测定稀释液的颗粒空白值，并在样品分析结果中去除。分析时，需要将样品完全融化，并轻轻晃动至均匀，再按照 1ml 的样品量将其注入仪器进样口进行分析（朱宇曼，2006）。

表 3.2 实验条件设置(朱宇曼，2006)

Table 3.2 Parameter of experiment (Zhu Yuman, 2006)

传感器文件	保持稀释液体积	液体流速	稀释极限	测量时间	通道数	取样量
光散射范围	30ml	60ml/min	≤ 8000 个/ml	60Sec	128 个	1ml

3.3 气象观测

本研究中使用气象数据主要包括气温和降水。该数据主要来源于位于乌鲁木齐县大西沟天格尔峰山腰处拔高度 3543.8 米的大西沟气象站。目前，已经整理有 2003-2007 年全天候的气温和降水资料。另外，在距离取样点 15m 处，还安置有百叶箱和具有承雪口的雨量器（图 2.4 中，黑色菱形所示）。每次采样期间，均会记录即时的气温状况和一周以来的降水状况，并根据该数据对大西沟气象站的气温降水数据进行高度矫正。

第四章 雪坑离子浓度的变化特征分析

冰芯除了记录大气化学组成信息和沉积过程,还记录了化学成分在雪冰中的沉积后过程。沉积后过程包括离子扩散(Sigg and Neftel, 1991)、升华(Wagnon et al., 1999)、吹雪和不同离子之间的化学反应(Wolff et al., 1998)。在温暖的环境中,雪坑消融和淋溶过程是雪坑化学成分改变的主要原因,亦是干扰冰芯记录的主要过程(Sigg and Neftel, 1991;Wagnon et al., 1999)。消融主要发生在消融期温度接近冻结点的温冰川。较多研究涉及融水对雪坑化学离子浓度的影响和改变(Johannessen and Henriksen, 1978; Brimblecombe, 1985; Brimblecombe et al., 1987; Bales et al., 1989; Hewitt et al., 1989; Davis, 1991; Tranter, 1991),主要包括在季节性消融影响下的离子重新分配,离子迁移,以及离子淋溶顺序(Johannessen and Henriksen, 197; Brimblecombe, 1985; Goto-Azuma et al., 1994; Harrington et al., 1996; Eichler et al., 2001; Lee et al., 2008; Bernhardt et al., 2012)。有研究通过数学和分析方法的引入,建立模型对雪坑中离子的演化进行模拟(Harrington and Bales, 1998; Moore et al., 2005; Lee et al., 2008b; Moore and Grinsted, 2009; Meyer and Wania, 2011)。

本文基于乌鲁木齐河源1号冰川2003年10月至2006年9月的连续取样分析,利用主成分分析法和特征值法,探讨了雪层中离子浓度的季节变化特征,为进一步分析气象要素对其影响奠定基础。

4.1 雪坑化学离子浓度变化特征

4.1.1 干湿季离子浓度变化的差异性

依据采样期间降水量的变化特征,可将一年划分为干季(10月1日到3月31日)和湿季(4月1日到9月30日)。为保证主成分分析结果可靠有效,需保证每个季节有相同的样品数。据此可将研究期间划分为3个干季和3个湿季。同期气象数据显示,在干季,日平均气温为-15.7℃,平均降水量仅有46mm,而湿季,平均气温为-2.5℃,降水量为447mm。

主成分分析(PCA)可用于分析表层雪中各化学成分的来源(Moore et al., 2005; Li et al., 2006; Zhao et al., 2006; Li et al., 2007; Moore and Grinsted, 2009)。该方法利用

降维（线性变换）的方法，在信息损失较少的前提下把多个指标转化为几个综合指标（主成分），用综合指标来解释多变量的方差-协方差结构，即每个主成分都是原始变量的线性组合，且各个主成分之间互不相关，使得主成分比原始变量具有某些更优越的性能。本文通过主成分分析和特征值比对的方法研究雪坑中化学离子的浓度变化特征。一方面可以清晰地对影响雪坑离子浓度变化的主要成分进行归纳总结，另一方面可以对影响这种变化的气候环境因素进行较好的相关分析。在进行主成分分析前，需对离子浓度数据进行对数转换和标准化处理。

表4.1 雪坑离子浓度主成分分析结果（2003年10月至2006年9月）

Table 4.1 Total variance explained by the first three components for chemical elements in the snowpacks from October 2003 to September 2006

日期	可解释的总方差								
	主成分1			主成分2			主成分3		
	总方差	方差 (%)	累积方差 (%)	总方差	方差 (%)	累积方差 (%)	总方差	方差 (%)	累积方差 (%)
干季									
2003.10–2004.3	3.267	40.840	40.840	1.468	18.349	59.189	1.182	14.772	73.961
2004.10–2005.3	3.285	41.066	41.066	1.922	24.026	65.092	1.025	12.818	77.910
2005.10–2006.3	5.101	63.769	63.769	0.927	11.584	75.352	0.742	9.270	84.622
湿季									
2004.4–2004.9	5.994	74.927	74.927	0.753	9.410	84.337	0.627	7.835	92.172
2005.4–2005.9	7.089	88.612	88.612	0.400	4.998	93.611	0.199	2.483	96.094
2006.4–2006.9	6.145	76.811	76.811	0.743	9.291	86.102	0.463	5.785	91.887

对2003年10月至2006年9月每个季节的雪坑主要化学离子（ Cl^- ， SO_4^{2-} ， NO_3^- ， Na^+ ， K^+ ， Ca^{2+} ， Mg^{2+} ， NH_4^+ ），即8个变量，进行主成分分析。结果显示，在湿季，第一主成分可解释70%以上的方差，第二主成分和第三主成分则分别可解释5%-10%和3%-8%的方差。前三个主成分可解释的累积方差为90%以上（表4.1）。第一主成分对每种离子均有较高载荷，可解释的累积方差分别为74.9%、88.6%和76.8%。对于1号冰川而言，夏季融水对离子的淋溶作用十分明显。随着融水的下渗，所有离子浓度均不同程度地发生迁移和流失。因此，推测融水是导致其浓度发生变化的主

要原因。第二主成分则对镁离子和钾离子显示出较高载荷，考虑可能和二者与其他离子相对独立的来源及淋溶特征有关。在干季，第一主成分可解释40%-60%的方差，前三个主成分可解释的平均累积方差仅为79%。暗示着在干季，不同化学离子受到不同的沉积后作用影响，例如升华、吹雪、粒雪化等。这些作用之间不存在明显关系，彼此相对独立。此处，仅通过主成分分析无法确定每一个成分所对应的沉积后过程。

雪坑中离子浓度之间的关联可能受到两个不同过程的影响：降水和沉积后过程。降水过程作为雪坑离子的主要来源，其源地、传输途径均会对不同离子间的关联产生影响。沉积后过程中不同离子的特性和冰晶的位置，均会影响到离子对淋溶过程的响应顺序。为了更好的说明雪坑离子浓度的关联和迁移特征，本文对干季和湿季，主成分1和主成分2的特征值进行比对（图4.1）。不同季节，不同种类离子的组合显示了离子在沉积和沉积后过程中的关联性。图4.1a显示，2003-2004年湿季， NH_4^+ ， Ca^{2+} ， Na^+ ， NO_3^- ， SO_4^{2-} 和 Cl^- 的主成分1和主成分2的特征值表现出明显的组合特征，其F2值在-0.5-0之间。而 Mg^{2+} 和 K^+ 呈明显组合，其F2值均大于0。上述离子的特征值F1均集中在0.3-0.4之间。2003-2004年干季，各离子的特征值呈分散状，特别是 NH_4^+ ， NO_3^- 和 Cl^- ，暗示着在该季节多种沉积后过程共同影响着离子浓度的变化。2004-2005年，各离子特征值变化具有相似性。图4.1b显示，2004-2005年湿季，所有离子的特征值F1均集中在0.3-0.4之间。其中， NH_4^+ ， Ca^{2+} ， Na^+ ， SO_4^{2-} 和 Cl^- 特征值较为集中，亦说明融水作用的影响十分显著。而 Mg^{2+} ， K^+ 和 NO_3^- 则较为分散。干季（2004年10月至2005年3月），除了 NH_4^+ 和 Cl^- 相对位置发生变化外，其余离子的关联性同于2003-2004年干季。这种位置的变化和重新组合，反应了不同季节沉积和沉积后过程的差异。

改变雪坑离子浓度的过程主要有两个方面，即干、湿沉降过程和沉积后过程。其中，沉积后过程又包括吹雪、升华、粒雪化和融水渗浸等等。对于大多数温冰川而言，融水导致的离子浓度的改变是最为显著的，可能会平滑掉其他沉积后过程对离子浓度的影响。这一点可以由湿季主成分的特征值均表现出聚合现象看出（表4.1，图4.1）。 Mg^{2+} ， K^+ 主成分特征值的分离现象可能是沉积或沉积后过程的差异导致

的。早期研究表明, Mg^{2+} 是长距离传输的结果, 其潜在来源是矿物粉尘, 主要出现在 8 月频繁的降水中 (Li et al., 2006; You and Li, 2012)。雪坑中的 K^+ 被认为是局地源, 主要来自当地的矿物岩石和冰碛沉积 (Luo, 1983; Williams et al., 1991; Hou and Qin, 2002)。同时, 比起其他离子, Mg^{2+} 和 K^+ 在雪坑中较为稳定, 二者特征值在图 4.1 中的聚合状态亦可能是其不易移动的结果。

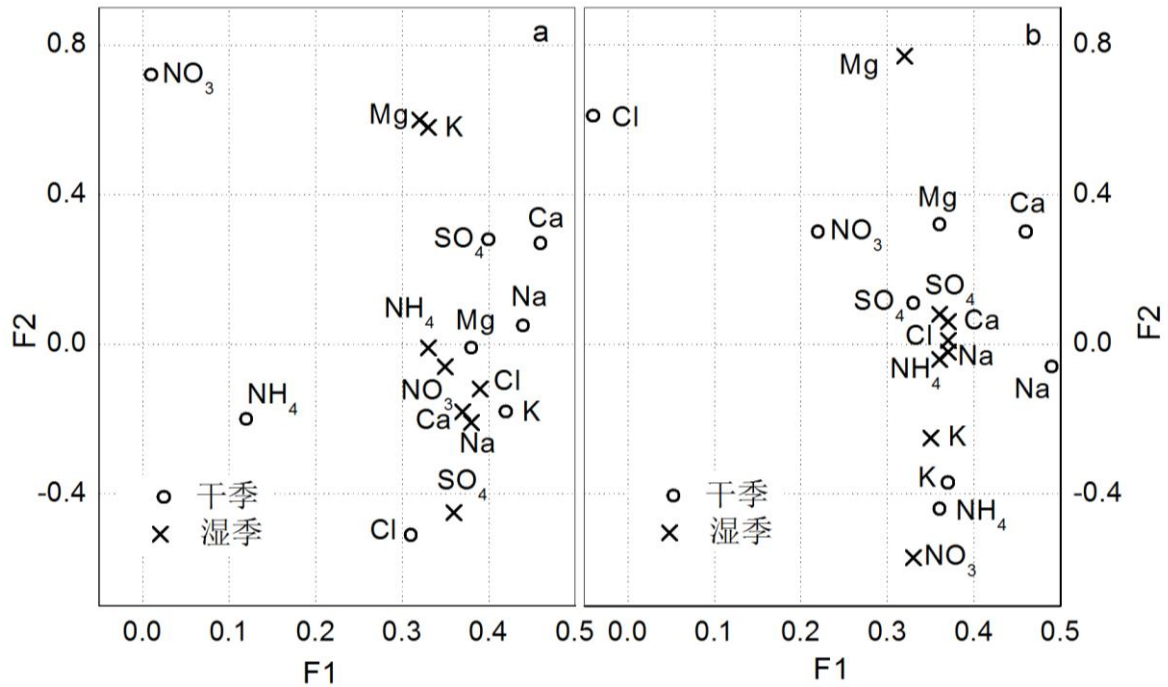


图4.1 主成分1 (F1) 和主成分2 (F2) 特征值的比对 (2003年10月至2005年3月)

Fig. 4.1 The eigenvectors of component 1 (F1) and component 2 (F2) for October 2003–March 2004 (o) and April 2004–September 2004 (x) (a); the eigenvectors of component 1 (F1) and component 2 (F2) for October 2004–March 2005 (o) and April 2005–September 2005 (x) (b)

降水可以将陆地粉尘和不溶物带至冰川表面。而湿季的降水量占全年降水量的 90% 以上, 使得各种离子的传输和沉降成为可能。在干季, 消融微弱, 降水亦十分稀少, 雪坑中离子浓度的改变与各种沉积后过程有关。研究显示, 大部分离子 (除了 NH_4^+) 会通过升华作用富集在表层雪; 矿物粉尘比如 Mg^{2+} , Ca^{2+} 和 Na^+ , 易通过干沉降作用富集在冰川表面 (Ginot et al., 2001; Schotterer and Ginot, 2004); 而吹雪可能清除湍流层底部的微粒, 从而导致雪层中 NO_3^- 的富集 (Wolff et al., 1998)。此外,

离子在雪晶体中最初的位置亦会影响离子浓度的变化。例如, Cl^- 被认为存在于雪晶体的中间, 比起附着在雪晶体表面的离子, 较难发生迁移(Tsiouris et al., 1985)。而 NH_4^+ , 较易嵌入冰格中, 并在冰格中产生固相迁移(Eichler et al., 2001)。

综上, 离子浓度的改变在湿季是十分显著的。为了探究离子的淋溶特征, 本文进一步分析了湿季离子浓度的变化轨迹, 并分析了不同离子之间的淋溶差异。

4.1.2 湿季离子浓度变化特征

4.1.2.1 湿季离子浓度变化特征

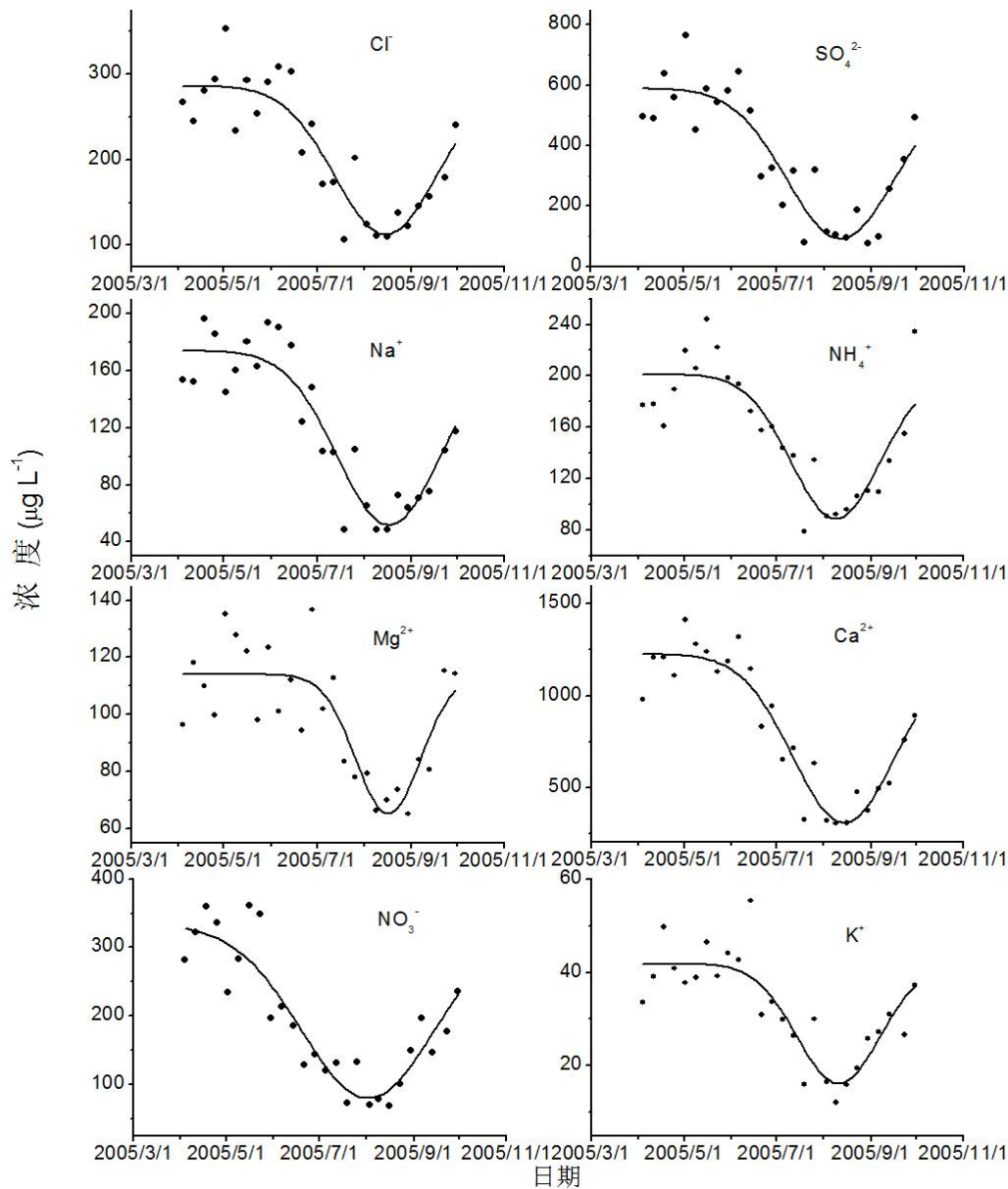


图4.2 2005年湿季雪坑离子浓度的变化

Fig. 4.2 Concentration variations of ionic species in the snowpacks

图4.2对2005年湿季（2005年4月至9月）雪坑离子浓度的变化进行了分析，散点为湿季离子浓度值，实线为其拟合曲线。分析发现所有离子的浓度在湿季均有相似的变化规律：4月至5月，离子浓度呈波动变化，拟合曲线相对平直；6月至8月，离子浓度均快速减少，8月达到最低值；8月至9月，离子浓度再次快速升高。其变化规律可用高斯方程进行很好的拟合（图4.2），拟合公式如下所示：

$$y = y_0 + \frac{A}{W\sqrt{\pi/2}} e^{-\frac{2(x-x_c)^2}{w^2}}. \quad (1)$$

其中， y_0 为拟合曲线的截距， A 和 w 分别为拟合曲线的面积和宽度， x_c 为拟合曲线的中间点。这些参数对淋溶过程亦具有指示意义。参数 x_c 代表离子淋溶至最低值的时间。对于 Na^+ ， Mg^{2+} ， Ca^{2+} 和 Cl^- 等离子而言， x_c 值是相同的，他们达到最小值的时间均在8月中旬。 SO_4^{2-} ， NH_4^+ 和 k^+ 离子的 x_c 值是相同的，其浓度达到最小值的时间为8月上旬，而 NO_3^- 浓度在8月初即达到最低值，暗示着该离子最容易被淋溶，而 Na^+ ， Mg^{2+} ， Ca^{2+} 和 Cl^- 等离子则相对稳定。参数 y_0 可指代每一种离子淋溶初始的浓度大小。例如， Ca^{2+} 离子初始浓度值最大（ y_0 值为1226），而 k^+ 离子最小， y_0 值仅为42。 w 值表示拟合曲线的宽度，其值越大，说明曲线槽越宽，在达到浓度最低值的时间基本一致的情况下，可说明离子开始淋溶的时间越早。考虑可用 w 值作为淋溶顺序的指标（见4.2.2.2）。拟合公式的参数详见表4.2。

表4.2 离子淋溶公式的参数

Table 4.2 Parameters of fitting function for major ionic species and total ions

离子	参数					
	y_0	A	w	x_c	y_c	R^2
Cl^-	286	-14,522	67	2.45360E6	113	0.79
SO_4^{2-}	590	-43,997	71	2.45359E6	95	0.79
NO_3^-	333	-27,813	88	2.45358E6	81	0.82
Na^+	174	-10,332	68	2.45360E6	53	0.84
NH_4^+	201	-8,247	59	2.45359E6	89	0.75
k^+	42	-1,762	55	2.45359E6	16	0.71
Mg^{2+}	114	-2,611	43	2.45360E6	66	0.64
Ca^{2+}	1,226	-77,760	68	2.45360E6	313	0.89
Total ions	2,939	-181,280	69	2.45359E6	842	0.89

其中， y_0 ， A ， w ， x_c ， y_c 同公式（1）

湿季，所有离子浓度变化曲线都可用高斯方程较好的拟合，特别是 Ca^{2+} ， Na^+ ， NO_3^- ， SO_4^{2-} 和 Cl^- ，其拟合度 R^2 分别为0.89, 0.84, 0.82, 0.79 和 0.79 ($n=26$, $P<0.01$; 表4.2)。 Mg^{2+} 和 K^+ 拟合度相对较低，分别为0.64和0.71。在快速淋溶发生前（4月至5月），离子浓度值呈散点分布，说明浓度变化较为频繁，很可能是由于春季频繁的沙尘事件和逐渐增加的降水带来的大量粉尘和矿物气溶胶所致。2005年6月，离子浓度受淋溶过程影响，迅速减少。该时段内，正积温可达 $113.2\text{ }^\circ\text{C}$ ，降水量为464.6mm，大约占全年降水量的85%。

4.1.2.2 淋溶顺序

综上，本文尝试利用拟合参数 w 确定各离子淋溶顺序。 w 越大，越易于被淋溶。确定淋溶顺序如下： $\text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+} \sim \text{Na}^+ > \text{Cl}^- > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ 。这一结果与 Li et al. (2006)通过比较离子浓度变化曲线的斜率所确定的淋溶顺序略有不同，其顺序如下： $\text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{NH}_4^+$ 。另外，Brimblecombe et al. (1987)基于野外描述，确定 $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Cl}^-$ 的淋溶顺序；Hewitt et al. (1989)则通过实验模拟的方法，得到 $\text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+ > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ 的淋溶顺序。

正如上述实验室或野外研究所得，离子从雪和粒雪中淋溶的顺序有所不同 (Brimblecombe et al., 1987; Tranter et al., 1992; Eichler et al., 2001; Iizuka et al., 2002)。然而，这种差异性可能由雪坑的自然组成或实验条件的不同所致 (Tsiouris et al., 1985)。雪层形变、离子在雪晶体中的存在位置，以及离子的可溶性也可能影响到淋溶顺序 (Anja et al., 2001)，因此，淋溶顺序会随时间和空间而发生改变。进一步的研究应对中亚其他冰川地区进行相关研究，以确定目前所确定的淋溶顺序在更广泛的空间内是否具有适用性。

4.2 小结

本小节对乌鲁木齐河源 1 号冰川湿雪带内的雪坑样品进行了长时间序列的分析研究，首次使用主成分分析法和特征值比对法，探讨了雪坑离子浓度的变化特征，为下一章研究气象要素对雪坑离子演化过程的影响提供依据。主要结论如下：

- 1) 雪坑化学离子的主成分和特征值分析显示，雪坑离子的迁移和关联有明显

的干湿季差异性。干季，雪坑化学离子因受到不同的沉积后过程影响，变化相对独立；而在湿季，离子主要受到融水作用，其浓度变化表现出相似的过程。

2) 湿季，雪坑离子浓度的变化可用高斯方程进行很好的拟合。特别是 Ca^{2+} , Na^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} 和 Cl^- ，其拟合度 R^2 分别为 0.89, 0.84, 0.82, 0.79 和 0.79 ($n=26$, $P<0.01$; 表 4.2)。 Mg^{2+} 和 K^+ 拟合度相对较低，分别为 0.64 和 0.71。

3) 基于拟合公式参数 w ，确定淋溶顺序如下： $\text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+} \sim \text{Na}^+ > \text{Cl}^- > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ 。这一结果与前期研究略有不同，说明淋溶顺序会随时间和空间而发生改变。

第五章 气象要素影响下雪冰离子淋溶过程研究

低纬度山地地区的冰芯钻取,经常用于在全球更广泛的范围内探究历史气候的变化规律(段克勤等, 2010; Kaufmann et al., 2010; Laluraj et al., 2011; Isaksson et al., 2001; Kotlyakov et al., 2004),而这些地区的夏季消融极可能对冰芯记录产生影响。当冰川地区夏季温度高于阈值时,上层粒雪就开始消融,融水产生的渗浸作用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(Van de Wal et al., 2002)。如果一年当中较高比率的雪层积累被融化,就会导致雪冰中离子信息的季节变化完全消失(Koerner et al., 1997)。气温是影响淋溶最为关键的参数,部分研究关注气温与消融过程的关系,用以预测冰雪融水径流(Yukiyoshi et al., 2011; Woods et al., 2009),并通过温度因子模型对雪层消融进行定量分析(Franz et al., 2008; Georg et al., 2012)。本章节基于前述雪坑离子浓度的变化特征分析,进一步引入气温和降水等气象参数,建立了气象参数与雪层中离子迁移过程的关系,系统地探究了雪冰化学成分损失和被保存的过程。

5.1 气温对淋溶过程的影响研究

5.1.1 日平均气温与离子浓度

气温对淋溶过程有良好的指示作用。如果可以建立淋溶过程与气温之间的相关关系,结合气温资料就可以更好的对淋溶过程进行评价。雪坑中离子浓度的变化决定了离子的保存和损失过程。当雪坑中离子浓度减小,说明雪层中保存的离子载量小于损失的离子载量,暗示离子正处于淋溶时期。当雪坑中离子浓度增大,说明雪层中保存的离子载量大于损失的离子载量,暗示离子处于积累时期。图 5.1 为 2003-2006 年不同离子的浓度、离子总浓度(即 8 种常量离子浓度的代数和)与同期日平均气温的关系。可以看出,雪坑中的离子浓度呈波动性变化,且与日平均气温具有一定的负相关关系。日平均气温较高时期,离子浓度相对较低且波动剧烈,气温较低时期,离子浓度较高且变化相对平缓。以 2005 年离子总浓度为例,2005 年 1-6 月,离子浓度相对稳定,波动范围为 $2093\text{--}3016\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$,期间对应的日平均气温为 -13.0°C ,最高和最低气温分别为 0°C 和 -26.2°C 。随着气温升高,离子浓度急剧

减小,至 2005 年 8 月中旬达到最低值 $985.4\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$,期间对应的日平均气温为 0.3°C ,最高和最低气温分别为 6.1°C 和 -5.9°C 。进入 9 月,气温下降,离子浓度回升,10 月初达到 $2363.2\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 并趋于稳定(大约在 $2000\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 波动)。相似的变化在 2004 和 2006 年也均有体现。

不同离子的浓度变化及与日平均气温的关系表现出一定的差异性。 Na^+ , K^+ 和 Mg^{2+} 离子波动的年周期性并不十分显著,与气温的负相关关系也不明显。考虑与其浓度值普遍较低有关。特别是 Mg^{2+} 离子,自 2004 年以来,并未出现较大的变化。而 SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , NH_4^+ 和 Ca^{2+} 的年周期性波动与离子总浓度相近,高温段和离子浓度的低值段对应较好。

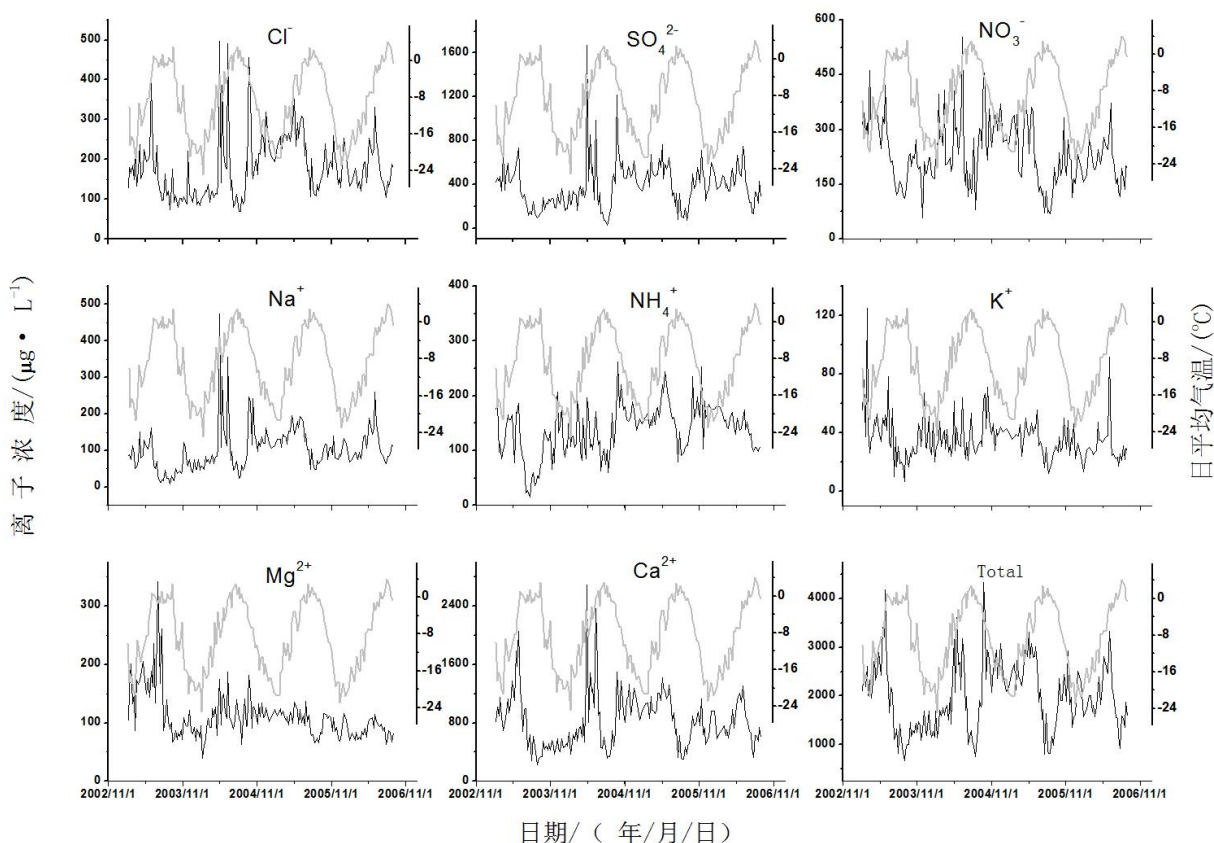


图 5.1 雪坑离子浓度(黑线)与日平均气温(灰线)的变化, Total 表示离子总浓度。

Fig. 5.1 Comparison of the ionic concentrations in snowpack and in situ diurnal mean temperature.

Total means total ionic concentration

雪坑中离子浓度的变化主要受两个过程影响:一是以降水(湿沉降)和干沉降

过程为主的沉积过程,二是以风吹雪、升华和淋溶过程为主的沉积后过程。冬季(12-2月),乌鲁木齐河源1号冰川流域降水稀少、气温较低,雪坑中的离子浓度主要受吹雪、升华、干沉降等影响而发生改变,这一过程导致的离子浓度变化相对较小;春季至夏初(3-6月),气温开始回升、降水有所增加,雪坑中的离子浓度微弱上升,这可能与沙尘活动、冷锋和低压的形成及活动有关。春季,在西风上升气流的作用下,来自沙源地的大量沙尘穿过天山并逐渐向东传输。同时,大量水气在西风影响下向东移动,使得天山东段进入一年中降水较多的季节(Li et al., 2006)。直至初夏,雪坑离子总浓度达到最大值。7月,气温迅速升高,雪坑出现消融现象,大量离子随融水流失、离子浓度急剧减小。进入9月,气温开始下降,淋溶过程减弱,离子浓度值有所回升。

5.1.2 积温与离子浓度

日平均气温是一日内气温的平均描述,而淋溶过程主要发生在高于零度的气温条件下,因此,为了得到更适合表征离子浓度变化特征的气象要素,本文进一步分析了采样期间周积温、周正积温与雪坑离子浓度的关系,并对照雪层厚度进行对比研究(图5.2)。雪层厚度的变化亦受制于气温的高低,在一定程度上可以反映消融量的大小(王飞腾等, 2006)。因离子总浓度可代表大部分离子的变化特征,这里用离子总浓度进行说明。

图5.2为2003年9月至2006年9月雪坑中的离子总浓度与积温、正积温及雪层厚度的变化关系。由图可见,雪层厚度的年际变化,与雪坑离子浓度的年波动相似,春季和夏季分别是雪深最大和最小的季节。然而雪深的最小值与离子浓度的最低值并没有很好的对应,二者没有十分显著的相关性,其相关系数 R^2 仅为0.10。正积温对离子浓度的影响十分显著。当正积温持续出现非零值时,雪坑离子浓度即出现较大波动并迅速减至最小值。其后,尽管正积温依然在大于零的范围内变化,雪坑离子浓度却开始逐渐回升。积温对离子浓度的影响类同于正积温。积温的负值区对应于离子浓度的相对稳定区,积温的正值区则对应于离子浓度的快速减少区。非消融季节积温对离子浓度的影响是不存在的,表现在积温的波动变化并未引起离子浓度相应的改变。

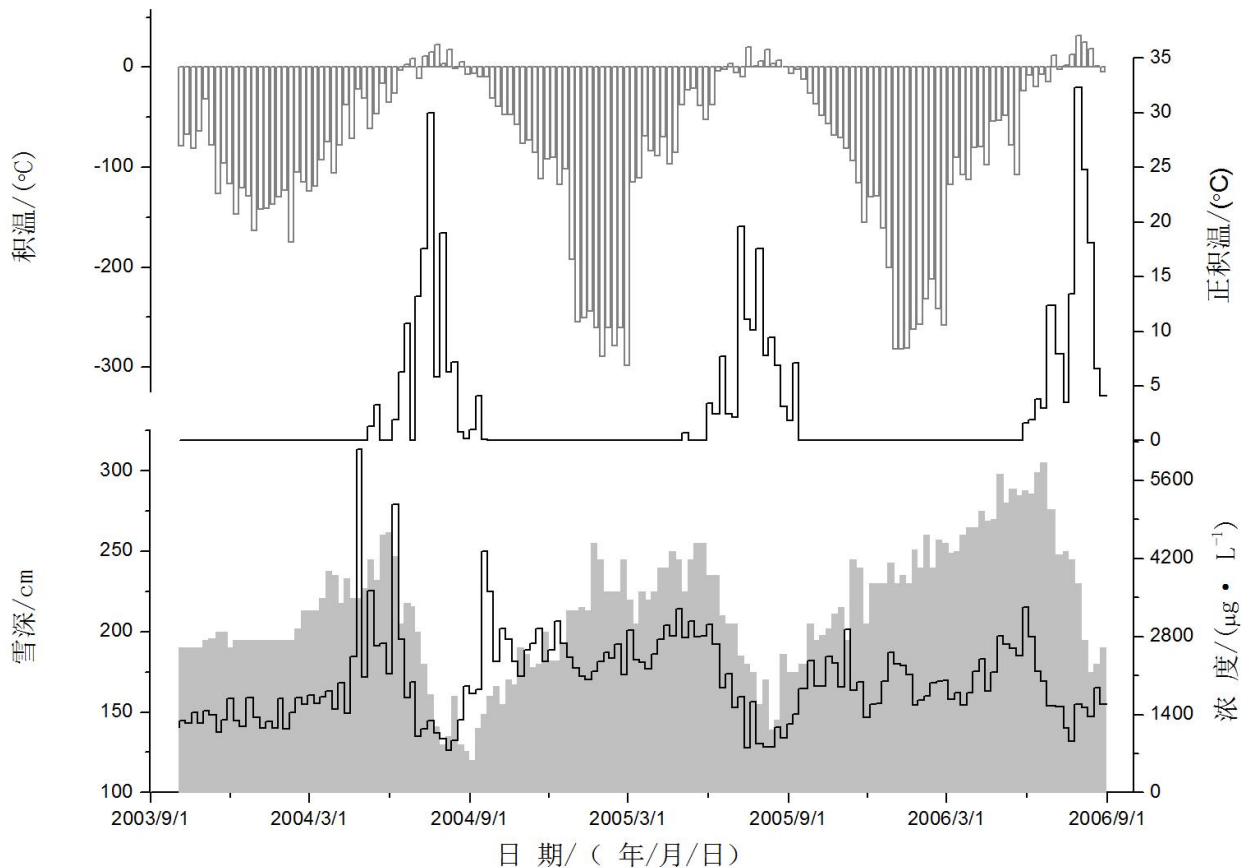


图 5.2 雪坑离子总浓度与积温、正积温及雪层厚度的变化。(其中，底部灰色面积图为雪深，折线图为雪坑离子总浓度，中部折线图为正积温，上部柱状图表示积温。)

Fig. 5.2 Comparison of the total ionic concentrations in snowpack, accumulated temperature, positive accumulated temperature and snow depth.

基于离子浓度的变化特征，本文将雪坑离子浓度开始急剧减少至最小值的时期（6月初至8月底）定义为强烈淋溶期。该时期离子浓度变化可看做淋溶程度的指标，浓度越小说明越多的离子被融水淋溶。值得一提的是，淋溶过程可能在强烈淋溶期之前已经发生，因并未显著影响整个雪坑离子浓度的总量，本文不做重点讨论。一般来讲，在消融初期，少量融水携带化学离子向雪层下部迁移(Suzuki et al., 1982)。与此同时，整个雪层温度较低，融水可能受到密度较大的雪层阻挡而再次冻结(Bales et al., 1990；张宁宁等，2010)，这样的迁移过程对整个雪坑来说，没有离子的损耗。随着温度进一步升高，融水达到一定程度时，雪坑离子随着冰面径流流失，雪层中的离子浓度急剧减少。以 2004 年为例，强烈淋溶期初始（6

月)，雪坑离子总浓度为最大值 ($3844.3\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)，日平均气温、积温和正积温分别是 -0.5°C 、 -3.2°C 和 1.9°C 。随着温度持续上升，淋溶过程加剧，雪坑离子浓度在 8 月下旬降至最低值 ($940.1\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)，相应的日平均气温、积温和正积温分别升高至 -0.2°C 、 -1.4°C 和 6.3°C 。与此同时，雪层厚度也由 247cm 减小至最小值 (135cm)。

不同年份离子浓度变化及其对应的气温参数是不同的 (见表 5.1)。2004–2006 年强烈淋溶开始于 6 月上、中旬，结束于 8 月中、下旬。雪坑离子浓度的变化值近似，分别为 $2904.2\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $2318\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $2397.6\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。然而，相应的气温值略有不同，强烈淋溶期开始时日平均气温分别为 -0.5°C 、 -0.6°C 和 -1.2°C ，积温分别为 -3.2°C 、 -4.2°C 和 -8.5°C ，正积温分别为 1.9°C 、 3.4°C 和 1.6°C 。由此可见，不同年份强烈淋溶发生和结束的时间及气温并不完全相同。可能的原因是，本研究的采样间隔为一周，雪坑离子浓度变化应为一周内气温变化的结果，故与逐日气温的对应关系并不理想。另外，除了气温这一主要因素外，不同时期的雪层厚度、冰川冷储、降水和风速风向等气象要素都可能不同程度的引起雪坑离子浓度的改变。

表 5.1 雪坑离子总浓度在最大和最小值时对应的温度参数

Table 5.1 The maximum and minimum of total ion concentration with corresponding air temperature indexes.

日期		总浓度	日均温	积温	正积温	雪深 (cm)
		($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	($^{\circ}\text{C}$)	($^{\circ}\text{C}$)	($^{\circ}\text{C}$)	
最	2004/6/11	3844.3	-0.5	-3.2	1.9	247
大	2005/6/6	3303.4	-0.6	-4.2	3.4	235
值	2006/6/3	3322.3	-1.2	-8.5	1.6	288
最	2004/8/11	940.1	-0.2	-1.4	6.3	135
小	2005/8/9	985.4	0.6	3.3	7.8	170
值	2006/8/31	924.7	-0.6	-4.6	4.1	190

为了对淋溶过程进行定量化，本文尝试建立强烈淋溶期气温和离子浓度之间的拟合关系。研究发现，正积温与离子浓度具有较好的相关性。图 5.3 为 2003–2007 年强烈淋溶期的雪坑离子总浓度与同期正积温变化的拟合曲线，表现为指数函数的

关系，拟合公式如下：

$$y = y_0 + Ae^{-x/c} \quad (2)$$

其中， y_0 是拟合曲线的偏移值， A 代表曲线振幅， c 是衰减指数。拟合函数各项参数的大小可以用于表示淋溶过程和淋溶特征： A 取决于强淋溶发生时雪坑离子的总浓度初始值； c 表示不同正积温影响下离子的淋溶程度。不同年份拟合曲线的参数见表 5.2，其中 R^2 表示曲线拟合度。

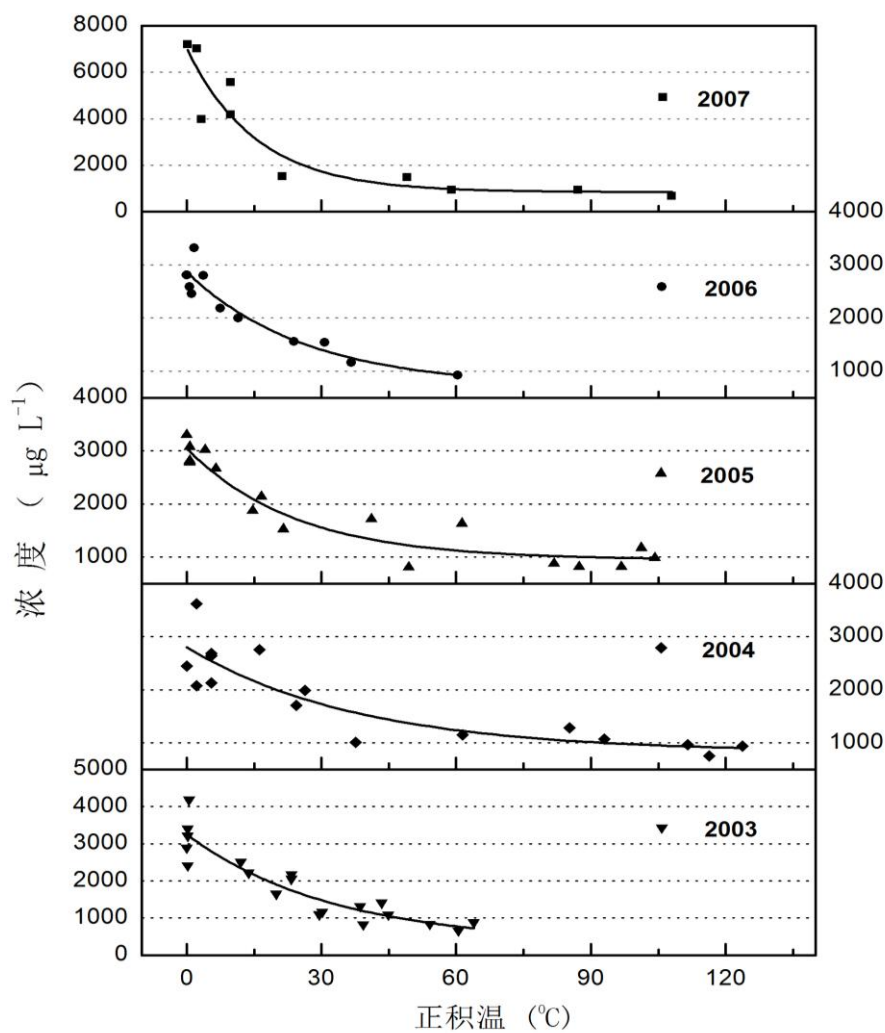


图 5.3 2003-2007 年强烈消融期正积温与雪坑离子总浓度的关系。

Fig.5.3 The relationship between positive accumulated temperature and total ion concentration in snowpack during strong ablation periods from 2003 to 2007. Straight lines are exponential fitting curve..

很明显,雪坑离子总浓度随正积温的增大表现出指数衰减的规律。这一衰减过程大致可以分为两个阶段:第一阶段,当正积温达到 0°C 以上时雪坑离子浓度开始急剧减少。相关研究也表明,雪坑中大部分离子是被早期融水淋溶而流失的(Johannessen et al., 1978; 张宁宁等, 2010; 张晓宇, 2011)。这一阶段表现出的离子淋溶特点是,淋溶速度快、离子损失量大;第二阶段,随着气温的进一步升高,当正积温达到 60°C 左右时,雪坑离子浓度的减小趋势逐渐变缓,表现在淋溶曲线呈现出近似水平的变化,并在强烈消融期末达到最小值,暗示强淋溶过程结束。

表 5.2 不同年份拟合曲线的参数

Table 5.2 Function parameters values of fitting curve.

年份	参数			R^2
	y_0	A	c	
2003	317	2937	32	0.83
2004	823	1978	39	0.74
2005	947	2101	24	0.91
2006	703	2160	27	0.86
2007	843	6186	15	0.84

不同年份,雪坑离子浓度随正积温的变化呈现出差异性,这可能与当年的温度变化特征、雪层化学组成和冻融过程有关(Davies et al., 1987; Bales et al., 1990)。2003-2007 年强烈淋溶期初始,雪坑离子总浓度值分别为 $2894\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, $3844\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, $3303\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, $3322\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $7200\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$; 强烈淋溶期末,离子浓度值降至最低分别为 $886\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, $940\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, $985\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, $925\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $787\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, 对应的正积温分别为 63.9°C , 123.8°C , 104.3°C , 60.3°C 和 108°C 。当离子浓度达到最低值时,对应的正积温并非当年的最高值,如 2003 和 2006 年。这说明在强淋溶后期,气温的升高并未导致雪坑融水进一步增加,更加证明了离子淋溶主要发生在雪层融水产生的初期。研究推测,雪坑离子的损失量不可能无限增加,而是存在一个最低值。对于 1 号冰川来说,这个最低值大约在 $800\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 左右。加之 8 月底 9 月初,尽管正积温持续增加,但气温趋于降低且伴随有频繁的降水,这对离子浓度起到了一定的

补偿作用。2007 年较为特殊,雪层离子总浓度达到 5 年来的极大值,经过夏季淋溶后变为 5 年来的最小值.而当年的正积温并非 5 年来最高值。事实上,雪坑融水的产生与和能量平衡有关的各个要素有关,而这些要素又随着雪坑条件而发生变化。比如,坡度,白昼时长,温度,太阳辐射和云量等(Hock et al., 2003)。雪坑离子浓度除了受正积温大小的影响,还与正积温的持续时间,淋溶期的冻融作用等因素有关.其作用机理有待进一步的深入分析。

5.1.3 离子淋溶过程差异

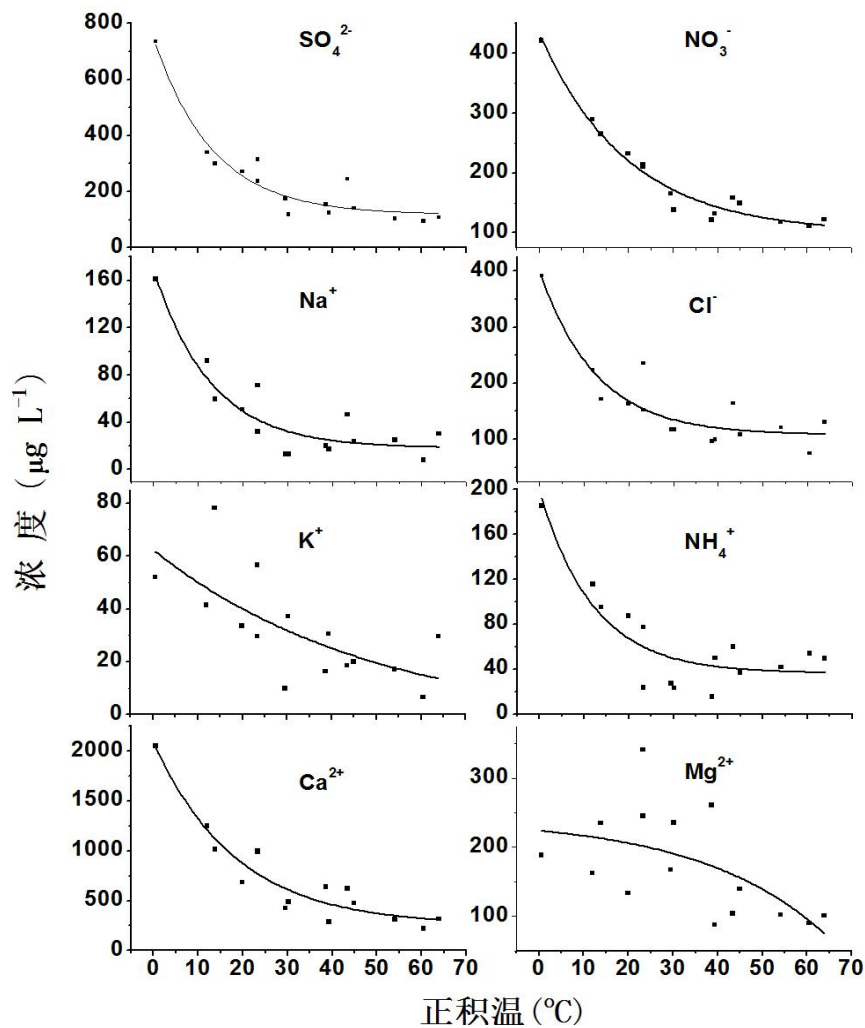


图 5.4 正积温与雪坑中不同离子淋溶过程的关系

Fig. 5.4 The relationship between positive accumulated temperature and each ion species concentration in snowpack during strong ablation period in 2003. Straight lines are exponential fitting curve.

图5.4为2003年雪坑中主要离子(Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , SO_4^{2-} 和 NO_3^-)浓度与正积温的关系。可见, 尽管总的离子浓度在强烈消融期表现出明显的淋溶作用, 但不同离子之间的差异性比较显著。从指数函数与曲线的拟合度来说, SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , Cl^- , NH_4^+ 和 Ca^{2+} 的拟合度较好, 分别为0.91, 0.96, 0.85, 0.82, 0.78 和 0.89。上述离子均经历了强烈淋溶期初期的急剧淋溶和强烈淋溶期后期的缓慢淋溶两个阶段, 暗示这几种离子的淋溶过程是相似的。而 K^+ 和 Mg^{2+} 的拟合度相对较低, 分别为0.41和0.24。就衰减指数(c)来说, Cl^- , Na^+ , NH_4^+ 和 SO_4^{2-} 有相似的c值, 分别为12.7, 12.7, 12.1 和 13.1; 差异较大的为 K^+ 和 Mg^{2+} , 分别为49.9和-28.1。从正积温影响下的淋溶曲线来看, 钾离子浓度随着温度的升高呈近乎直线的衰退, 且浓度变化相对均一。镁离子浓度的减少过程与其他不同, 而是表现出先慢后快的特点。

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(Moore et al.,2005)。很明显, SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , Cl^- , NH_4^+ 和 Ca^{2+} 等是较容易被淋溶的。当正积温达到 0°C 以上时, 大量离子被融水带走, 表现在淋溶曲线上第一次和第二次采样间隔期间的离子浓度急剧减少。钾离子和镁离子与其他离子的差异性在其他研究中亦有体现(You et al.,2015)。这与离子在雪坑中较为稳定且其可迁移性较小有关。另外, 钾离子在雪层中的低含量亦是其变化较小的原因。

5.1.4 雪坑离子的损失率

这里, 引入“淋溶因子”(e)的概念, 用来表达经过一个消融期后, 雪坑中离子的损失率。计算公式如下:

$$e=1-\exp(\ln C_t-\ln C_s) \quad (3)$$

其中, C_s 为强烈淋溶初期的离子浓度值, C_t 代表强烈淋溶末期离子浓度值, 结果见表 5.2。

淋溶因子有助于对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(0.67)年。

不同离子的淋溶因子也有明显差异， Mg^{2+} 的淋溶因子最小（0.43）， SO_4^{2-} 的淋溶因子最大（0.84）。这说明镁离子在融水作用下最为稳定，而硫酸根离子最容易被淋溶。有研究对乌鲁木齐河源 1 号冰川融水径流化学特征进行分析，得到 1 号冰川融水逐日径流中阳离子以 Ca^{2+} 为主，阴离子以 SO_4^{2-} 和 HCO_3^- 为主（冯芳等，2014），这与淋溶因子反映的结果是相同的。

表 5.2 不同年份总离子的淋溶因子及不同离子的平均淋溶因子

Table 5.2 Elution Factor for ion concentration from 2003 to 2007

年份	2003	2004	2005	2006	2007			
e	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

不同年份淋溶因子存在差异，可能有三个原因：首先，离子淋溶过程与当年的温度值及其变化特征有关。由离子浓度随正积温增大的指数衰减规律可以看出，温度变化是导致离子淋溶最关键的因素。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，离子渗浸过程还与消融率，冻融作用，粒雪化过程等要素有关(Li et al., 2006; Moore et al., 2005)。

5.2 降水对淋溶过程的影响分析

除了气温，降水亦是影响雪坑离子浓度的气象参数。降水作为大气中化学成分最为重要的一种清除方式，是雪坑化学离子的主要来源。由上述研究可知，在强烈淋溶期，降水实际上并未增加雪坑中离子的含量，这与气温高值引起的离子流失有关。因天山地区降水集中出现在春末至夏季，其中 7 月在全年所占比例最大，使得一年中由降水带来的化学离子大部分被融水淋溶。为了探究降水对雪坑离子浓度的

影响，本小节进一步分析对比了降水量和雪坑离子浓度的相关性。

5.2.1 湿季降水与离子浓度变化

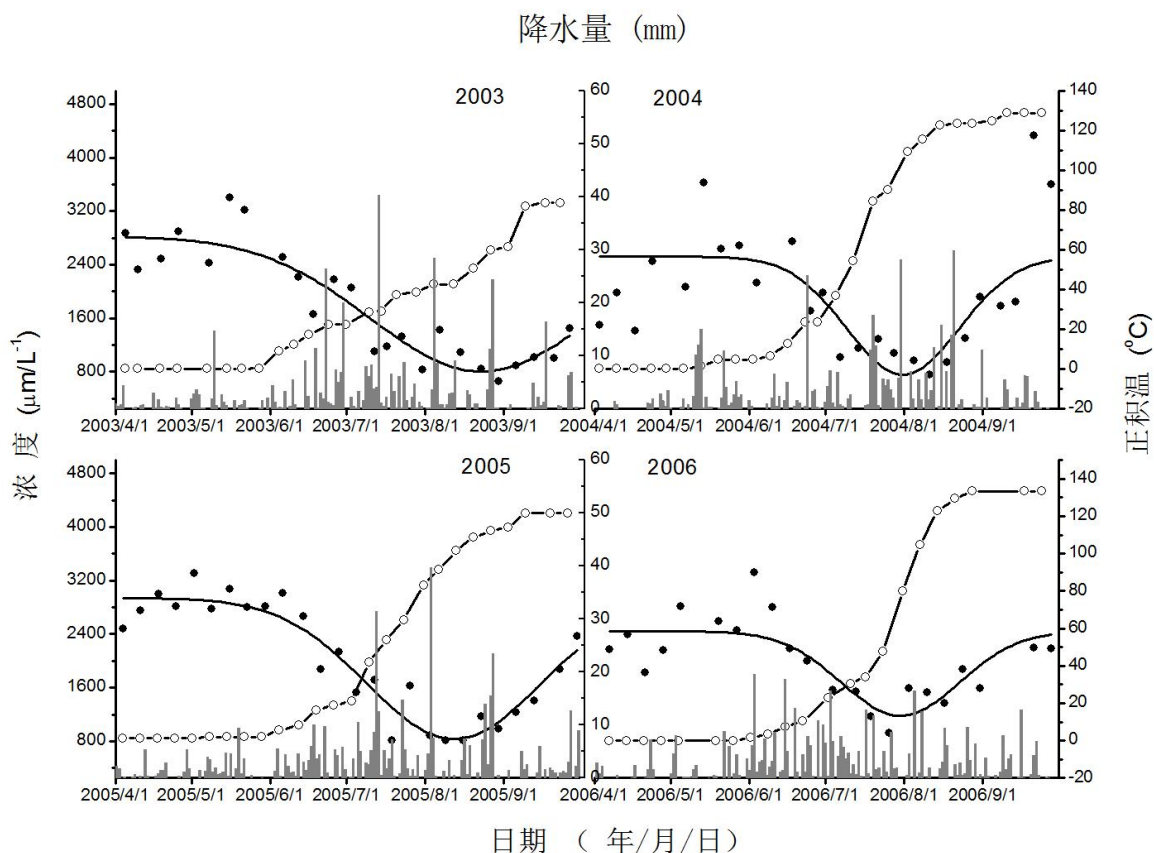


图 5.5 2003-2006 年湿季雪坑离子浓度变化及其与正积温和降水的关系

Fig. 5.5 Total ionic concentrations in the snowpacks, positive accumulated temperatures and precipitations during the wet seasons of 2003–2006.

图5.5比较了2003-2006年湿季离子总浓度与同期正积温和降水的关系。在湿季，离子浓度曲线均表现出相似的变化特征，均经历了快速减小至最小值后再迅速增加的过程。用公式（1）对其进行拟合，发现2003年和2005年拟合度较好， R^2 值分别为0.83和0.89，2004年和2006年则相对较差， R^2 值分别为0.40和0.60。对比同期降水可见，雪坑离子浓度达到最低值时，降水量却达到最大值，说明该时段降水带来的化学离子均被最大程度的淋溶。湿季末，离子浓度快速上升，该时段的降水可能对其产生影响。前已述及，当正积温超过 0°C ，离子浓度即开始快速降低。然而，在湿季末，尽管温度依然较高，离子浓度却呈现出快速升高的态势，很可能由于此

刻的雪冰温度开始下降，融水减少，从而导致局地风和降水带来的化学成分较好的被保存下来(Li et al., 2006; You et al., 2012)。综上所述，湿季，仅仅发生在8月中旬到9月末的降水被保存至当年的雪层中。

5.2.2 干季降水与离子浓度变化

5.2.2.1 离子差异

为了探讨降水量对不同离子浓度的影响，对2005年3月至2006年3月间8种主要离子的浓度值和同期降水量做了相关散布，如图5.6所示。

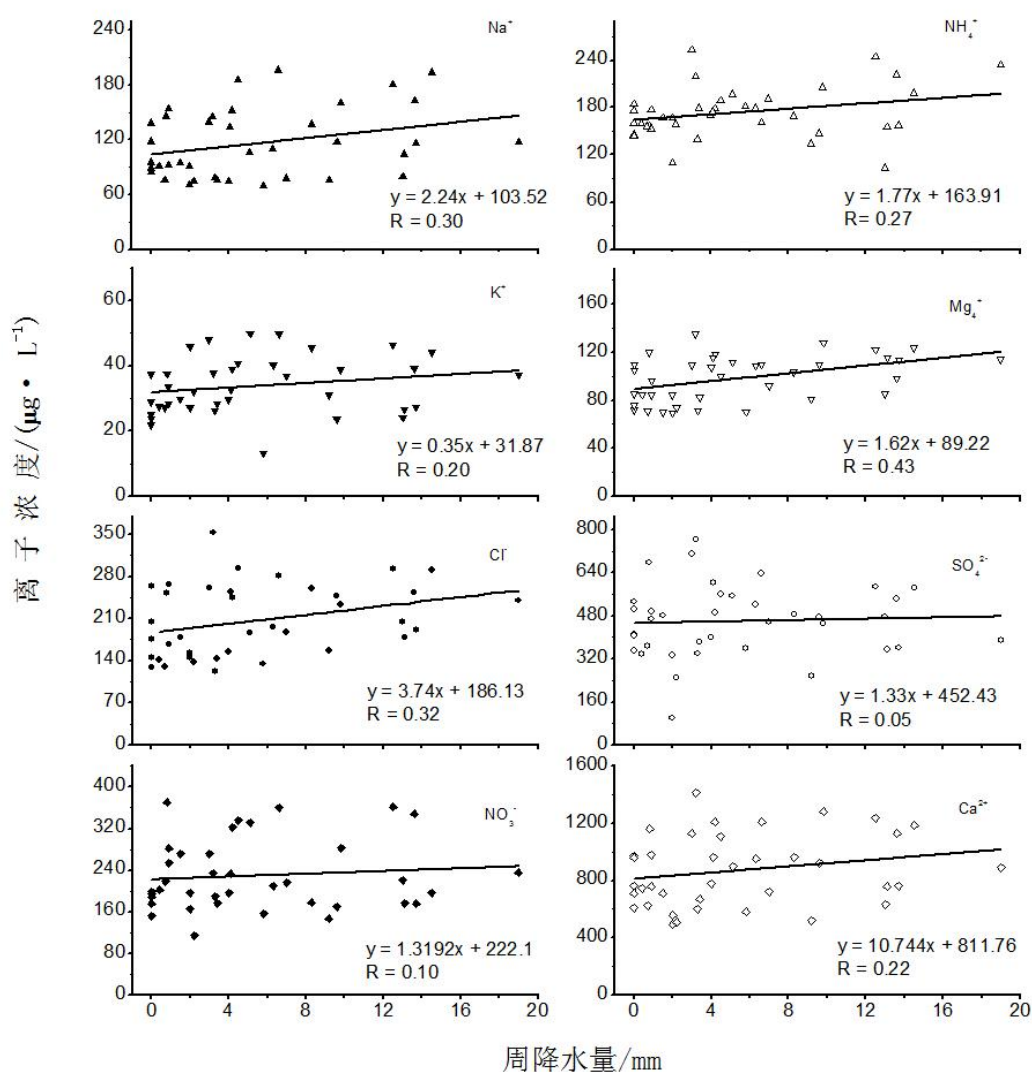


图5.6 离子浓度与同期降水量的关系(2005年3月至2006年3月)

Fig.5.6 The comparison between ionic concentration and precipitation from March 2005 to March 2006

线性回归分析仅包括非强烈淋溶期的离子浓度数据和对应的降水量数据。由图 5.6 可得, 非强烈淋溶期, 雪坑离子浓度随降水量的增加表现出一定的增大趋势, 说明降水量可对雪坑离子浓度产生一定影响。然而这种影响十分微弱, 且在不同离子间存在较大差异。其中, SO_4^{2-} 和 NO_3^- 相关系数最低, 分别仅为 0.05 和 0.10。 Mg^{2+} 的相关系数最高, 可达 0.43。一般来说, 降水携带大气中的化学成分降至雪层表面, 未受淋溶的表层雪应在一定程度上反应雪坑离子的来源。然而, 降水并非表层雪的唯一来源, 冬季的吹雪亦在不同程度上影响表层雪浓度。加之吹雪、升华和密实化等其他沉积后过程, 使得雪坑离子浓度与同期降水的相关性并不显著。

5.2.2.2 年际变化

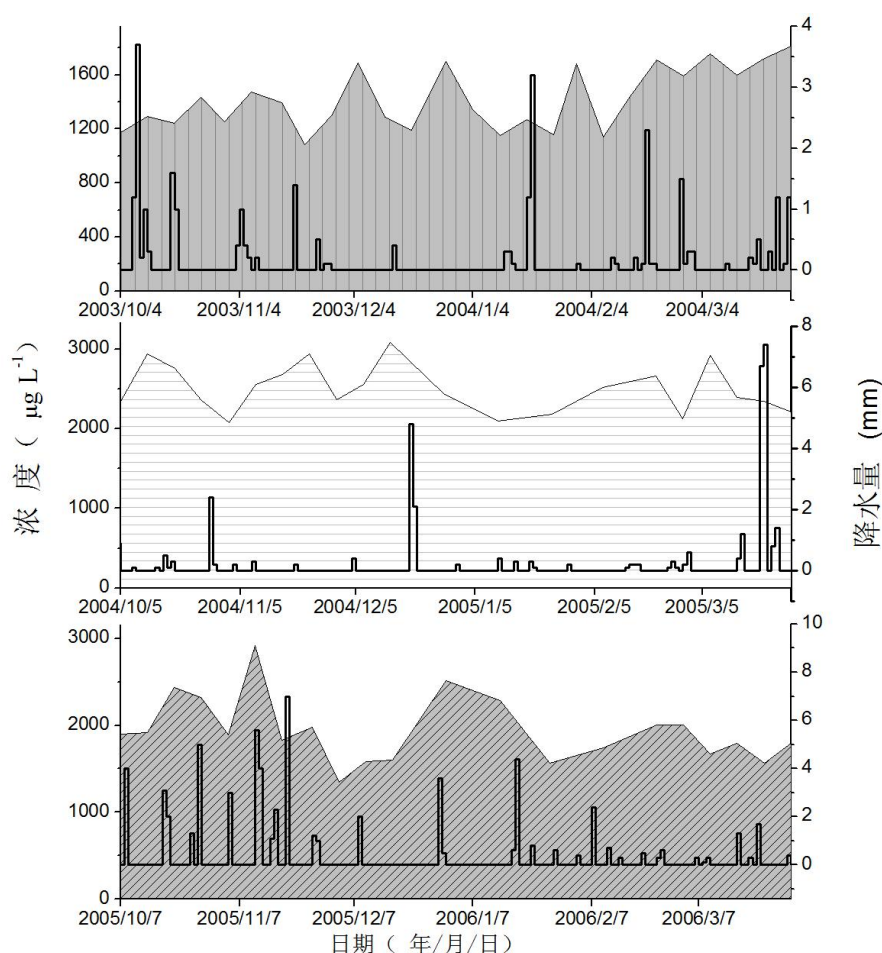


图 5.7 2003-2006 年干季雪坑离子浓度变化及其与降水的关系

Fig. 5.7 Total ionic concentrations in the snowpaks, precipitations during the dry seasons of 2003–2006. The area figures are total ionic concentrations, step lines are precipitations and dot lines are daily average temperatures.

在干季，总离子浓度波动较小（图5.7），其波动范围分别是1157-1814 $\mu\text{g/L}$ ，2080-3083 $\mu\text{g/L}$ 和1567-2512 $\mu\text{g/L}$ ，季节内变化值约为1000 $\mu\text{g/L}$ ，小于湿季的离子变化值（约为3000 $\mu\text{g/L}$ ）。第一个干季（2003年10月至2004年4月）、第二个干季（2004年10月至2005年4月）、第三个干季（2005年10月至2006年4月）的降水量分别为28mm，35.6mm和74.2mm，同期的日平均气温值分别为-15.9 $^{\circ}\text{C}$ ，-15.4 $^{\circ}\text{C}$ 和-16.3 $^{\circ}\text{C}$ 。图5.7显示，降水对离子浓度的影响并不十分显著，较频繁的降水和较大的降水量可能会导致离子浓度升高（例如，2004年2月至2004年3月），然而，在降水量较小的时期亦能观测到离子浓度的明显增加（例如，2003年10月至2003年11月）。此外，2005年3月末，尽管伴有明显的降水事件，雪坑离子浓度却呈现下降趋势。因此，降水量并不是影响干季雪坑离子浓度年际变化最重要的因素。此外，第二个干季（2004年10月至2005年4月）的离子浓度值高于其他两个干季，而对比三个季节的降水量和气温值发现，三个季节的气温和降水并未出现明显不同。该时段的温度波动范围是-30.5 $^{\circ}\text{C}$ ~ -4.4 $^{\circ}\text{C}$ ，排除了任何淋溶的可能性，因此，考虑离子浓度的变化与干沉降和其他沉积后过程有关。

5.2.2.3 年内变化

基于上述讨论，根据2005年3月至2006年3月雪坑和表层雪离子浓度的变化特征，计算二者的比率 r （ r 即表层雪和雪坑离子浓度的比值），并综合气温和降水对雪坑离子浓度的影响，可将一整年度划分为四个时期，分别用T1，T2，T3和T4表示。

T1时段内（3月初至6月中旬），雪坑离子浓度逐渐上升至最大值，平均浓度为2759.1 $\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。表层雪离子浓度亦为最大值并出现剧烈波动，平均浓度为3788.8 $\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。二者比率在1上下大幅波动。同期降水量为108.7mm，约占年降水量的20%。这段时间内降水事件可能导致表层雪离子浓度升高，进而使得雪坑离子浓度呈逐渐升高的态势。T2时段内（6月中旬至9月初），雪坑离子浓度快速减至最低值，平均浓度为1305.5 $\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。表层雪离子浓度变化较小且浓度较低，平均浓度为824.6 $\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。该时段集中了全年60%左右的降水。尽管降水量大，降水频次高，但表层雪离子浓度并未出现明显波动。原因是同期亦为强烈淋溶期，表层雪和雪坑中

的离子均有明显淋溶现象。二者比率变化 ($r < 1$) 可看出, 该时段表层雪离子浓度始终小于雪坑, 暗示其淋溶程度亦强于雪坑。这是由于表层雪受到太阳辐射的直接作用, 产生较高的热量平衡, 导致淋溶强度较大。尽管T2是降水频发期, 离子浓度依然减至最低值, 说明夏季降水中的大气化学信息并未保存至粒雪冰中。T3时段内 (9月初至12月上旬), 雪坑和表层雪的离子浓度均有不同程度回升, 平均浓度分别为 1990.6 和 $1919.9 \mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$ 。同期降水量为 99.1 mm , 约占年降水量的 18% , 说明该时段的降水再次对二者离子浓度的增加产生作用。T4时段 (12月上旬至06年3月初), 表层雪和雪坑离子浓度略微减小, 且 r 值始终小于 1 。同期降水量为 15.7 mm , 约占年降水量的 2% 左右。由于降水稀少, 温度亦达到一年中的最低值, 雪坑和表层雪离子浓度变化均相对稳定。

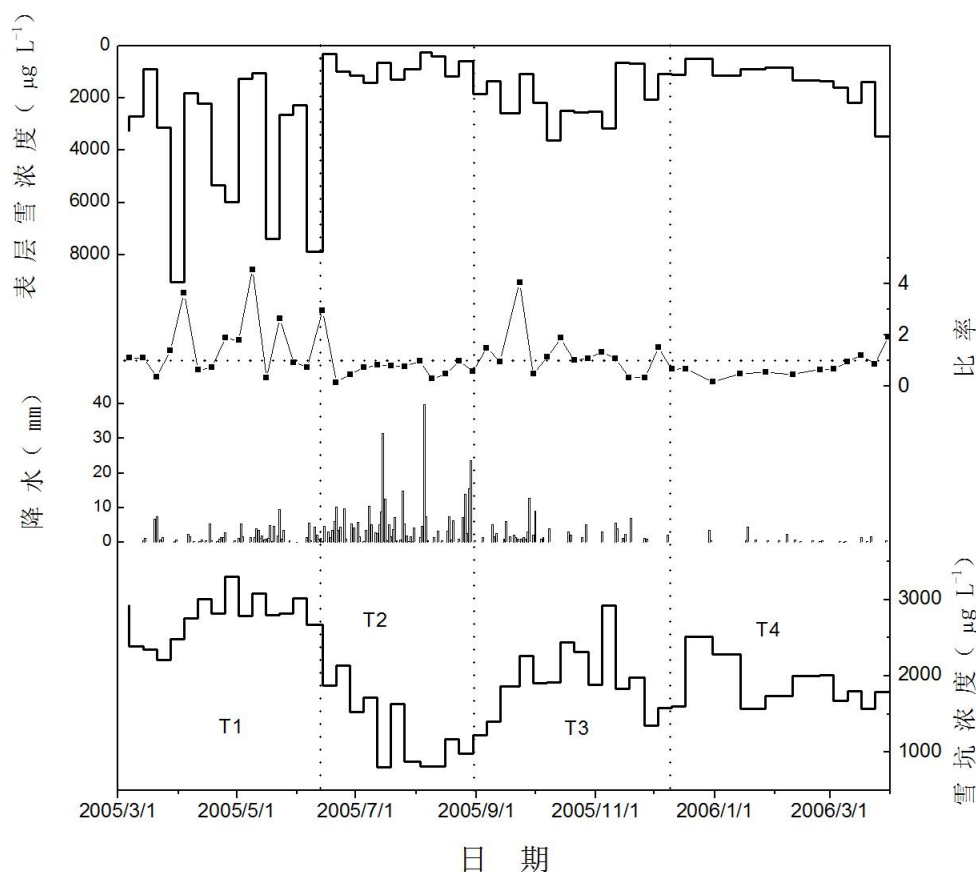


图 5.8 雪坑和表层雪离子浓度与同期降水的变化及表层雪与雪坑离子浓度的比值 (r) 变化。
虚线表示 $r=1$ 。

Fig.5.8 the relationship between the ionic concentration in snow-pack and surface snow and the comparison with precipitation

综上所述,降水对雪坑离子浓度的影响主要在春季到夏季初期(3月初至6月中旬)以及秋季到冬季初期(9月初至12月上旬),通过增加表层雪离子浓度值使得整个雪坑的离子浓度有所增加。而降水量最大的夏季(6月中旬至9月初),降水事件对雪坑离子浓度并不能起到主导作用。

5.3 基于温度参数的淋溶模式研究

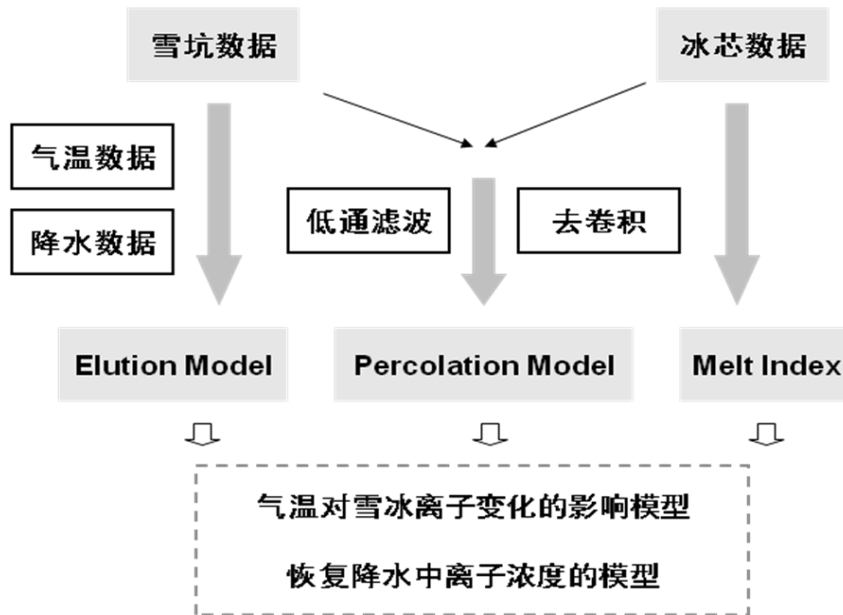


图 5.9 基于温度参数的淋溶模式

Fig. 5.9 Elution model on temperature index

基于上述研究,本小节尝试利用温度参数建立雪坑化学成分的淋溶模式,即构建温度影响下的雪冰离子变化模型,从而建立温度与淋溶过程的量化关系。完整的模式构建从三个方面开展:根据雪坑化学数据、气温和降水数据,建立淋溶模型;根据雪坑和冰芯数据构建渗浸模型;根据冰芯数据,建立消融模式(图 5.9)。本论文仅从离子浓度、气温参数出发,尝试构建淋溶模型。

在冰川区或积雪覆盖区,冰雪通过积累和消融作用,会影响流域的水文状况(Jansson et al., 2003),从而导致该流域水文出现明显的季节变化或者日变化(Rothlisberger and Lang, 1987)。而对径流变化的模拟很大程度上取决于消融过程,因此,消融模型经常被用于预测雪冰融水径流和冰冻圈大气变化。一般来讲,消融

模型基于两种理论：一是能量平衡模型，尝试通过建立热平衡方程对消融进行量化；二是温度参数模型，通过建立气温与消融率之间的关系达到消融量化的目的。后者首次应用于山地冰川是在 1987 年（Finsterwalder and Schunk, 1987），此后被广泛的应用于其他区域的研究(e.g. Clyde, 1931; Collins, 1934; Corps of Engineers, 1956; Hoinkes and Steinacker, 1975; Braithwaite, 1995)。温度参数模型之所以能够被广泛应用于消融过程的模拟，原因有 4 点：（1）气温数据的易获取性；（2）气温易进行插值和预测；（3）有较好的模型显示；（4）计算简便。

温度参数模型较广泛的使用领域是用于消融对汛期洪水的预测和水文模型(WMO, 1986)。大部分径流模型，例如 HBV 模型 (Bergstrom, 1976)，SRM 模型 (Martinec and Rango, 1986)，UBC 模型 (Quick and Pipes, 1977) 和 HYMET 模型 (Tangborn, 1984) 等都是基于温度模型建立的。温度参数模型还为冰川动力学模型提供物质平衡(Oerlemans et al., 1998)，并用于预测冰川物质平衡对气候变化的响应 (Bøggild et al., 1994; Braithwaite and Zhang, 1999)。

基于前一部分的研究可得，在中低纬度冰川区，气温对淋溶过程的影响十分显著，这种影响主要通过气温影响消融量的大小进而影响到淋溶过程。本小节中，基于温度与淋溶过程的关系，在气温参数模型的基础上，可建立淋溶过程与温度之间的关系，称之为淋溶模式。

5.3.1 温度参数模型的物理基础

许多研究表明气温与消融量之间有较高的相关性。Braithwaite and Olesen (1989) 发现冰川年消融量和正积温之间的相关系数可达 0.96。同样，气温还能很好的演绎能量平衡模型(WMO, 1986)。尽管净辐射是消融发生的主导原因，然而，气温与影响能量平衡的几个主要成分均有较好的相关性(Ambach, 1988; Sato et al., 1984; Braithwaite and Olesen, 1990; Lang and Braun, 1990)。其原因是显热通量可为消融过程提供整个能量的 3/4，而显热通量又与温度密切相关。

5.3.2 度日因子

温度参数模型是基于消融量和温度之间的相关性的。本文利用度日因子建立二者基本的公示表达：

$$\sum_{i=1}^n M = DDF \sum_{i=1}^n T^+ \Delta t \quad (4)$$

其中， M 为一个时间间隔 n 内的消融量，一般用一日作为温度的时间间隔。 T 为这段时间的正积温， DDF 为度日因子，单位是 $d^{-1} \cdot C^{-1}$ 。

表 5.3 1 号冰川东支不同高度带年均度日因子值（据崔玉环等）

Table 5.3 The annual mean DDF at different altitudes in eastern branch of the Glacier No .1

高度带海拔/m	度日因子/($mm \cdot d^{-1} \cdot C^{-1}$)	高度带面积/ km^2
3740-3800	7.121	0.065
3800-3850	6.695	0.088
3850-3900	6.713	0.118
3900-3950	6.430	0.160
3950-4000	3.995	0.205
4000-4050	4.140	0.160
4050-4100	4.661	0.169
4100-4150	5.190	0.095
4150-4267	5.190	0.201

度日的概念是 Finsterw alder 和 Schunk（1887）在阿尔卑斯山冰川变化研究中首次引入的。后来的研究发现，度日因子并不是一个常数，其变化随着雪冰所处气候条件、自然环境等条件的不同而存在着一定的空间变化。Braithwaite（1989）等将度日因子应用于格陵兰冰盖消融过程的研究中，得出冰川冰的度日因子要大于雪的度日因子，冰川冰和雪的度日因子之间的差别取决于其所处的气候条件。国外一些学者（Braithwait R J et al., 1993; Schreider S Y et al., 1997; Arendt A et al., 1999; Cazorzi F et al., 1996; Hock R et al., 1999）在模型中引入空间分布式度日模型的概念，使得模拟精度大大提高。张勇等也在对中国西部冰川（张勇等，2006）和科其

卡尔巴契冰川（张勇等，2005）度日因子的研究中，发现度日因子因受到气温、海拔和冰面条件的影响，存在较大的时空变化特征。崔玉环（2010 年）等基于天山乌鲁木齐河源 1 号冰川近 50 a 物质平衡观测资料，利用 1983-2004 年间详细的逐月物质平衡花杆观测资料和大西沟气象站逐日气温、降水资料，深入分析了 1 号冰川度日因子时空变化特征，得出在采样点度日因子为 $5.190 \text{ d}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ 。

5.3.3 淋溶模式 (elution model)

实际上，消融量可用以下公式进行表达：

$$M = \begin{cases} fm(T_d - T_0), T_d > T_0 \\ 0, T_d \leq T_0 \end{cases} \quad (5)$$

(Gottlieb, 1980; Lang, 1986; Braun et al., 1994)

此处， M 代表每日消融量， T_d 代表某日正积温， T_0 是消融开始发生的临界温度， fm 是消融因子，本文用度日因子替代消融因子进行消融量的计算。关于消融开始发生的临界温度，不同的文献里有不同的解释。Kuhn 等（1987）认为因一些测量误差等不确定因素，淋溶过程的发生并不一定在 $>0^\circ\text{C}$ 的条件下，而 Braithwaite (1995) 等的研究却观察到一个明显的趋势：当气温为 0°C 时，消融即会发生。

许多研究表明，离子淋溶具有优先选择性 (Davies et al., 1982; Iizuka et al., 2002)。这与离子的特性、粒雪化过程中离子的相关作用等有关 (Cragin et al., 1996)。然而，目前关于微观物理学过程对离子的影响知之较少，我们有理由假设，离子的淋溶与消融过程密切相关 (Grinsted et al. 2006)，因此，可写出以下公式：

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial M} &= -ac \\ C(0) &= C_p \\ C(M) &= C_p e^{-aM} \end{aligned} \quad (6)$$

其中, M 代表消融量; C 为某一种化学离子的浓度; C_p 是淋溶即将发生时离子的初始浓度; a 指代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, 此处可用淋溶因子的日平均值来表示。基于上述探讨, 对 2003 年强烈淋溶期不同离子的淋溶过程进行模拟, 可得到如下结果 (图 5.11) :

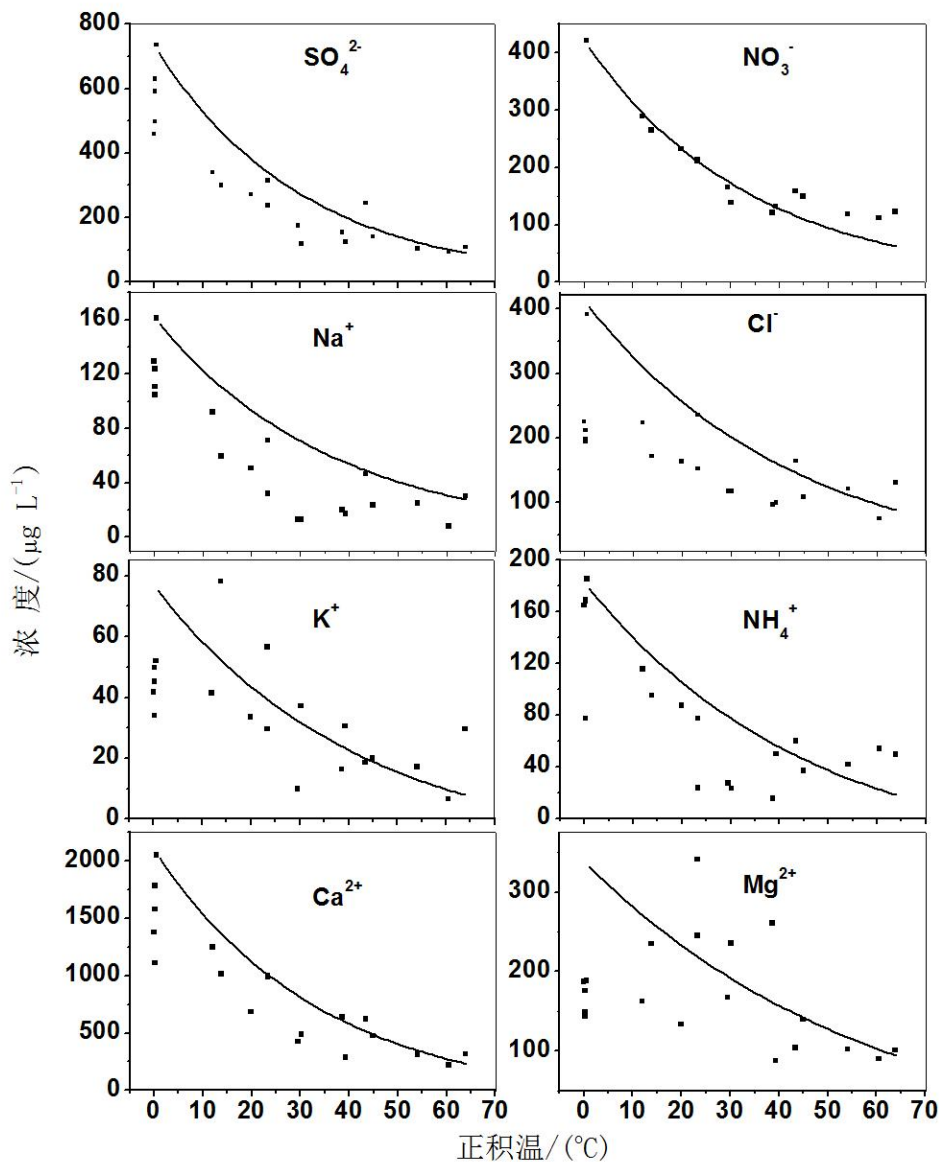


图 5.11 1 号冰川离子淋溶模式

Fig. 5.11 Elution model of the Glacier No. 1

图 5.11 基于 2003 年淋溶因子和淋溶发生时的离子浓度初始值, 构建了 1 号冰

川不同离子的淋溶模式。相关参数及公示见表 5.4。离子淋溶过程与当年离子淋溶发生时的初始浓度值 C_p 成正比，与淋溶因子和化学离子损失率 a 成反比， a 越大，淋溶越迅速。对相同年份的同一离子来说， C_p 和 a 均为常数。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_d 有关，因海拔高度相同，消融量 M 只取决于正积温的大小。前述研究发现，当正积温大于零时，强烈淋溶作用即发生，因此淋溶开始发生的临界温度 T_0 为零。

总的来说，该模式可基本反映不同离子的淋溶过程。特别是 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 和 Ca^{2+} 离子，模式构建的不同积温下的离子浓度值与实际值的相关性较高（相关系数 R 分别为 0.92, 0.93, 0.93 和 0.93）。相关性最低的为 Mg^{2+} ，仅为 0.29。由图 5.11 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^- 中均有明显反映，这可能与度日因子取值偏大有关。

表 5.4 不同离子淋溶模式及参数

Table 5.4 Elution model of ions and their key parameters

离子	参数		淋溶模式	相关系数R
	$C_p(\mu\text{g/L})$	a		
SO_4^{2-}	735.08	0.0063636	$C(M) = 735.08 e^{-0.033T_d}$	0.93
NO_3^-	421.46	0.0057576	$C(M) = 421.46 e^{-0.029T_d}$	0.92
Na^+	161.31	0.0053030	$C(M) = 161.31 e^{-0.028T_d}$	0.91
Cl^-	391.55	0.0045112	$C(M) = 391.55 e^{-0.023T_d}$	0.74
NH_4^+	185.52	0.0042420	$C(M) = 185.52 e^{-0.022T_d}$	0.82
Ca^{2+}	2049.51	0.0056060	$C(M) = 2049.515.08 e^{-0.029T_d}$	0.91
Mg^{2+}	341.05	0.0032576	$C(M) = 341.05 e^{-0.017T_d}$	0.29
K^+	78.12	0.0046212	$C(M) = 78.12 e^{-0.024T_d}$	0.63

基于 5.2 的研究, 可知损失率和雪坑离子初始浓度值随年份的不同有所差异。因此, 不同年份淋溶模式的参数 C_p 和 a 值会有所不同。而事实上, 由于 a 值是非常小的 (表 5.4), 其对整个模式的影响相对较小。可基于该地区长期气温变化特征, 得出离子损失率的平均值以取代。因此, 淋溶模式的年际变化, 仅与淋溶发生初始离子浓度值相关。

5.4 小结

本章结合同期气温和降水资料, 建立了气温影响下雪坑离子浓度的变化规律和变化模型。主要结论如下:

(1) 雪坑离子浓度的变化与日平均气温呈一定的反相关关系。夏季, 日平均气温升高, 离子浓度降低, 在气温较低且降水稀少的冬季, 雪坑中的离子浓度受气温影响较小。

(2) 强烈淋溶期 (6月初至8月底) 雪坑中的离子浓度随正积温的升高呈指数衰减。衰减过程可分为快速衰减和缓慢衰减两个阶段。当正积温达到 0°C 以上时雪坑离子浓度急剧减少, 离子淋溶速度快、损失量大; 当正积温达到 60°C 左右时, 雪坑离子浓度的减小趋势逐渐变缓, 离子淋溶速度慢、损失量小。

(3) 不同离子对正积温变化的响应具有差异性。 SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , Cl^- , NH_4^+ 和 Ca^{2+} 离子随正积温增加呈现出的衰减态势与指数函数拟合较好, 拟合度分别为 0.91, 0.96, 0.85, 0.82, 0.78 和 0.89; Mg^{2+} 和 K^+ 离子在正积温影响下并未有明显的规律性变化。

(4) 淋溶因子显示雪层中最容易淋溶的离子为 SO_4^{2-} (淋溶因子为 0.84), Mg^{2+} 离子最为稳定 (淋溶因子为 0.43)。

(5) 强烈淋溶期, 降水量对雪坑离子浓度的影响并不明显。非强烈淋溶期, 降水量与雪坑离子浓度呈微弱的正相关关系, 降水主要通过增加表层雪中的离子浓度使得整个雪坑离子浓度有所增加。

(6) 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, 因此, 可通过建立模型得到正积温与雪坑离子浓度的关系模型, 进而为定量评估淋溶作用提供依据。

第六章 冰芯记录的形成过程及分辨率研究

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。该记录可以较好的保存积雪沉积时的气候环境信息, 且保真性强、信息量大, 分辨率高、时间尺度长。通过钻取冰芯, 就能够恢复钻取地点的气候变化事实, 对过去的气候环境变化进行分析研究, 对未来的气候环境变化进行预测。冰芯中可记录气温信息、降水量信息、大气组成信息、太阳活动信息、气溶胶信息和人类活动信息。

要对这些信息进行恢复, 其基础是定年。利用污化层进行冰芯定年是常用的定年方法之一 (Thompson. L. G, 1975)。然而, 冰芯中的化学记录却会受到沉积和沉积后过程的影响而发生改变。因此, 需要对雪层中的化学离子和不溶微粒的沉积后特征进行分析, 摸清其演变规律, 方可为冰芯定年提供前提和依据 (尤晓妮等, 2006)。要了解不溶微粒和化学离子最终以怎样的分辨率保存至冰芯中, 最可靠的方法是基于长时间的雪坑数据, 利用雪层剖面法对这些离子和不溶微粒进行跟踪观测。前期研究发现, 雪坑中不溶微粒和各种化学离子在污化层有明显的聚集作用。本章将通过雪层跟踪法对雪坑中不溶微粒和化学离子在雪坑中的演化和在冰芯中的保存过程进行分析, 以期理解冰芯记录的形成过程及其分辨率的形成和影响因素。

6.1 冰芯记录的形成过程

本小节以不溶微粒为例, 对冰芯记录的形成过程进行分析。

因粗颗粒和细颗粒在传输机制和沉积后演化均有所不同, 本文依据不溶微粒粒径 d 的大小, 将其划分为粗颗粒 ($d > 10\mu\text{m}$) 和细颗粒 ($d < 1\mu\text{m}$)。图 6.1 为不溶微粒在雪-粒雪层中的浓度及平均粒径的分布。由图可见, 粒径大于 $10\mu\text{m}$ 的粗颗粒浓度峰值可以很好的反映雪层中的污化层分布。总微粒浓度在雪坑底部的污化层中出现峰值, 在最上部的污化层中没有明显反映。粒径小于 $1\mu\text{m}$ 的细颗粒, 其浓度值占微粒总浓度的占 80% 以上, 在雪层污化层处并没有明显的聚集, 甚至还存在污化层处细微粒减少的现象, 说明细微粒在雪层中的迁移是相对活跃而敏感的, 容易发生

淋溶作用而发生雪层剖面的浓度再分配。此外，加权平均粒径和粗颗粒数量和体积数量百分比都是间接反映粗颗粒的指标，因此，均可较好的指代污化层。粗颗粒体积百分比反映了粗颗粒在总微粒中所占的体积分数，它是粗颗粒平均粒径和数量的表征。其分布与前述参数差异很大，但是仍然在污化层处有突出的显示。基于粗颗粒对污化层的很好对应，我们利用 54 组剖面及粗颗粒浓度资料，通过跟踪典型的浓度峰值，得出 03 年 9 月到 04 年 9 月整年度的污化层演化过程（图 6.1）。

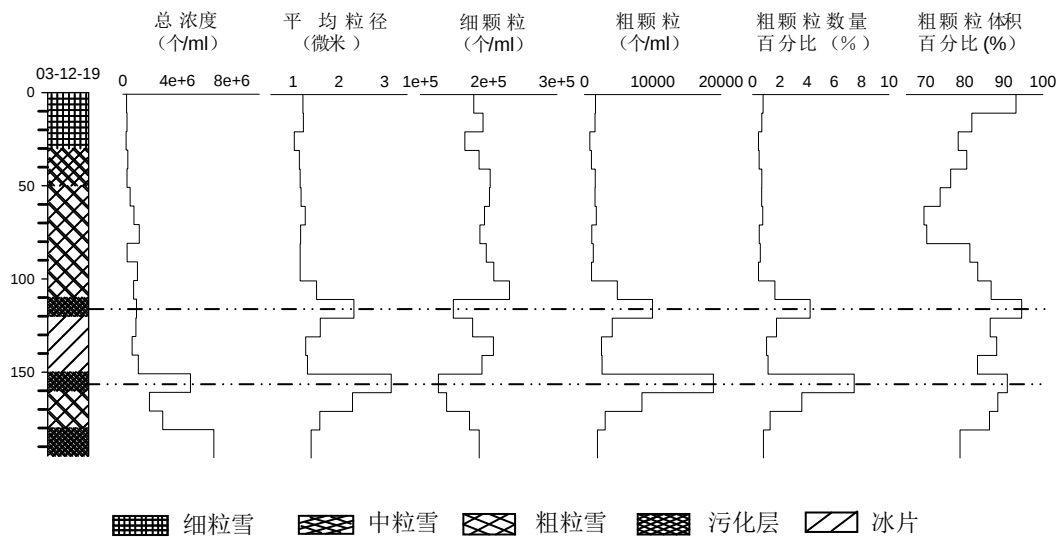


图 6.1 微粒各项浓度参数在雪层中的垂直分布。

Fig.6.1 Depth distribution of microparticles in snow-firn pack. Dashed lines are used to emphasize the relationship between dust layers and peaks.

浓度峰值 P1 表征距冰面最近的污化层。2003 年 8 月 30 日 P1 距离粒雪冰面 58cm，在少量溶水及雪层压力作用下缓慢下移（即距离粒雪冰面的距离缩短），历经约一年的时间在 2004 年 8 月 31 日前后被粒雪冰所包裹。由图可知，由于 P1 所处深度较大，位于较为粗硬的粗粒雪层，融水作用强度小，故而下移速度缓慢。P2 作为自粒雪冰面起第二个污化层的表征在 2003 年夏末变得尤为显著（基于 02 年 9 月至 03 年 8 月的资料。因 02 年消融强烈，代表较为极端的环境，不在本文的讨论范围之内）。冬，春，秋季，P2 主要受密实化作用、升华及风吹雪的影响（Ginot, P.,2001; Stichler, W.,2001; Schulz, O. and C. de Jong, 2004），下移缓慢。进入夏季，随着温

度和降水的增加，P2 活动性增强，表现在下移速度加大。除了 P2 外，自 03 年夏末至 04 年春季，在冰川表面由于降水，风吹雪以及表面溶水的作用产生一些较小的微粒浓度峰值。这些峰值在溶水及压力作用下以相对较快的速度下移，并与 P2 合并(图 6.2)。

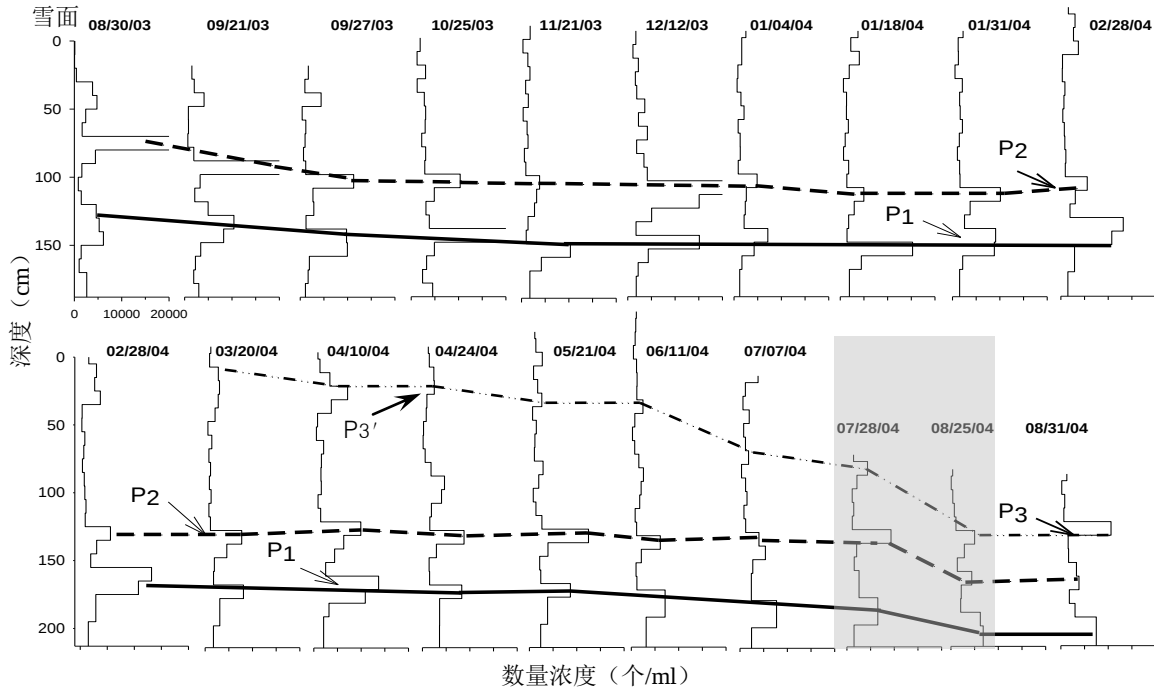


图 6.2 粗微粒在雪一粒雪层中的演化示意图。P1, P2 和 P3 代表 3 个典型的浓度峰值

Fig.6.2 The evolution process of large particles in snowpack. A complete year-round concentration data of large particles (from 30th August 2003 to 31st August 2004) are exhibited here. P1, P2 and P3 indicate three typical dust-rich layers.

此外，在 2004 年春季，频繁的沙尘事件使得雪层表面形成了一层弱污化层，即图 4.4 中的 P3'，该污化层一方面作为一个良好的载体接受来自其上部的不溶微粒，一方面又像一个保护层，有效阻止不溶微粒穿越。7 月底到 8 月底（图中阴影部分所示）是峰值下移最为剧烈的时期，P1，P2，P3' 均有大幅度的下移。与此同时，雪坑上部粒雪完全消融，雪层厚度从 200cm 锐减至 126cm，大量不溶微粒在 P3' 富集并最终形成强污化层（用峰值 P3 表示）。图 6.3 展示了更多峰值在雪层中的演化。

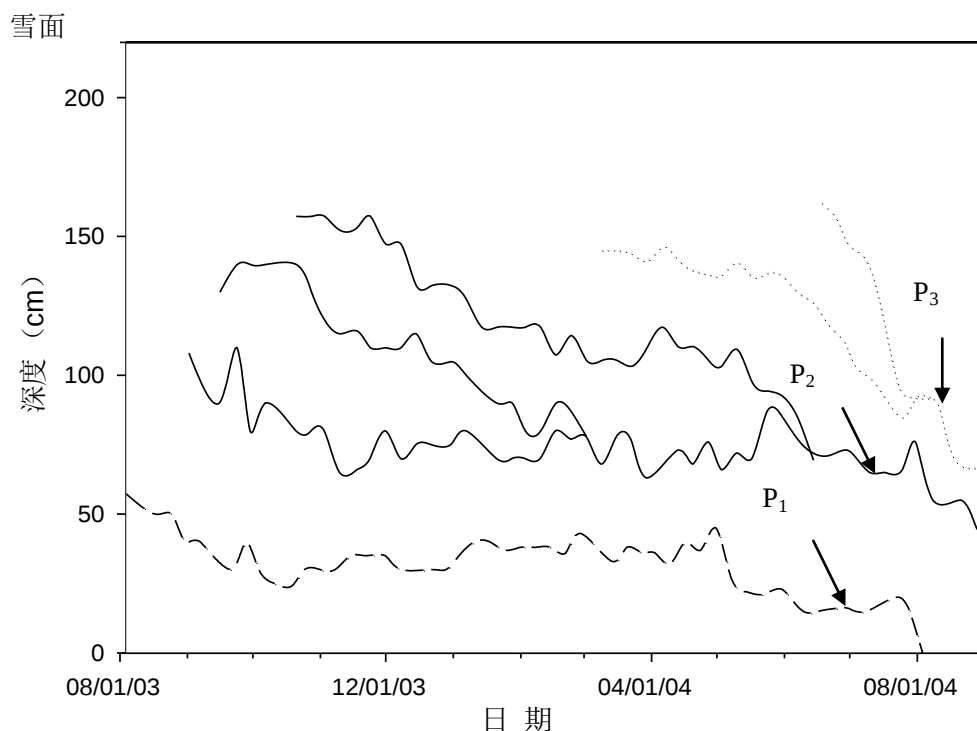


图 6.3 粗微粒在雪一粒雪层中的演化过程。

Fig.6.3 Evolutional graph of large particles with main peaks. More detailed information on incorporation of peaks is lay out. Small fluctuation is probably from man-made error. P1, P2 and P3 indicate three typical microparticles peak.

综上所述，大气粉尘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。由于融水对微粒的携带、雪层的融化消失以及不同的雪层下移速度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，我们称这层含有丰富微粒信息的层位为污化层。污化层在雪一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微粒，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，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。总的来讲，每年有一个污化层形成，一个被粒雪冰包裹。这些微粒浓度峰值的演化可以通过跟踪污化层处的竹板位置变化得到验证（尤晓妮，2005）。

6.2 不溶微粒与 Mg^{2+} 的相关性

不溶微粒和 Ca^{2+} 作为大气粉尘记录的直接指标，是研究气候变化的重要参数

(Petit J R et al., 1990; Mayewski P A et al., 1993)。 Mg^{2+} 因与 Ca^{2+} 在冰芯中的很好相关性使其成为反映陆源大气粉尘的良好指标 (Mayewski P S et al., 1996; 张坤等, 2008)。在 Taylor Dome 冰芯中, 二者的相关系数为 0.926 (Mayewski P S et al., 1996)。乌鲁木齐河源区的降水样品中, 二者的相关系数为 0.88 (侯书贵等, 2001)。

然而, 受到长期观测和连续取样条件的限制, 不溶微粒和 Mg^{2+} 浓度在沉积和沉积后过程中的变化及相关性研究, 文献中少有报道。为了更好的说明雪冰中可溶和不可溶成分的沉积特征及二者的相互关系, 并为进一步研究污化层浓度峰值的演变提供指标选取和指标替代的参考, 本小节研究了天山乌鲁木齐河源 1 号冰川表层雪中不溶微粒和 Mg^{2+} 浓度关系及其在沉积后过程中的变化特征。

6.2.1 沉积过程的相关性

图 6.4 显示了表层雪中不溶微粒、 Mg^{2+} 浓度随季节的变化, 以及降水、风速的日变化。可以看出不溶微粒和 Mg^{2+} 浓度的季节变化具有一致性。冬、秋季节, 二者浓度较低; 6 月到 8 月出现浓度的最大值, 并伴有较大幅度的波动。

1 号冰川不溶微粒和 Mg^{2+} 的来源可以通过建立表层雪各元素含量之间的相关系数来实现。基于各种离子的相关系数矩阵, 发现 Mg^{2+} 与不溶微粒具有较好的相关性 ($R = 0.74$) (2-tailed, $p=0.01$, $N=45$)。这说明表层雪中 Mg^{2+} 主要附着在粉尘中降落至冰川表面。与前期研究结果不同的是, 表层雪中不溶微粒和 Mg^{2+} 浓度最大值并非出现在初春 (Sun Junying et al., 1998), 而是在夏季, 这与粉尘物质的远距离传输和频繁的降水事件有关: 乌鲁木齐河源区主要受到西风带的影响, 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, 亦有大量水汽在西风影响下向东移动 (Thompson L G, 1977), 使得天山东段在 6-8 月 (见图 6.4) 进入一年中降水最频繁的季节, 为不溶微粒和 Mg^{2+} 的湿沉降提供可能。

此外, 1 号冰川周围湖沼很多, 如东面的艾丁湖、盐湖、柴窝堡湖, 南面还有塔里木盆地。这些地方降水较少, 到了暖季, 气候干热, 蒸发强烈, 使湖沼中的含盐微粒因蒸发带到空中, 被水汽或局地风带到冰川上, 增加冰雪水中 Mg^{2+} 含量 (骆鸿珍, 1983)。加之冰川周围是大量裸露的岩石和山体以及冰碛沉积。对这些冰碛

物进行分析发现含有大量钠, 钙, 镁, 铁等元素(孙俊英等, 2002)。5-8 月的盛行谷风(图 6.4)对粉尘的携带作用也成为表层雪中不溶微粒和 Mg^{2+} 浓度升高的原因。冬、秋两季, 二者浓度较低, 考虑与降水较少, 逆温层的存在和稳定的大气层结有关(张寅生等, 1994; 尤晓妮等, 2012)。

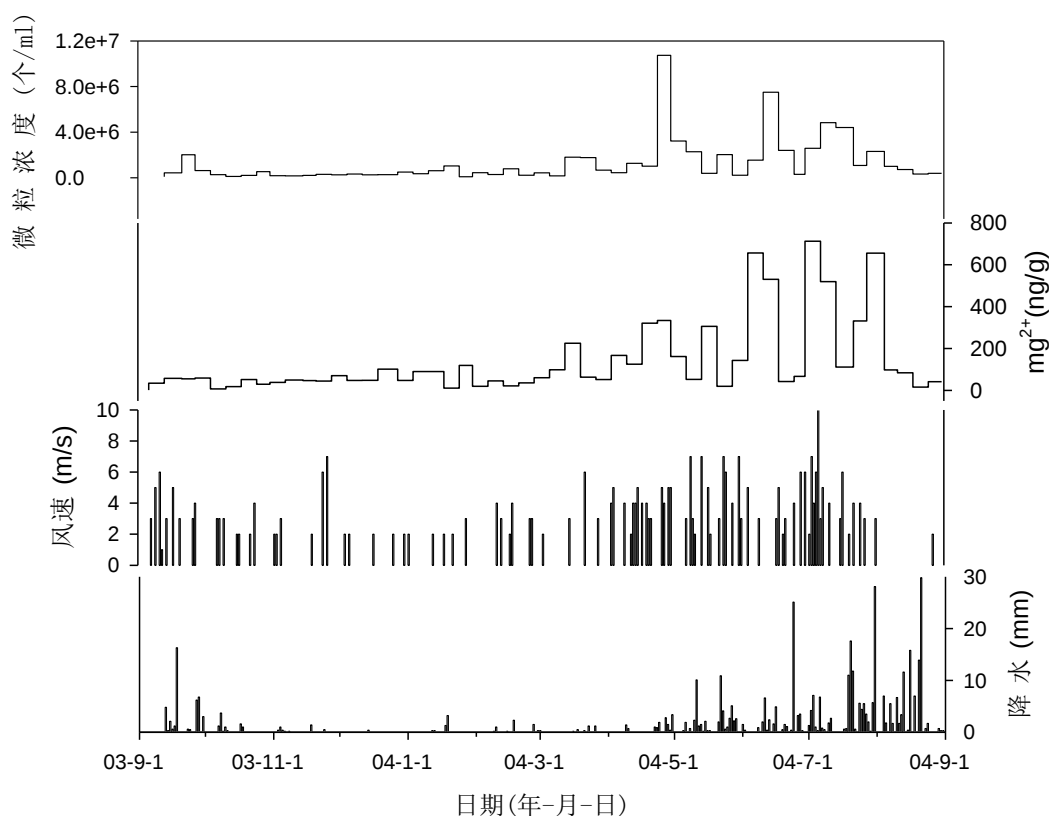


图 6.4 表层雪中不溶微粒和 Mg^{2+} 浓度, 以及降水、风速随时间的变化。

Fig.6.4 Seasonal changes in magnesium and insoluble particle concentrations in surface snow and daily variability of precipitation and the prevailing wind speed versus time from September 2003 to September 2004.

6.2.2 沉积后过程的相关性

图 6.5 为粗微粒(直径大于 $10\mu\text{m}$, 下同)和 Mg^{2+} 浓度在雪层中的分布和演化。图中实线和虚线分别代表粗微粒和 Mg^{2+} 浓度在雪层中的垂直分布。可以发现二者的浓度分布曲线具有相似性, 特别是雪层底部两个明显的峰值 P1, P2(这同污化层出现的位置相符(尤晓妮, 2006))。对这两个峰值进行跟踪得到它们的演化过

程。03年9月底至04年3月下旬，这段时期气温较低，P1，P2的下移由雪层的密实化引起。04年1月开始，雪层上部出现了规模较小的浓度峰值，很可能是由于少量的降水和微弱的蒸发（Ginot P C et al., 2001; Schulz O et al., 2004）引起。进入4月，表层因频繁的沙尘和降水事件出现更多浓度峰值。 Mg^{2+} 浓度的变化较之不溶微粒更为剧烈（见04.4.10、04.5.21、04.6.11）。4月到7月初，降水的频繁出现使得表层10-30cm连续出现浓度峰值，加之温度逐渐升高，冰川表面出现微弱的融水，融水携带不溶微粒和 Mg^{2+} 下渗，使其发生明显的迁移。七月中旬到8月底，P1、P2距冰面的距离剧减，8月31日前后P2没入粒雪冰层，同时一个较为显著的浓度峰值出现在雪层上部（见P3）。这种大规模的浓度峰值迁移是由于温度升高致使雪层融化，融水渗浸造成的：夏季，温度升高，冰川消融，融水携带不溶微粒和化学离子下渗，使得不溶微粒和 Mg^{2+} 在垂直剖面上频繁迁移。当融水遇到较为坚硬的不透水层时，发生再冻结并释放大潜热，这些热量成为加热底部雪层的重要热源，从而引起底部粒雪层进一步融化（尤晓妮，2012）。同时，渗浸作用导致雪层上部的不溶微粒在局部不透水层产生富集，形成了新的污化层（P3）。

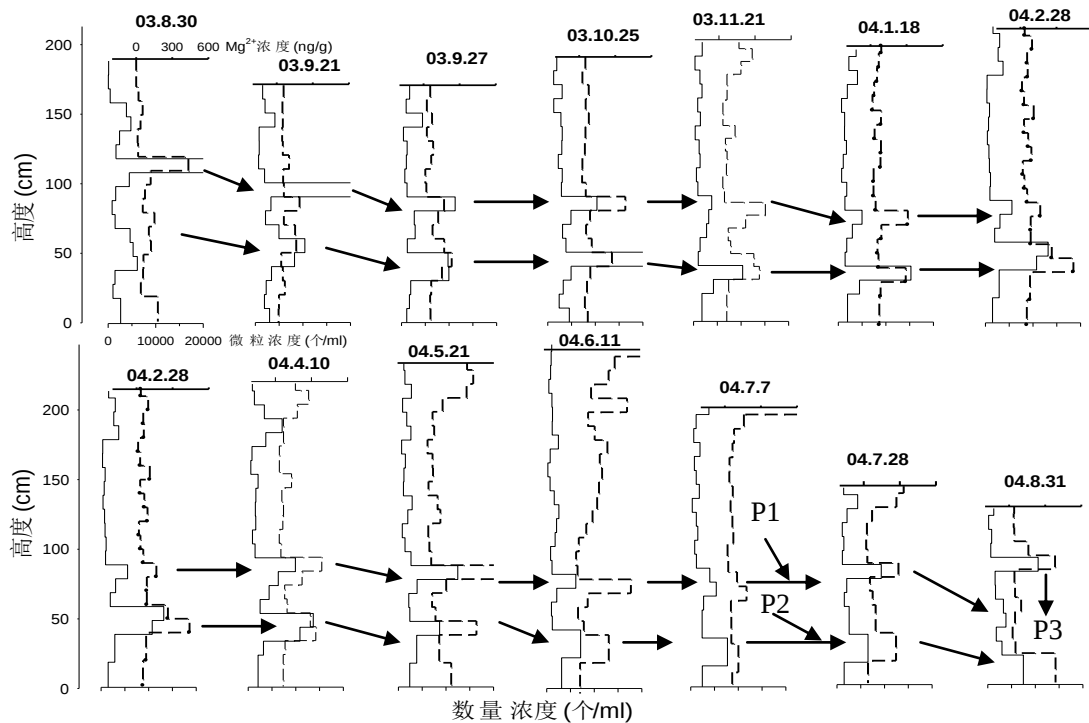


图 6.5 粗微粒（直径大于 $10\mu m$ ）和 Mg^{2+} 浓度在雪层中的垂直分布及演化（据尤晓妮，2012）

Fig.6.5 The evolution process of vertical profiles of large insoluble particles and Mg^{2+} in snow pits

6.2.3 影响因素分析

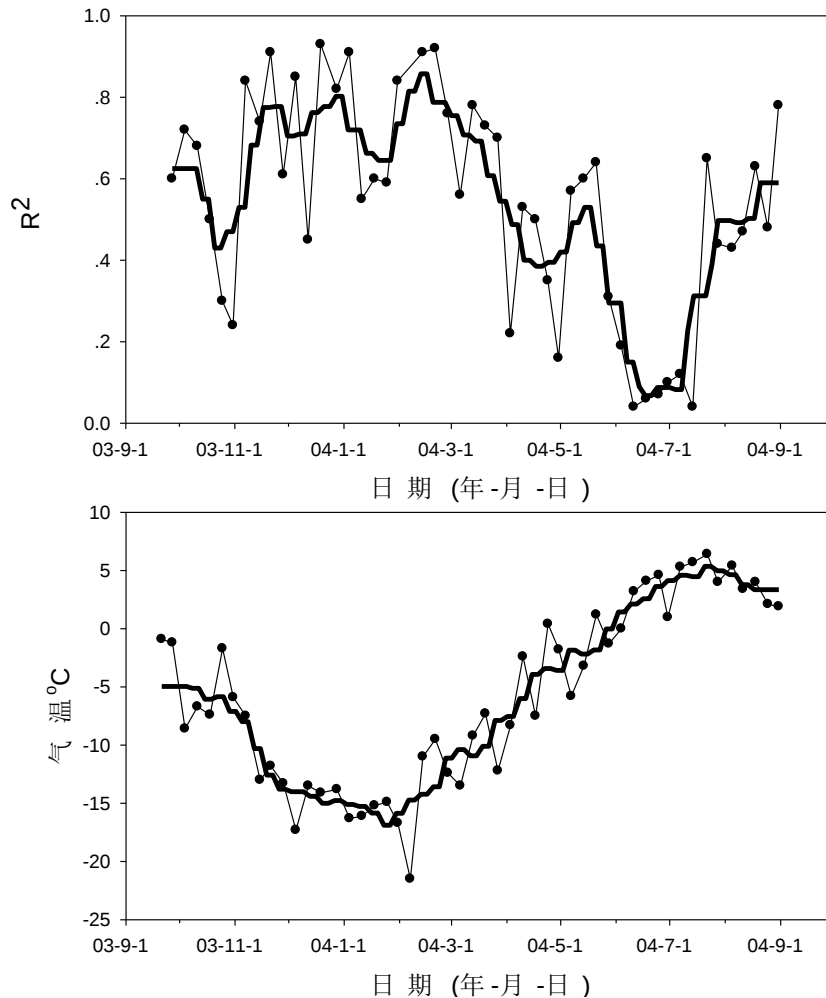


图 6.6 雪层中粗微粒与 Mg^{2+} 浓度的相关性 (R^2) 随时间的变化及其与温度的关系 (曲线代表五点滑动平均)

Fig.6.6 correlation coefficient between large insoluble particles and Mg^{2+} with temperature relations

粗微粒和 Mg^{2+} 在雪层中的浓度分布具有很好的相似性。为了探讨二者在后沉积过程中的相关性及其影响因子, 对粗微粒和 Mg^{2+} 在雪层中的浓度变化建立相关, 一个观测时间得到一个相关系数 (R^2)。为了保证样本数量相同, 取冰面以上 130cm (消融期最低雪层的高度) 的雪层样本建立相关。得到相关系数 (R^2) 随时间的变化曲线 (图 6.6)。可以看到, 较高的相关系数 (R^2 值在 0.45-0.91 之间) 出现在冬天。6 月初到七月中旬, R^2 值最低, 其间正是强烈消融期。七月底, R^2 值又开始升

高。对比同期日平均气温变化情况可发现, R^2 与气温的变化呈明显反相关。气温越高, 不溶微粒与 Mg^{2+} 在后沉积过程中的相关性越低, 气温越低, 二者的相关性越高。

乌鲁木齐河源 1 号冰川, 因为地处中纬度山地, 融化渗浸不仅是其重要的成冰过程, 也是不溶微粒和可溶矿物粉尘在雪层中迁移、沉积的重要影响因子。非消融期, Mg^{2+} 附着在粗微粒上通过密实化过程缓慢迁移, 两者保持了表层雪中较好的相关性。进入消融期, 融化渗浸作用增强, 由于物理性质、迁移机制的差异, 二者表现出不同的下移特征。较之粗微粒, Mg^{2+} 浓度变化在融水参与的后沉积过程中表现出更多的灵活性。

6.3 冰芯记录分辨率及其影响因素研究

前述研究可得, 镁离子和不溶微粒浓度峰值都与污化层有较好的对应关系, 且镁离子在雪坑中的变化相对较小。因此, 本小节利用 2003 年 12 月至 2006 年 8 月的镁离子雪层浓度数据, 跟踪其浓度峰值在雪坑中的演化至被保存成冰的过程, 探讨乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯记录分辨率的形成及其影响因素。

一般来讲, 雪坑中会出现三个浓度峰值, 分别位于雪坑上部、中部和下部。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。根据该时段雪坑中镁离子浓度峰值的变化, 选定 P1、P2、P3 三个浓度峰值为研究对象(图 6.7)。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, 雪坑厚度为 190cm。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 45cm 和 85cm。2004 年 4 月 3 日, P3 在雪坑上部出现, 其初始位置距离冰面 153cm。经历过 2004-2006 三个夏季消融期后, P3 的位置到达冰面(2006 年 8 月 10 日), 并在后期的连续取样中再未出现, 考虑已经进入冰层。

本小节所用的峰值雪深均指距冰面的距离, 即假定冰面高度并未发生变化, 或者变化较小可以忽略。之所以采用冰面作为雪深基准面, 是因为雪坑深度变化较大, 其上部由于降水、吹雪等原因, 会出现大幅波动。而事实上, 冰面高度也非固定不变的, 下部粒雪亦会因为消融冻结, 导致冰面上升。然而, 比起前者, 冰面位置变

化较小。

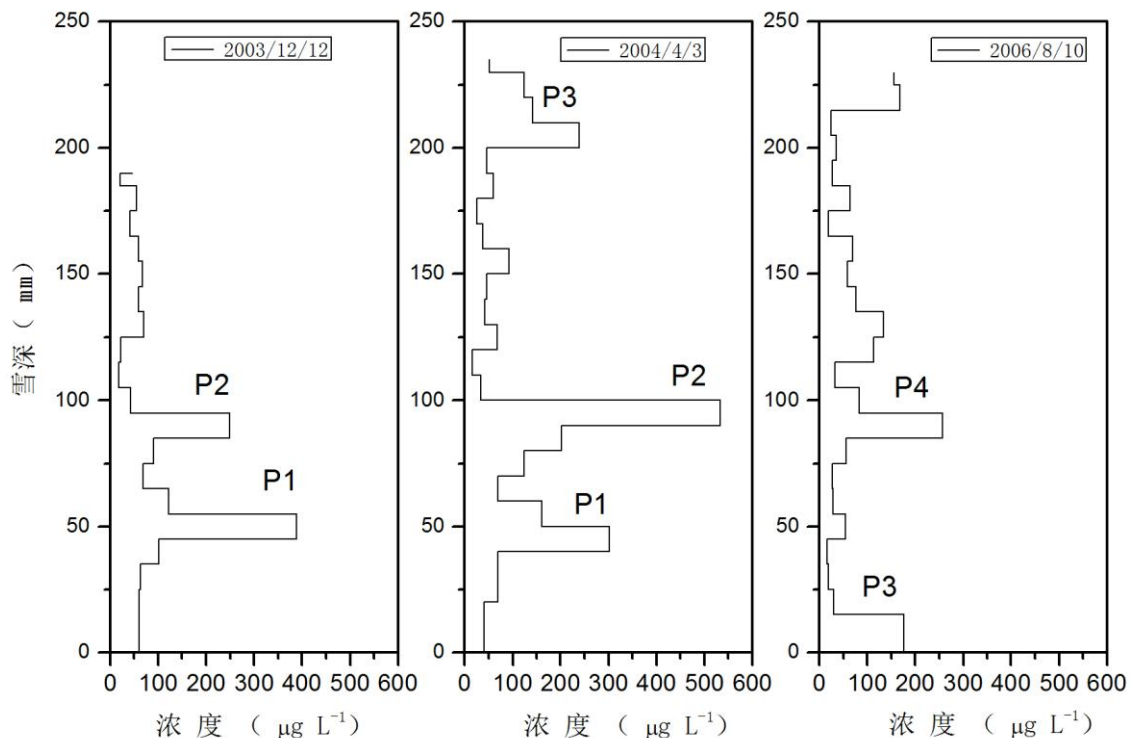


图 6.7 不同时期雪层中镁离子浓度峰值的位置

Fig.6.7 The location of concentration peaks of Mg^{2+} in snow layers

图 6.8 显示了浓度峰值 P1 的演化过程。其中黑色圆点代表不同时期的 P1，其直径大小和浓度值成正比。由图可知，2003 年 12 月至 2004 年 4 月，P1 的位置变化较小，同期的降水和气温变化显示，该变化与这段时间气温较低，降水稀少有关。P1 浓度值在 2003 年冬季有减小的趋势，进入 2004 年 3 月，其值开始增大。这是因为，初春是天山地区沙尘天气频发的时段，在西风环流的影响下， Mg^{2+} 经过长距离传输成为该时段内雪坑镁离子的主要来源。5 月下旬至 8 月，随着气温的进一步上升，镁离子浓度值和距离冰面的位置均快速减小，并在 8 月初没入冰层。在这一过程中，镁离子浓度由最初的 $388.2\mu g \cdot L^{-1}$ 变为 $112.7\mu g \cdot L^{-1}$ ，并以该浓度值进入冰层保存下来。根据前一小节的研究结果，浓度峰值 P1 应该形成于 2002 年春季，经过 2002-2004 年的夏季消融后，进入冰层。

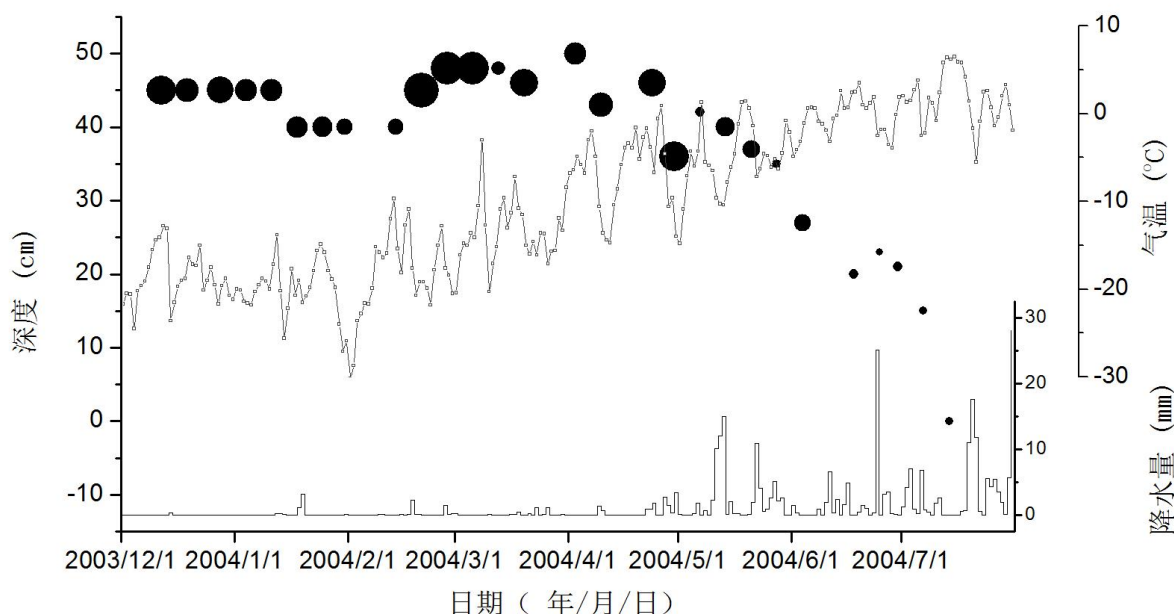


图 6.8 浓度峰值 P1 的演化过程及其与气温降水的关系

Fig.6.8 The evolitional process of concentration peak P1

图 6.9 显示了浓度峰值 P2 的演化过程。其中，白色方框代表不同时期的 P2，其面积大小和浓度值成正比。2003 年 12 月至 2004 年 6 月间，P2 的变化与 P1 相似，始终在距离冰面 80cm 左右的位置波动，浓度值由最初的 $248.4\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 增加至 $459.8\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。进入 6 月后，P2 距离冰面的位置迅速降低，由 80cm 减小至 20cm 左右。在这一过程中，P2 的浓度值变化较为剧烈，在 $459.8\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 至 $140.6\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 之间波动。说明因温度升高产生的融水导致同期离子浓度不断发生迁移。不仅镁离子会从 P2 向下移动，上部雪层中的镁离子亦会汇入 P2。2004 年 10 月以后，P2 距离冰面的位置稳定在 20cm 左右，且浓度减小。2005 年 3 月后，P2 浓度再次经历升高-减小的变化规律，并于 2005 年 8 月初以 $132.6\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 的浓度值进入冰层。同理，P2 应形成于 2003 年春季，经历了 2003-2005 年的夏季消融后被保存下来。

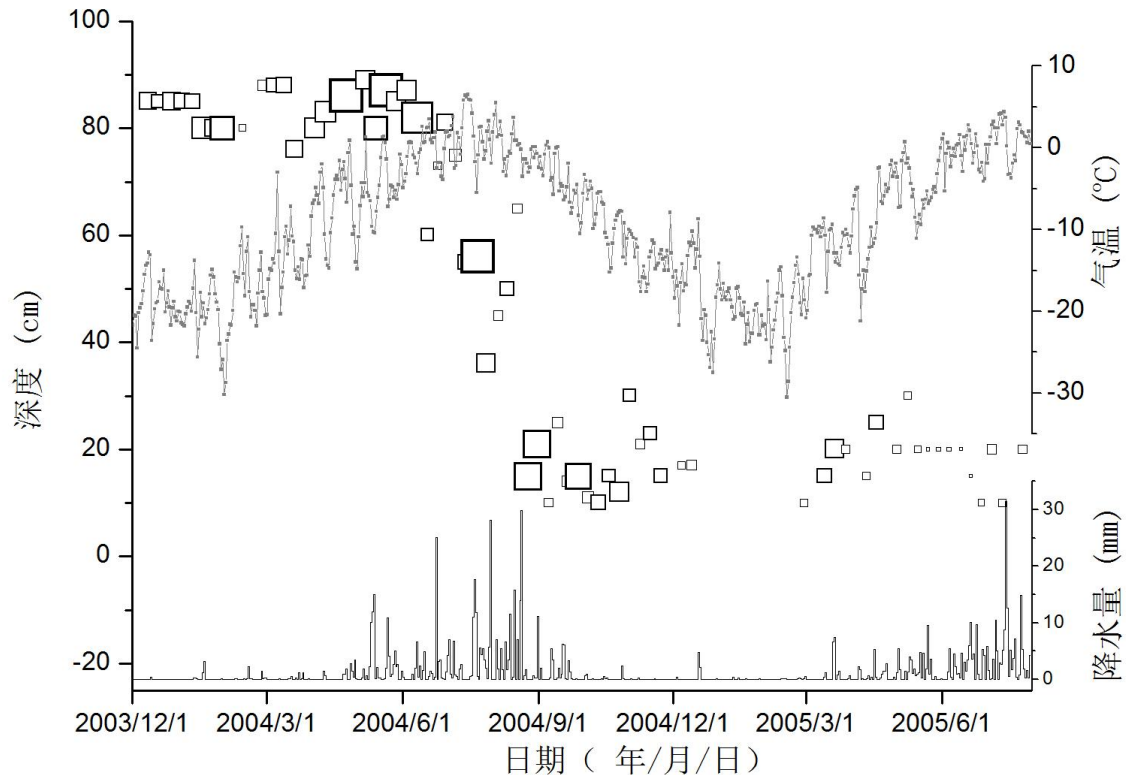


图 6.9 浓度峰值 P2 的演化过程及其与气温降水的关系

Fig.6.9 The evolitional process of concentration peak P2

图 6.10 显示了浓度峰值 P3 的演化过程。其中白色圆圈代表不同时期的 P3，其直径大小和浓度值成正比。由于时间序列较长，P3 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，P3 形成于雪坑上部，初始浓度值为 $134.3\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。同期正值表层雪镁离子浓度变化剧烈的时期，雪坑上部经常出现浓度峰值。经过 2004 年消融期后，在 2004 年 8 月形成了较为稳定的浓度峰值。此时，P3 距离冰面 90cm 左右，浓度值增加至 $381.9\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。该状态一直保持至 2005 年 4 月，随着春季频繁的沙尘和降水事件的发生，P3 浓度值一度达到 $502.6\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。随着夏季增温，消融期到来，P3 的浓度值和距冰面的距离开始减小。至 2005 年 8 月底，稳定在距冰面 40cm 处，此刻浓度值减小至 $263.1\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。此后至 2006 年 4 月的时段内，同 P1 和 P2 一样，镁离子浓度呈减小再增大的趋势。经过 2006 年消融期，P3 最终在 8 月 10 日以 $176.7\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 的浓度值进入冰层。

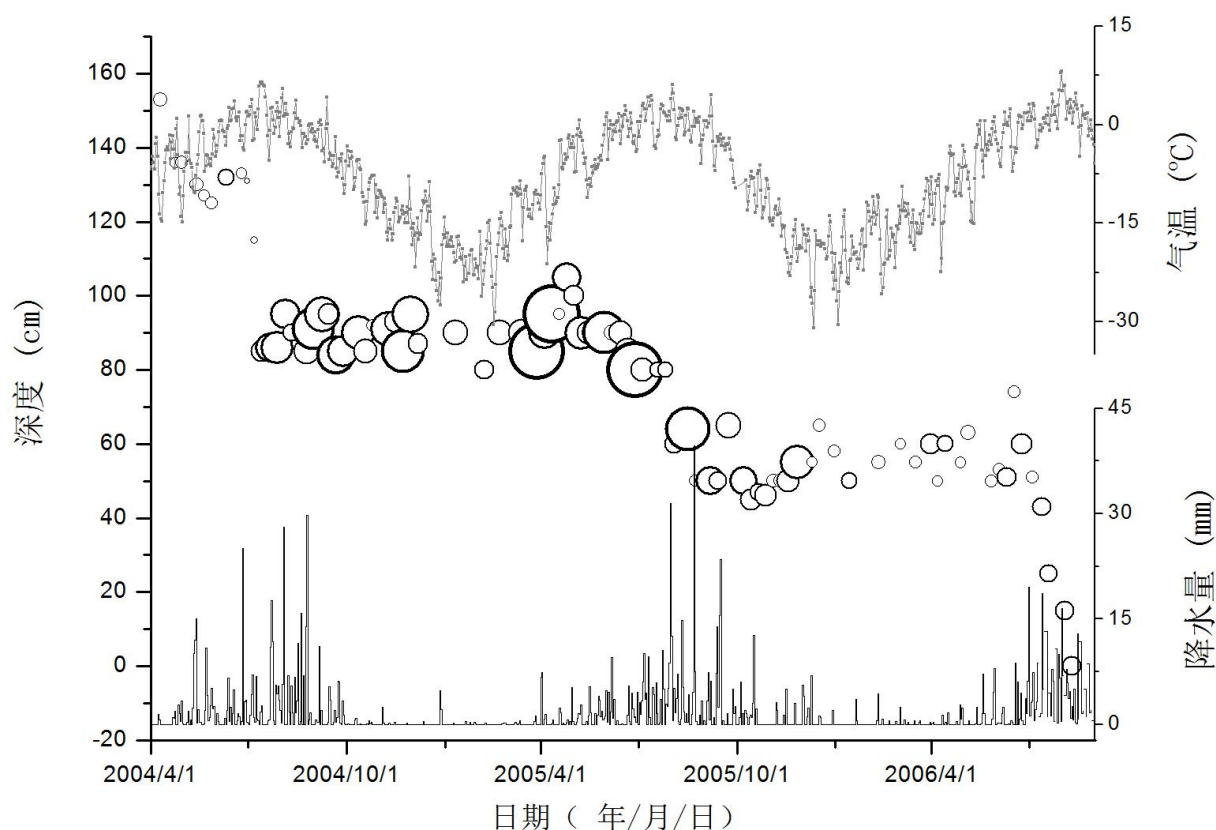


图 6.10 浓度峰值 P3 的演化过程及其与气温降水的关系

Fig.6.10 The evolutionary process of concentration peak P3

综上所述, 尽管受到消融的影响, 乌鲁木齐河源 1 号冰川镁离子依然能以 1 年为分辨率形成冰芯记录, 即每年有一个浓度峰值保存至冰层。然而, 因受到淋溶作用的影响, 其浓度峰值在保存至冰层的过程中, 经历了较大程度的削弱。以 P1、P2、P3 为例, 三个浓度峰值平均减少了近 70%。该过程受气温影响十分显著, 高温条件明显导致浓度值减少。无论是哪个浓度峰值, 均会受到春季化学离子来源的影响产生峰值, 即在春季降水频发期出现浓度的升高。然而这部分来源在经历了夏季消融后, 大部分均被淋溶消失, 仅有 30% 保留至冰芯记录中。

后续的研究, 将从雪坑扩展至冰芯, 期望在定性分析的基础获得定量的研究结果。形成每单位 $^{\circ}\text{C}$ 气温变化与冰芯记录分辨率的关系, 并期望解释在当前全球变暖背景下, 在何种程度内的气温和降水变化将导致冰芯记录断层, 不适合冰芯钻取和记录恢复; 在何种程度内的气温和降水变化可以通过冰芯恢复气候(如气温、降水)

环境（如沉积通量）信息，以期对部分研究结果进行校正。

6.4 雪-冰界面化学离子的迁移研究

6.4.1 雪-冰界面化学离子迁移的季节变化

雪-冰界面化学离子的迁移研究，可帮助我们理解雪-冰演化中离子浓度的保存过程。根据 1 号冰川采样区降水的年内变化特征，可以将全年分为干季（11 月 1 日至次年 3 月 31 日）与湿季（4 月 1 日-10 月 31 日）（Li et al., 2008）。选取每组雪坑中雪层最底部和冰层最顶部相邻的 2 个样品作为雪-冰界面的不同介质，从而得到 8 种主要化学离子浓度自 2005 年 3 月至 2006 年 11 月不同季节的波动变化曲线（图 6.11，图 6.12）。参照 5 点滑动距平值可以发现，雪-冰界面不同的化学离子均存在明显的季节变化特征。

干季、湿季雪层底部、冰层顶部 8 种离子浓度平均值见表 6.1，表 6.2。从表中可以看出，雪层中 8 种主要化学离子平均浓度干季大于湿季，冰层中 8 种主要化学离子平均浓度湿季大于干季；雪层底部和冰层顶部两个不同的界面上，无论干季还是湿季，离子浓度最大的是 Ca^{2+} ，最小的是 K^+ ，与这两种离子的来源有关。雪坑中的 K^+ 被认为是局地源，主要来自当地的矿物岩石和冰碛沉积（Luo, 1983; Williams et al., 1991; Hou and Qin, 2002），而 Ca^{2+} 的来源比较广泛，除当地的矿物岩石外，还包括春季的强风沙尘，冬季的低风速和煤的燃烧（李向应, 2011）。

雪层底部的 8 种主要化学离子进入干季后一直保持相对较高的浓度，极端峰值均出现在干季，其中 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 的波动变化具有相似性，但峰值的个数和峰值出现的时间略有差异。从 Cl^- 浓度的变化图中可以看出，进入湿季后 7 个月中出现明显波动变化，形成 5 月中旬（最高值 $150\mu\text{g L}^{-1}$ ）、6 月中旬（最高值 $131\mu\text{g L}^{-1}$ ）和 9 月上旬（最高值 $161\mu\text{g L}^{-1}$ ）3 个峰值时段；10 月中旬以来，离子浓度在波动中迅速上升，在 11 月下旬达到了 2005 年的最大值 $254\mu\text{g L}^{-1}$ 。雪层底部 NO_3^- 在进入湿季后 3 个月中出现明显的波动，形成 4 月中旬（最高 $155\mu\text{g L}^{-1}$ ）与 5 月下旬（最高 $163\mu\text{g L}^{-1}$ ）2 个峰值时段，5 月下旬以后，雪层中的 NO_3^- 浓度变化幅度很小，浓度值处于较低的水平；10 月以来，浓度值在波动中上升，10 月 10 日出现峰值 $204\mu\text{g L}^{-1}$ ，随后进入干季，2006 年 3 月初达到最大值。雪层底部 NH_4^+ 在进入湿季后 4 个

月中出现明显的波动,形成4月中旬的最高值 $165\mu\text{g L}^{-1}$ 和5月中旬的最高值 $119\mu\text{g L}^{-1}$ 2个峰值时段;5月下旬以后,雪层中的 NH_4^+ 波动减小,到7月下旬出现最小值 $17\mu\text{g L}^{-1}$,随后又开始波动回升,到11月下旬达到一年中的最大值 $188\mu\text{g L}^{-1}$ 。雪层底部 K^+ 和 Ca^{2+} 的浓度波动变化曲线具有相似性。 K^+ 在进入湿季的6个月中峰值出现的频率与强度相对于 Cl^- 、 NO_3^- 、 NH_4^+ 等则大大增强。4月下旬出现峰值 $53\mu\text{g L}^{-1}$,在随后的5个月中,频繁波动,到10月下旬出现峰值 $46\mu\text{g L}^{-1}$,进入干季后,波动回升,11月下旬达到一年中的最大值 $79\mu\text{g L}^{-1}$ 。陆源离子 Mg^{2+} 浓度的波动变化频率与强度相对 K^+ 和 Ca^{2+} 更大,可能与物质来源、风速等有关。

表 6.1 雪层底部各化学离子浓度平均值(单位: $\mu\text{g L}^{-1}$)

Table 6.1 The averages of ions concentration at bottom of snow layer

时间	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
干季	171	284	254	103	103	41	119	530
湿季	126	177	196	80	83	27	90	400

表 6.2 冰层顶部各化学离子浓度平均值(单位: $\mu\text{g L}^{-1}$)Table 6.2 The averages of ions concentration at top of ice layer ($\mu\text{g L}^{-1}$)

时间	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
干季	124	173	147	51	87	18	47	367
湿季	356	1049	446	254	111	62	122	1187

比较图 6.11, 图 6.12 可以看出,8 种主要离子在雪坑下部和冰层顶部的变化并不存在同步性,二者的变化过程有明显不同,这暗示着不断有离子从雪坑下部进入冰层顶部,即雪-冰界面持续发生着离子的迁移。冰层顶部的 8 种主要化学离子浓度进入湿季后一直保持相对较高,极端峰值均出现在湿季,其中 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 的波动变化、波动幅度均具有相似性,但峰值出现的时间略有差异。从 Cl^- 浓度的

变化图中可以看出,在进入湿季后的 7 个月中出现明显的波动,形成了 4 月中旬 ($414\mu\text{g L}^{-1}$)、5 月中旬 ($728\mu\text{g L}^{-1}$)、6 月上旬 ($672\mu\text{g L}^{-1}$)、8 月上旬 ($719\mu\text{g L}^{-1}$) 与 10 月初 ($599\mu\text{g L}^{-1}$) 5 个峰值时段,之后迅速下降。进入干季后, Cl^{-} 浓度变化幅度很小,处于相对较低水平。冰层顶部 NO_3^{-} 在进入湿季初期保持相对较低,进入 5 月后迅速增加,从 5 月初的 $97\mu\text{g L}^{-1}$ 迅速增加到 5 月中旬的 $1271\mu\text{g L}^{-1}$,之后在 6 月中旬 ($584\mu\text{g L}^{-1}$)、7 月中旬 ($344\mu\text{g L}^{-1}$)、10 月初 ($524\mu\text{g L}^{-1}$) 出现了 3 个峰值时段,10 月中旬以后,浓度变化幅度很小,处于相对较低水平。冰层顶部 NH_4^{+} 在进入湿季后波动上升,于 6 月初出现峰值 $288\mu\text{g L}^{-1}$,之后的两月间,离子浓度始终处于波动下降的态势,但波动较为和缓,未见明显浓度高值。冰层顶部陆源离子 K^{+} 、 Mg^{2+} 浓度的波动变化频率和幅度在冰层底部更剧烈。冰层顶部 Ca^{2+} 的浓度在进入湿季之前基本稳定,在进入湿季的前 3 个月明显波动,出现 5 月中旬 ($2296\mu\text{g L}^{-1}$)、6 月中旬 ($3012\mu\text{g L}^{-1}$) 和 7 月中旬 ($2285\mu\text{g L}^{-1}$) 3 个峰值时段,7 月中旬后迅速下降,8 月初到达最低值 $257\mu\text{g L}^{-1}$,之后在波动中上升,于 9 月 30 日升至最高 $3024\mu\text{g L}^{-1}$,10 月中旬到下一个干季,变化幅度很小,一直处于较低的水平。总体而言,冰层顶部的 8 种主要离子,在湿季保持较高的水平,极端峰值均出现在湿季;在干季离子浓度维持较低水平,干季的变化幅度除 NH_4^{+} 外,其他离子浓度变化幅度均比雪层底部小。

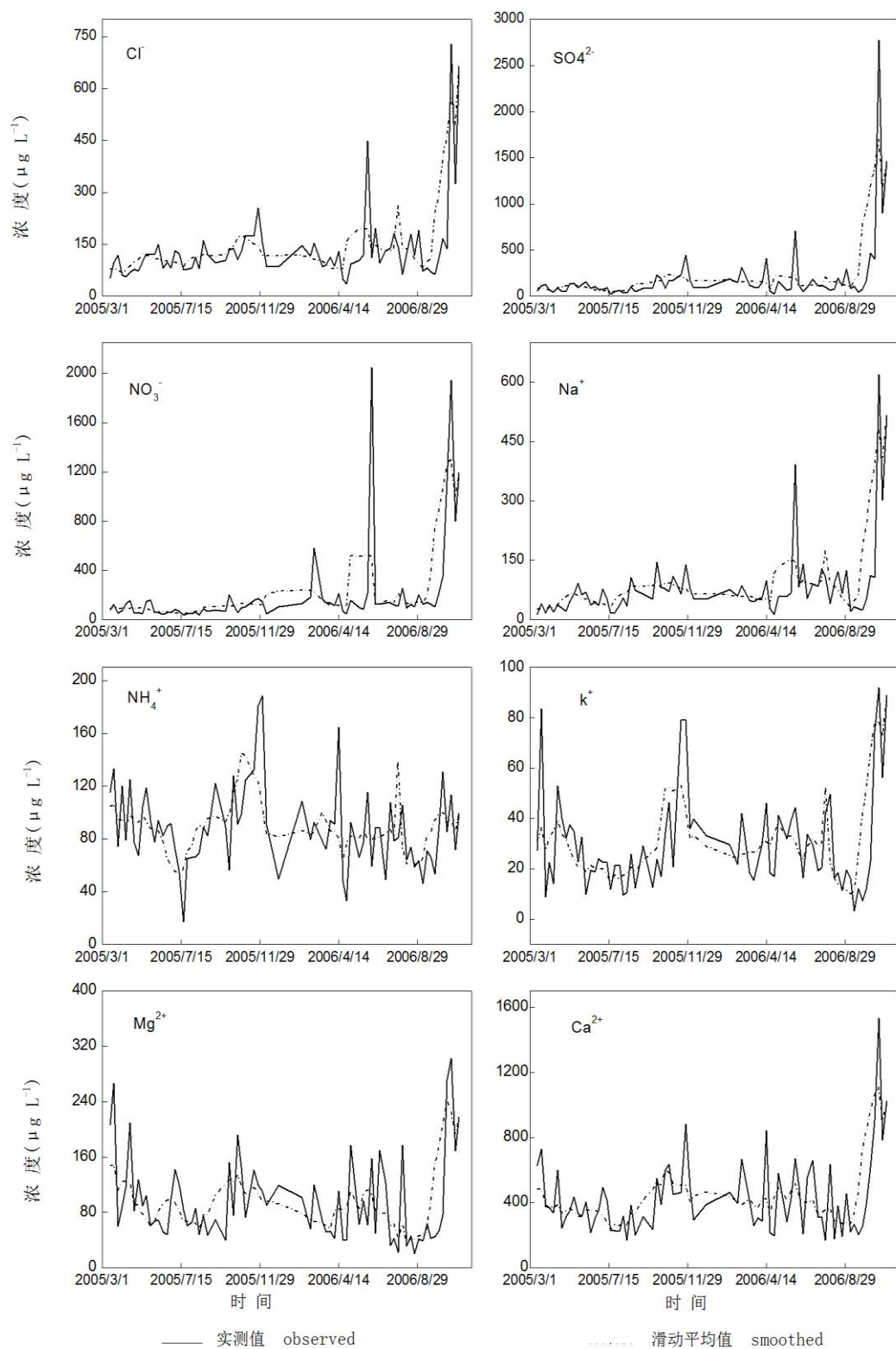


图 6.11 2005 年 3 月—2006 年 11 月雪层底部 8 种主要离子浓度变化曲线

Fig.6.11 The variations of ions concentration at bottom of snow layer from March 2005 to November 2006.

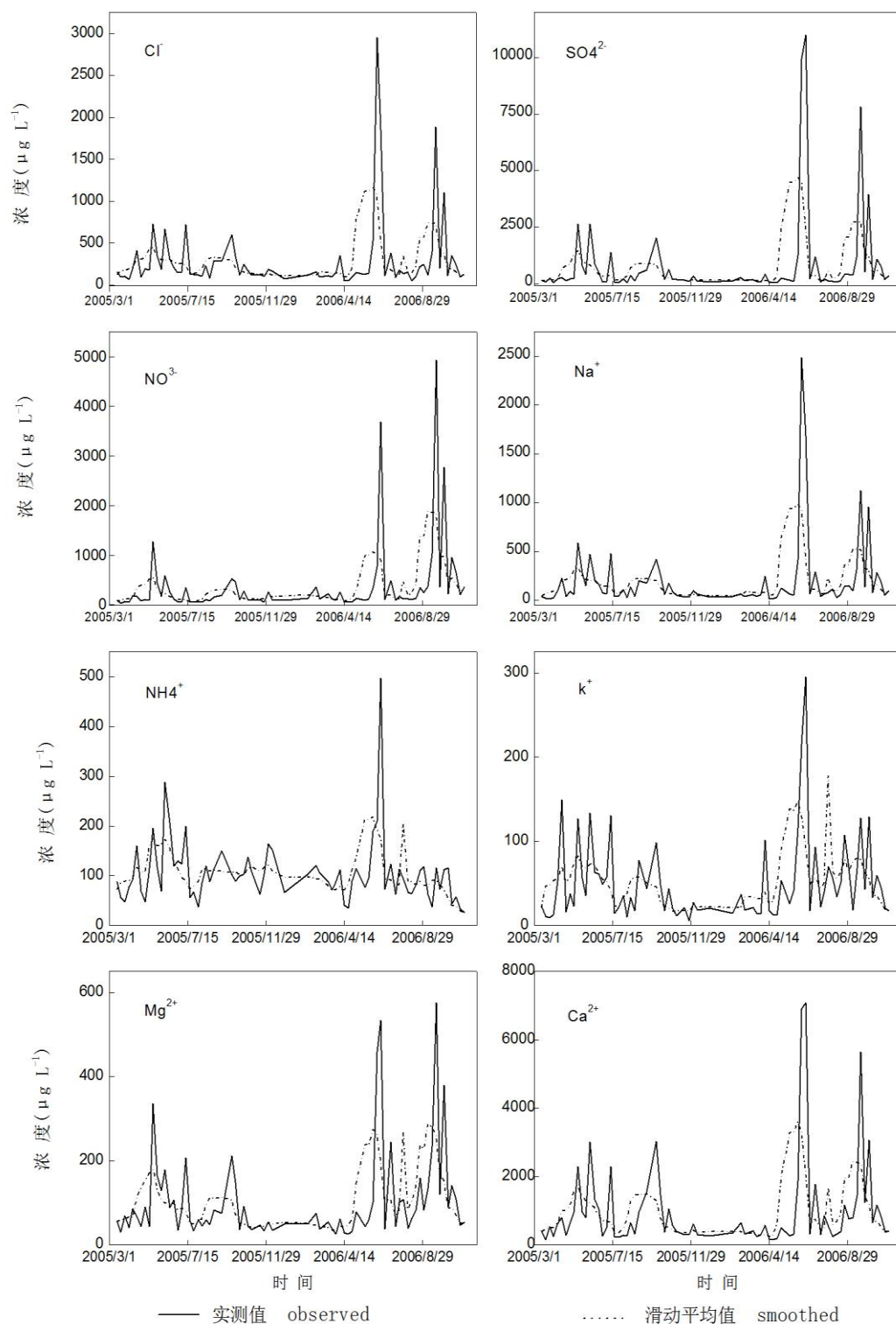


图 6.12 2005 年 3 月—2006 年 11 月冰层顶部 8 种主要离子浓度变化曲线

Fig6.12 The variations of ions concentration at top of ice layer from March 2005 to November 2006.

6.4.2 雪-冰界面主要化学离子浓度差异的季节变化

因雪-冰界面存在两种介质,是各种离子被保存的重要区间。以暖型成冰过程为主的1号冰川,其成冰过程以融化-再冻结过程为主,故而冰-雪界面成为该过程的主要载区,并存在着较为复杂的物质迁移和能量转化。本小节通过计算雪层底部与冰层顶部8种主要化学离子浓度的比值,即雪冰比,进而分析同一时段内离子浓度在两种介质中的相对大小,据此分析不同离子在雪-冰界面的迁移特征。从雪-冰界面间8种主要化学离子浓度雪冰比的季节变化来看(图6.13),在雪层离子活动较为微弱的干季,其平均雪冰比大于成冰过程显著、雪层离子活动较为活跃的湿季。换句话说,在干季,雪层底部8种主要离子的浓度均大于冰层顶部;湿季则刚好相反。另外,干季8种主要化学离子浓度的雪冰比均大于1,湿季均小于1。

总的来看,8种主要化学离子浓度雪冰比的变化趋势基本相近,均表现出明显的波动变化,其差异主要表现在:(1)湿季的波动幅度不同。在湿季,呈现出2个较为明显的低谷的离子有 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} ,出现的时间均在2005年4-5月和9-10月; NH_4^+ 只有1个低谷,出现在6-7月; K^+ 的在湿季的波动变化幅度很小。(2)雪冰比的峰值多出现在干季,8种主要化学离子出现极大值的顺序依次为 $\text{K}^+ > \text{SO}_4^{2-} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{NO}_3^- > \text{NH}_4^+ > \text{Cl}^-$ 。

6.4.3 影响因素分析

融水渗浸作用导致雪-冰界面不同离子的迁移。前期的研究结果可得,不同时段形成的离子浓度峰值从粒雪进入附加冰中的时间存在一定的差异(王圣杰等,2011)。乌鲁木齐河源1号冰川,地处中纬度山地,受到夏季消融的影响,融水渗浸作用是携带各种化学成分在雪层中发生移动和传输的主要原因,同时也是重要的成冰作用。下渗的融水有一部分下移至雪层底部,遇冷后再冻结导致底部冰面抬升,另外一部分则以冰面径流的方式而损失(尤晓妮等,2005)。上述研究表明,夏季是冰面离子浓度高值期,这与夏季的融水渗浸作用密切相关。一方面融水本身携带有较丰富的化学离子信息,其次,融水下渗过程容易遇冷发生冻结而产生离子聚集。侯书贵等的研究亦表明,各离子富集程度与融水量的多寡密切相关(侯书贵等,1996)。

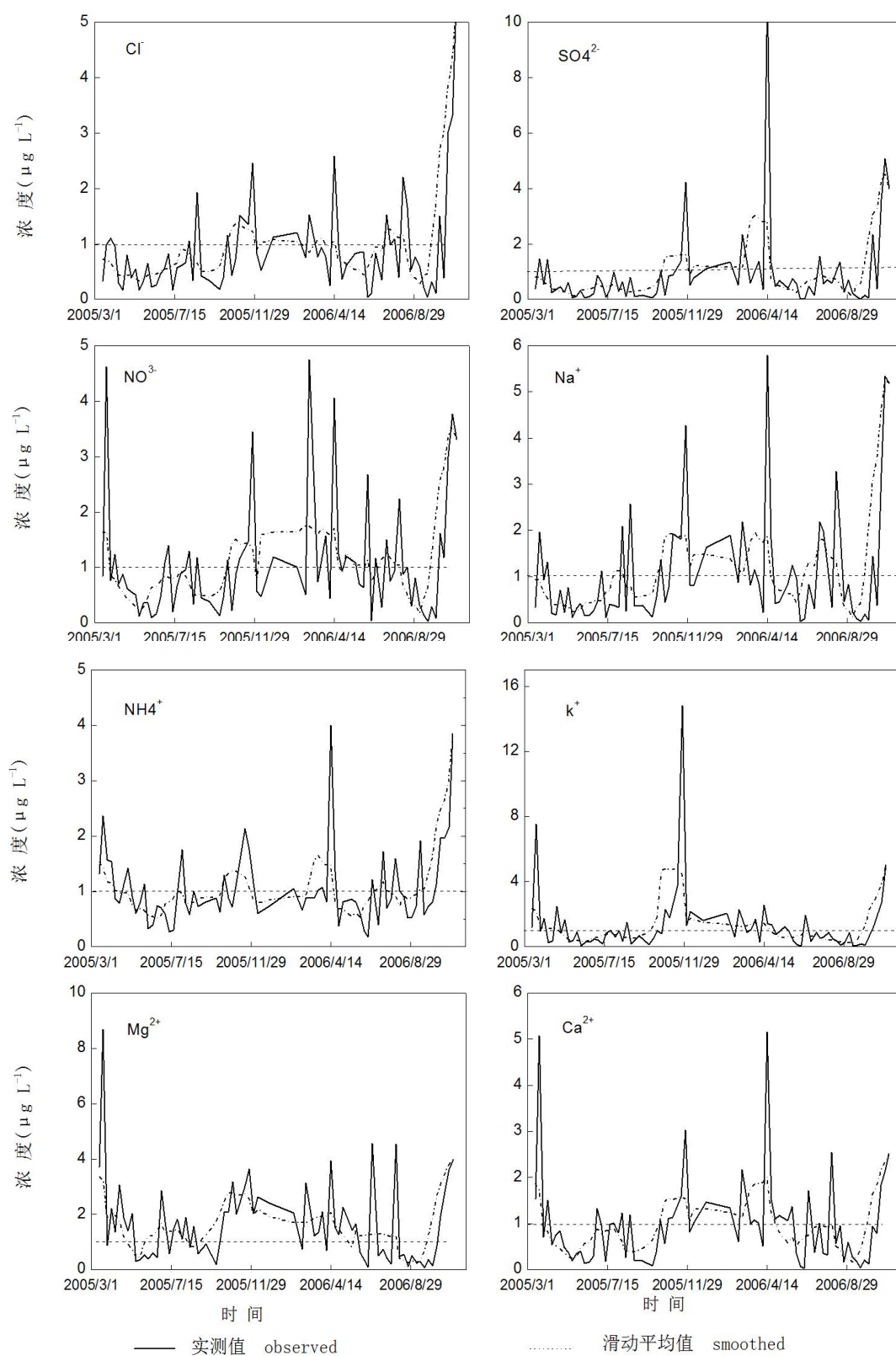


图 6.13 2005 年 3 月—2006 年 11 月雪-冰界面上 8 种离子浓度雪冰比的变化

Fig.6.13 The variations of ions concentration at interface of snow and ice layer

气温变化导致雪-冰界面不同离子的迁移现象。气温在干湿季节的变化也是导致离子迁移差异性的主要原因。当然这与湿季的淋溶现象密切相关。湿季, 因温度较高, 雪层融水较多, 融水下渗作用频繁。在融水的直接携带下, 化学离子在雪层剖面中经历了再分配过程。早期的研究对这一过程也进行了论证: 基于珠穆朗玛峰康雄冰川和长江源头岗加曲巴冰川的研究, 李忠勤认为雪坑化学浓度在冰片和冰面附近出现的离子浓度异常高峰值是由淋溶作用形成的高离子含量融水在该处聚集冻结而形成。这在 K^+ 、 Na^+ 两种阳离子中有明显表现; 对于 NO_3^- 和 SO_4^{2-} 离子由于离子活动性较强而发生一定程度的迁移作用, 在向下迁移过程中又因为冰层的阻碍而在其顶部发生富集, 造成两种离子在冰面上部的高浓度值 (候书贵等, 1996)。

离子来源的不同、来源物的季节差异及离子活性导致雪坑中雪-冰界面离子浓度差异变化。就陆源离子 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 而言, Sun (Sun J, et al.) 等认为 Mg^{2+} 与降水有密切的联系; Wang (Wang F, et al.) 等认为 Mg^{2+} 主要来自于远源粉尘的输入。而 Ca^{2+} 的来源则比 Mg^{2+} 更加广泛, 且 Ca^{2+} 比 Mg^{2+} 溶解速率要大。 SO_4^{2-} 、 Na^+ 离子浓度变化均相似, 与这些离子基本上有类似的传输路径和沉积机制存在联系。秋季之后该区域粉尘输入方式以干沉积为主, 在低温环境下, 积雪表面不存在淋溶, 蒸发/升华微弱, 含有硫酸盐矿物颗粒的粉尘能够得到很好的保存。而 NO_3^- 还可能与自身性质有关。在强太阳辐射下 NO_3^- 会产生强烈的光化学分解作用而从积雪中逸出 (余光明等, 2014)。

6.5 小结

本小节通过污化层 (不溶微粒和化学离子浓度峰值) 的演变探究了冰芯记录的形成过程, 雪-冰界面化学离子的迁移特征, 并对冰芯记录分辨率及其影响因素进行了研究。获得以下研究结果:

(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+} 在高温影响下, 仅有 30% 保留至冰芯记录中。每年 4 月, 化学离子浓度峰值均会受到春季化学离子来源的影响而增大。

(2) 不溶微粒和 Mg^{2+} 在气-雪界面和雪坑中迁移的相关性研究, 得出: 表层雪

中不溶微粒和 Mg^{2+} 的浓度变化表现出一致性，6-8 月出现浓度的最大值，并伴有较大幅度的波动，这与同期频繁的降水和盛行局地风密切相关。粗微粒（直径大于 $10\mu\text{m}$ ）和 Mg^{2+} 浓度在雪层垂直剖面中的分布具有相似性。跟踪其与污化层对应的浓度峰值（P1、P2），发现在消融后期，由于强烈的融化渗浸作用，最下部的浓度峰值进入冰层，雪层上部出现新的浓度峰值，成为新的污化层。雪层剖面中，粗微粒和 Mg^{2+} 浓度分布的相关性受到温度的影响，气温越高，不溶微粒与 Mg^{2+} 在后沉积过程中的相关性越低，气温越低，二者的相关性越高。

（3）在雪-冰界面 10cm 以下，雪层底部干季主要离子浓度的平均值大于湿季，冰层顶部干季主要离子浓度的平均值小于湿季。干季雪层底部离子的浓度一般高于冰层顶部的浓度，湿季则相反。雪-冰界面附近离子的迁移反映了环境信息的记录过程，受融水和气温变化、物质来源等不同因素的综合影响。

第七章 结论与展望

7.1 结论

基于乌鲁木齐河源 1 号冰川海拔 4130m 处多年连续雪坑化学资料和同期气温降水资料,全面系统的分析了乌鲁木齐河源 1 号冰川雪冰沉积和沉积后过程、气象要素与冰芯记录分辨率的关系。得到以下结论:

(1) 雪坑化学离子浓度变化和沉积/沉积后过程关系密切。在干季,雪坑化学离子因受到不同的沉积后过程影响,变化相对独立;在湿季,所有离子均受到融水影响。湿季离子浓度的变化可用高斯方程进行拟合。基于拟合参数 w ,可确定各离子淋溶顺序: $\text{NO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+} \sim \text{Na}^+ > \text{Cl}^- > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ 。

(2) 表层雪中不溶微粒和 Mg^{2+} 的浓度变化表现出一致性,6-8 月出现浓度的最大值,并伴有较大幅度的波动,这与同期频繁的降水和盛行局地风密切相关。粗微粒和 Mg^{2+} 浓度在雪层垂直剖面中的分布具有相似性,且其演化过程也十分近似。雪层剖面中,粗微粒和 Mg^{2+} 浓度分布的相关性受到温度的影响,气温越高,不溶微粒与 Mg^{2+} 在沉积后过程中的相关性越低,气温越低,二者的相关性越高。

(3) 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,因此,可通过建立模型得到正积温与雪坑离子浓度的关系模型,进而为定量评估淋溶作用提供依据。

(4) 在强烈消融期雪坑中的离子浓度与气温变化具有明显的负相关关系,即温度越高,离子浓度越低。在气温较低且降水稀少的冬季,雪坑中的离子浓度受温度的影响较小。强烈消融期正积温与雪坑离子浓度的关系指出,离子总浓度随正积温的升高呈指数衰减。不同离子对正积温变化具有不同的响应, SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , Cl^- , NH_4^+ 和 Ca^{2+} 随正积温增加呈现出的衰减态势与指数函数的拟合较好; Mg^{2+} 和 K^+ 受正积温影响并未有明显的规律性变化。雪层中最容易淋溶的离子为 SO_4^{2-} , Mg^{2+} 是最为稳定的。降水过程主要通过直接影响表层雪中的离子浓度而影响整个雪坑的离子浓度变化,这种影响在强烈消融期是可以忽略的。

(5) 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+} 在高温影响下,仅有 30% 保留

至冰芯记录中。每年 4 月，化学离子浓度峰值均会受到春季化学离子来源的影响而增大。

(6) 在雪-冰界面 10cm 以下，雪层底部干季主要离子浓度的平均值大于湿季，冰层顶部干季主要离子浓度的平均值小于湿季。干季雪层底部离子的浓度一般高于冰层顶部的浓度，湿季则相反。雪-冰界面附近离子的迁移反映了环境信息的记录过程，受融水和气温变化、物质来源等不同因素的综合影响。

7.2 展望

本论文选择在乌鲁木齐河源 1 号冰川开展比较系统的雪冰现代过程研究，由于该冰川具有长期连续的雪冰观测资料，且受融水作用影响较为显著，对冰芯记录形成较大干扰，使得该研究在空间和时间上都具有一定的代表性，可为其他区域的相关研究奠定基础，研究结果可为未来冰芯钻取地点的选择提供量化依据，并对取自非理想区域冰芯中的气候环境记录进行修正。基于本论文的分析研究，今后的工作中应加强以下几方面的内容：

(1) 关系模型的建立：本论文在气温和淋溶作用的关系中应用了数理统计和关系模型的方法，而对于冰芯记录形成过程还停留在现象描述阶段。在后续的研究中，要在定性分析的基础上获得定量的研究结果。形成每单位 $^{\circ}\text{C}$ 气温的变化与冰芯记录分辨率的变化关系。解释在当前全球变暖背景下，气温和降水将在何种程度内变化可导致冰芯记录断层，不适合冰芯钻取和记录恢复；在何种程度内变化可以通过冰芯恢复气候（如气温、降水）环境（如沉积通量）信息，从而为冰芯钻取和冰芯记录校正提供依据。

(2) 冰芯记录的综合对比分析：本研究中除了雪-冰界面离子迁移特征研究使用了冰层离子资料，其余研究均是基于雪坑资料完成的。然而，考虑到成冰后的化学离子依然可能受到融水的影响，冰芯记录的最终确定还是需要冰芯数据做对比研究。在后续的研究中，需增加冰芯数据的对比分析，以形成完善的雪冰过程研究。

(3) 不同区域现代雪冰过程对比研究：由于该研究所需资料时间序列长，采样内容多，在其他地区尚未有相同内容的研究开展。然而，以乌鲁木齐河源 1 号冰川为代表的现代过程研究究竟在其他冰川地区是否具有普适性，需要在更广泛的地区

展开对比分析，加以验证。

参考文献 (Reference)

1. Aizen E M, Aizen V B, Melack J M, Nakamura T, Ohta T., 2001. Precipitation and atmospheric circulation patterns at midlatitudes of Asia. *International Journal of Climatology*, 21(5): 535–556.
2. Ambach, W., 1988. Interpretation of the positive-degree-days factor by heat balance characteristics—West Greenland. *Nord. Hydrol.* 19, 217–224.
3. Anja E, Margit S, Heinz W G., 2001. Meltwater-induced relocation of chemical species in Alpine firn. *Tellus*, 53B: 192–203.
4. Arendt, A., Sharp, M., 1999. Energy balance measurements on a Canadian high arctic glacier and their implications for mass balance modelling. In: Tranter, M., et al. (Eds.), *Interactions Between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases*, Proceedings of the IUGG Symposium, Birmingham 1999:IAHS Publ. no. 256, pp. 165–172.
5. Bales R C, Davis R E, Stanley D E., 1989. Ion elution through shallow homogeneous snow. *Water Resources Research*, 25(8): 1869–1877.
6. Bales R C, Sommerfeld R A, Kebler D G., 1990. Ionic tracer movement through a Wyoming Snowpack. *Atmospheric Environment*, 24A (11): 2749–2758.
7. Barnes, P. R. F., E. W. Wolff, H. M. Mader, R. Udisti, E. Castellano, and R. Röhlsberger, 2003. Evolution of chemical peak shapes in the Dome C, Antarctica, ice core, *J. Geophys. Res.*, 108(D3), 4126, doi:10.1029/2002JD00253.
8. Bergström, S., 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. (Department of Water Resources Engineering, Lund Institute of Technology/University of Lund, Bulletin Series A, No. 52, 134 pp.).
9. Bernhardt M, Schulz K, Liston G, Zangl G E., 2012. The influence of lateral snow redistribution processes on snow melt and sublimation in alpine regions. *Journal of Hydrology*, 424–425:196–206.
10. Bøggild, C.E., Reeh, N., Oerter, H., 1994. Modelling ablation and mass-balance sensitivity to climate change of Storstrømmen, northeast Greenland. *Glob. Planet. Change* 9, 79–90.
11. Braithwaite, R.J., Zhang, Y., 1999. Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes. *Geogr. Ann.* 81A (4), 489–496.

12. Braithwaite, R.J., 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *J. Glaciol.* 41 (137), 153–160.
13. Braithwaite, R.J., Olesen, O.B., 1989. Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. In: Oerlemans, J., (Ed.), *Glacier Fluctuations and Climatic Change, Glaciology and Quaternary Geology*, Dordrecht, pp. 219–233.
14. Braithwaite, R.J., Olesen, O.B., 1990. Response of the energy balance on the margin of the Greenland ice sheet to temperature changes. *J. Glaciol.* 36 (123), 217–221.
15. Braithwaite, R.J., Olesen, O.B., 1993. Seasonal variation of ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet and its sensitivity to climate change, Qamana^{ssu}p sermia, West Greenland. *J. Glaciol.* 39 (132), 267–274.
16. Braithwaite, R.J., 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *J. Glaciol.* 41 (137), 153–160.
17. Braun, L.N., Aellen, M., Funk, M., Hock, R., Rohrer, M.B., Steinegger, U., Kappenberger, G., Muller-Lemans, H., 1994. Measurement and simulation of high alpine water balance components in the Linth-Limmern head watershed (Northeastern Switzerland). *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.* 30, 161–185.
18. Brimblecombe P, Tranter M, Abrahams P W, Blackwood I, Davies T D, Vincent C E., 1985. Relocation and preferential elution of acidic solute through the snowpack of a small, remote, high-altitude Scottish catchment. *Annals of Glaciology*, 7: 141–147.
19. Brimblecombe P, Clegg S L, Davies T D, Shooter D. Tranter M. 1987. Observations of the preferential loss of major ions from melting snow and laboratory ice. *Water Research*, 21(10): 1279–1286.
20. Cazorzi, F., Fontana, G.D., 1996. Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *J. Hydrol.* 181, 169–187.
21. Clyde, G.D., 1931. Snow-melting characteristics. *Utah Agricultural Experiment Station Bull.* 231, 1–23.
22. Collins, E.H., 1934. Relationship of degree-days above freezing to runoff. *Trans. Am. Geophys. Union, Reports and Papers, Hydrol.*, 624–629.
23. Corps of Engineers, 1956. Summary report of the snow investigations, snow hydrology. US Army Engineer Division (North Pacific, 210 Custom House, Portland, Oregon), 437 pp

24. Cragin, J. H., A. D. Hewitt and S. C. Colbeck,1996. Grain-scale mechanisms influencing the elution of ions from snow. *Atmos. Environ.*, 30(1), 119-127.
25. Davis R E. 1991.Links between snowpack chemistry and snowpack physics. *Seasonal Snowpacks*. Springer Berlin Heidelberg, 115–138.
26. Davis T D,Brimblecombe P,Tranter M.,1987. The removal of soluble ions from melting snowpacks. *Seasonal Snow covers:Physics,Chemistry,Hydrology*,211: 337-392.
27. Davies, T.D., C.E. Vincent, and P. Brimblecombe,1982. Preferential elution of strong acids from a Norwegian ice cap. *Nature*, 300, 161-163.
28. Eichler A, Schwikowski M, Gaggeler W H., 2001.Meltwater-in-duced relocation of chemical species in alpine firn. *Tellus*, 53B: 192- 203.
29. Finsterwalder, S., Schunk, H., 1887. Der Suldenferner. *Zeitschriftdes Deutschenund Oesterreichischen Alpenvereins* 18, 72–89.
30. Franz K J, Hogue T S,Sorooshian S.,2008.Operational snow modeling: addressing the challenges of an energy balance model for national weather service forecasts.*Journal of Hydrology*,360(1–4):48–66.
31. Fuhrer, K.,A.Neftel, M.Anklin, V.Maggi, 1993.Continuous measurements of hydrogen peroxide,formaldehyde, calcium and ammonium concentrations along the new GRIP ice core from Summit, Central Greenland. *Atm. Environ.*, 12:1873-1880
32. Gao Y, Arimoto R, Zhou M Y, Merrill J T, Duce R A. 1992. Relationships between the dust concentrations over eastern Asia and the remote north Pacific. *Journal of Geophysical Research*: 97 D (9): 9867–9872.
33. Georg J, Moore R D,Russell S.,2012.Distributed temperature-index snowmelt modelling for forested catchments.*Journal of Hydrology*,420 – 421:87 – 101.
34. Gershenfeld N., 1999. *The Nature of Mathematical Modelling*. Cambridge University Press, Cambridge.
35. Ginot, P. 2001.Glaciochemical study of ice cores from Andean glaciers. (PhD thesis, University of Bern.)
36. Ginot P, Kull C, Schwikowski M., 2001. Effects of post-depositional processes on snow composition of a subtropical glacier (Cerrado Tapado, Chilean Andes). *Journal of Geophysical Research*, 106(23): 32375–32386.

37. Gordiyenko, F.G., V.M. Kotlyakov, Y.-K.M. Punning, and R. Vaikmäe, 1981. Study of a 200-m core from the Lomonosov ice plateau on Spitsbergen and the paleoclimatic implications. *Polar Geogr. Geol.*, 5(4), 242-251.
38. Goto-Azuma, K., S. Kohshima, T. Kameda, S. Takahashi, O. Watanabe, Y. Fujii, and J.O. Hagen, 1995. An ice-core chemistry record from Snøfjella, northwestern Spitsbergen. *Ann. Glaciol.*, 21, 213-218.
39. Goto-Azuma, K., R.M. Koerner and D.A. Fisher, 2002. An ice-core record over the last two centuries from Penny Ice Cap, Baffin Island, Canada. *Ann. Glaciol.*, 35, 29-35.
40. Gottlieb, L., 1980. Development and applications of a runoff model for snow covered and glacierized basins. *Nord. Hydrol.* 11, 255-284.
41. Grinsted, A. J.C. Moore, V. Pohjola, T. Martma and E. Isaksson, 2006. Svalbard summer melting, continentality and sea ice extent from the Lomonosovfonna ice core. *J. Geophys. Res.*, 111, D07110, 10.1029/2005JD006494.
42. Hanssen-Bauer, I. and E. J. Førland, 1998. Long-term trends in precipitation and temperature in the Norwegian Arctic: can they be explained by changes in atmospheric circulation patterns? *Clim. Res.*, 10, 143-153.
43. Harrington R, Bales R C., 1998. Modeling ionic solute transport in melting snow. *Water Resource Research*, 34(7): 1727-1736.
44. Harrington R, Bales R C, Wagnon P., 1996. Variability of meltwater and solute fluxes from homogenous melting snow at the laboratory scale. *Hydrological Processes*, 10: 945-953.
45. Hewitt, A.D., J.H. Cragin and S.C. Colbeck, 1991. Effects of crystal metamorphosis on the elution of chemical species from snow. *Proceedings of the 48th Annual Eastern Snow Conference*. Guelph, Ont., Eastern Snow Conference, 1-10.
46. Hewitt A D, Cragin J H, Colbeck S C., 1989. Does snow have ion chromatographic properties? In: *Proceedings of the 46th Annual Eastern Snow Conference*. Quebec City: Quebec, 165-171.
47. Hock, R., 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *J. Glaciol.* 45(149), 101-111.
48. Hock R, 2003. Temperature index melt modeling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282:104-115.

49. Hoinkes, H.C., Steinacker, H., 1975. Hydrometeorological implications of the mass balance of Hintereisferner, 1952–53 to 1968–69, Proceedings of the snow and ice symposium, Moscow1971. IAHS Publ. no. 104, pp. 144–149.
50. Hou S G, Qin D E, 2002. The effect of post depositional process on the chemical profiles of snowpits in the percolation zone. Cold Region Science and Technology, 34(2): 111–116.
51. Hou Shugui, Qin Dahe, Ren Jiawen,1999.Different post-depositional processes of NO_3^- in snow layer in East Antarctica and on the northern Qinghai-Tibetan Plateau. Annals of Glaciology 29, 73–76.
52. Hubbard, B., J.-L. Tison, L. Janssens and B. Spiro,2000. Ice-core evidence of the thickness and character of clear-facies basal ice: Glacier de Transfleuron, Switzerland. J. Glaciol., 46(152),140-150.
53. Iizuka Y, Igarashi M, Kamiyama K, Motoyama H, Watanabe O, 2002. Ratios of $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^{+}$ in snowpack and an ice core at Austfonna ice cap, Svalbard, as an indicator of seasonal melting. Journal of Glaciology, 48(162): 452–460.
54. Isaksson E,Pohjola V,Jauhiainen T,2001. A new ice-core record from Lomonosovfonna, Svalbard: Viewing the 1920-97 data in relation to present climate and environmental conditions. Journal of Glaciology, 47(157): 335–345.
55. Jansson, P., Hock, R., Schneider, T., 2003. The concept of glacier storage—a review. J. Hydrol.
56. Jauhiainen, T., J. Moore, P. Per äm äki, J. Derome, and K. Derome,1999. Simple procedure for ion chromatographic determination of anions and cations at trace levels in ice core samples, Anal.Chim. Acta, 389, 21-29.
57. Jeonghoon L, Valisa E N, Feng X H, James W K, Randall O, Carl E R., 2008. A study of solute redistribution and transport in seasonal snowpack using natural and artificial tracers. Journal of Hydrology, 357(3): 243– 254.
58. Jeonghoon L, Feng X H, Eric S P, Anthony M, Randall O, James W K., 2008. Modeling of solute transport in snow using conservative tracers and artificial rain-on-snow experiments. Water Resources Research, 44(2):1-12.
59. Johannessen M, Henriksen A., 1978. Chemistry of snow meltwater: Changes in concentration during melting. Water Resources Research, 14(4): 615–619.

60. Johnson, J.B. Schneebeli, M, 1999.Characterizing the microstructural and micromechanical properties of snow. *Cold Regions Science and Technology*, 30 (1–3): 91–100.
61. Kang Shichang, Paul A. Mayewskia, YupingYan, 2003. Dust records from three ice cores: relationships to spring atmospheric circulation over the Northern Hemisphere, *Atmospheric Environment*, 37:4823 – 4835.
62. Kaufmann P,Fundel F, Fischer H, Bigler M, 2010. Ammonium and non-sea salt sulfate in the EPICA ice cores as indicator of biological activity in the Southern Oceanl.Quaternary Science Reviews, 29(1-21): 313-323.
63. Kekonen,T. J.C Moore, P. Per ä n ä ki, R. Mulvaney, E.Isaksson, V. Pohjola and R. S. W. v.d. Wal ,2005.An 800 year long ion record from the Lomonosovfonna (Svalbard) ice core, *J. Geophys. Res.* 10.1029/2004JD005223
64. Kekonen, T., J.C. Moore, P. Per ä n ä ki and T. Martma,2005. The Icelandic Laki volcanic tephra layer in the Lomonosovfonna ice core, Svalbard. *Polar Res.*24,33-40.
65. Kekonen, T., J. Moore, R. Mulvaney, E. Isaksson, V.Pohjola, and R. S. W. Van de Wal, 2002. An 800 year record of nitrate from the Lomonosovfonna ice core, Svalbard. *Ann. Glaciol.*, 35, 261-265.
66. Kekonen,T., P. Per ä n ä ki and J.C. Moore,2004, Comparison of analytical results for chloride, sulfate and nitrate obtained from adjacent ice core samples by two ion chromatographic methods. *J. Environ.Mon.*, doi:10.1039/ B306621E
67. Koerner R M,1997.Some comments on climatic reconstructions from ice cores drilled in Areas of high melt.*Journal of Glaciology*,43(143): 90-97.
68. Koerner, R. M., D. A. Fisher, and K. Goto-Azuma,1999. A 100 year record of ion chemistry from Agassiz Ice Cap Northern Ellesmere Island NWT,Canada, *Atmos. Environ.*, 33, 347-357.
69. Kotlyakov V M,Arkhipov S M,Henderson K A,2004. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimate records.Quaternary Environments of the Eurasian North,23(11–13): 1371–1390.
70. Kuhn, M., 1987. Micro-meteorological conditions for snow melt.*J. Glaciol.* 33 (113), 263–272.
71. Kumiko G M, Jiankang H, Okitsugu W. 1994. Melt-induced relocation of ions in glaciers and

- in a seasonal snowpack. IAHS Publ. 223(4): 287-297.
72. Laluraj C M, Thamban M, Naik S S, et al. ,2011. Nitrate records of a shallow ice core from East Antarctica : atmospheric processes preservation and climatic implications . The Holocene, 21(2): 351-356.
73. Lang, H., Braun, L., 1990. On the information content of air temperature in the context of snow melt estimation. In: Molnar, L., (Ed.), Hydrology of Mountainous Areas, Proceedings of the Strbske Pleso Symposium 1990: IAHS Publ. no. 190, pp. 347–354
74. Lang, H., 1986. Forecasting meltwater runoff from snow-covered areas and from glacier basins. In: Kraijenhoff, D.A., Moll, J.R.(Eds.), River Flow Modelling and Forecasting, D. Reidel publishing company, pp. 99–127, Chapter 5.
75. Li X Y, Li Z Q, Ding Y J, Liu S Y, Zhao Z P. 2007.Seasonal variations of pH and electrical conductivity in a snow-firn pack on Glacier No. 1, eastern Tianshan, China. Cold Regions Science and Technology, 48(1): 55–63.
76. Li Z Q, Edwards R, Mosley-Thompson E, Wang F T. 2006. Seasonal variability of ionic concentrations in surface snow and elution processes in snow-firn packs at the PGPI site on Urumqi glacier No. 1, eastern Tien Shan, China. Annals of Glaciology, 43(1): 250-256.
77. Li Z Q, Wang W B, Wang F T, Li H L. 2008. Characteristics of ionic concentration and $\delta^{18}O$ and their variability in dry-season and wet-season snow on Urumqi glacier No. 1, eastern Tien Shan, central Asia. Annals of Glaciology, 49:217-223.
78. Limpert, E., S.A.Werner, and M. Abbt ,2001. Lognormal distributions across the sciences: keys and clues, BioScience 51, 5, 341-352.
79. Marry Davies. 2003. In: Paleoclimate records from Tibetan Plateau ice cores. Reports on doctor research work.
80. Martinec, J., Rango, A., 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. J. Hydrol. 84, 197–219.
81. Matoba S., H. Narita, H. Motoyama, K. Kamiyama, and O. Watanabe, 2002. Ice core chemistry of Vestfonna Ice Cap in Svalbard, Norway. J. Geophys. Res., 107(D23), 4721-4727, 10.1029/2002JD002205.
82. Mayewski,P.A., Meeker,L.D.,Morrison, M.C.,et al., 1993. Greenland ice core "signal" characteristics: an expanded view of climate change. Journal of geophysical Tesearch,

- 98(D7):12839-12847.
83. Mayewski P A, Lyons W B, Ahmad N. 1983. Chemical composition of a high altitude fresh snowfall in the Ladakh Himalayas. *Geophysical Research Letters*, 10: 105-108.
 84. Mayewski P A, Spencer M J, Twickler M S, et al. 1990. Glaciochemical survey of the summit region. Greenland. *Annals of Glaciology*, 14: 186-190.
 85. Mayewski, P.S., Twickler, L.D., Whitlow, S., et al., 1996. Climate changes during the last deglaciation in Antarctica. *Science*, 272: 1636-1638.
 86. Moore J C, Aslak G, Teija K V P. 2005. Separation of melting and environmental signals in an ice core with seasonal melt. *Geophysical Research Letters*, 32(10): L10501.
 87. Moore J C, Aslak G. 2009. Ion fractionation and percolation in ice cores with seasonal melting. *Low Temperature Science*, 68: 287-298.
 88. Moore, J.C., T. Kekonen, A. Grinsted and E. Isaksson, 2006. Sulfate Source Inventories From a Svalbard Ice Core Record Spanning the Industrial Revolution. *J. Geophys. Res.*, D15307, 10.1029/2005JD006453
 89. Oerlemans, J., Anderson, B., Hubbard, A., Huybrechts, P., Johannesson, T., Knap, W.H., Schmeits, M., 1998. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Clim. Dyn.* 14, 267–274.
 90. Petit, J.R., Mouonier, L., Jouzel, J., Korotkevich, Y.S., Kotlyakov, V.I., Lorius, C., 1990, Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature*, 343: 56-58.
 91. Pohjola, V. A., J.C. Moore, E. Isaksson, T. Jauhiainen, R.S.W. van de Wal, T. Martma, H.A.J. Meijer, and R. Vaikmäe, 2002. Effect of periodic melting on geochemical and isotopic signals in an ice core from Lomonosovfonna, Svalbard. *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2000JD000149.
 92. Pohjola, V.A., T. Martma, H.A.J. Meijer, J.C. Moore, E. Isaksson, R. Vaikmäe, and R.S.W. van de Wal, 2002b. Reconstruction of 300 years annual accumulation rates based on the record of stable isotopes of water from Lomonosovfonna, Svalbard. *Ann. Glaciol.*, 35, 57-62.
 93. Punning, J.M., R. Vaikmäe, and K. Tóugu, 1987. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ and Cl^- in the ice cores of Spitsbergen. *J. Physique*, 3, 619-624.
 94. Quick, M.C., Pipes, A., 1977. UBC watershed model. *Hydrol. Sci. Bull.* 221, 153–161.

95. Robert H, Bales R C, 1998. Modeling ionic solute transport in melting snow. *Water Resources Research*, 34(7): 1727-1736.
96. Rempel, A.W., J.S. Wettlaufer and E.D. Waddington, 2002. Anomalous diffusion of multiple impurity species: predicted implications for the ice-core climate records. *J. Geophys. Res.*, 107, 2330, doi:10.1029/2002JB001857.
97. Rothlisberger, H., Lang, H., 1987. Glacial hydrology. In: Gurnell, A.M., Clark, M.J. (Eds.), *Glacio-fluvial Sediment Transfer, An Alpine Perspective*, Wiley, New York, pp. 207–284, Chapter 10.
98. Samuelson, H., 2001. Distribution of melt layers on the ice field Lomonosovfonna, Spitzbergen, Masters Thesis, Department of earth Sciences, Uppsala University, pp31.
99. Sato, A., Takahashi, S., Naruse, R., Wakahama, G., 1984. Ablation and heat balance of the Yukikabe snow patch in the Daisetsu mountains. *Ann. Glaciol.* 5, 122–126.
100. Schreider, S.Y., Whetton, P.H., Jakeman, A.J., Pittock, A.B., 1997. Runoff modelling for snow-affected catchments in the Australia alpine region, eastern Victoria. *J. Hydrol.* 200, 1–23.
101. Schotterer U, Stichler W, Ginot P, 2004. The influence of post-depositional effects on ice core studies: examples from the Alps, Andes, and Altai. *Developments in Paleoenvironmental Research*, 9:39-59.
102. Schulz, O. and C. de Jong, 2004. Snowmelt and sublimation: field experiments and modeling in the High Atlas Mountains of Morocco. *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 8(6):1076-1089.
103. Sigg A, Neftel A. 1991. Evidence for a 50% increase in H₂O₂ over the past 200 years from a Greenland ice core. *Nature*, 351: 557–559.
104. Stichler, W., U. Schotterer, K. Frohlich, P. Ginot, C. Kull, H. Gaggeler, B. Pouyaud. 2001. Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes. *J. Geophys. Res.*, 106(19):22613-22620.
105. Sun J Y, Qin D H, Mayewski P A, et al. 1998. Soluble species in aerosol and snow and their relationship at Glacier 1, Tien Shan, China. *Journal of Geophysical Research*, 103(D21): 28022-28027
106. Suzuki K, 1982. Chemical changes of snow cover by melting. *Japanese Journal of Limnology*, 43: 102-112.

107. Tangborn, W.V., 1984. Prediction of glacier derived runoff for hydro-electric development. *Geogr. Ann.* 66A (3), 257–265.
108. Thompson, L.G., Vanderwel, H.J., 2011. Streurman Using high-resolution tritium profiles to quantify the effects of melt on two Spitsbergen ice cores, *Journal of Glaciology*, 57 (205):1087-1097.
109. Thompson, L.G., 1995. A 1000 year climatic ice-core record from the Guliya ice cap, China: its relationship to global climate variability. *Annals of Glaciology*. 21, 175–181.
110. Thompson L G, Davis M E, Mosley-thompson E. 1998. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, 282(5395):1858-1864.
111. Thompson L. G., 1977. microparticles, ice sheets and climate. Ohio State University. Institute of Polar Studies, Report 64:1-2.
112. Torsten M, Frank W. 2011. Modeling the elution of organic chemicals from a melting homogeneous snow pack. *Water Research*, 45(12): 3627-36373.
113. Tranter M. 1991. Controls on the composition of snowmelt. *Seasonal Snowpacks*. Seasonal Snowpacks. Springer Berlin Heidelberg, 241–271.
114. Tranter M. T., Siouris S., Davies T.D., et al. 1992. A laboratory investigation of the leaching of solute from snowpack by rainfall. *Hydrology Process*, 6: 169- 178.
115. Tranter M, Tsiouris S, Davies T D, Jones H G. 1992. A laboratory investigation of the leaching of solute from snowpack by rainfall. *Hydrological Processes*, 6(2): 169–178.
116. Tsiouris T, Vincent C E, Davies T D, Brimblecombe P. 1985. The elution of ions through field and laboratory snowpacks. *Annals of Glaciology*, 7(21): 501–507.
117. Vaikmäe, R., 1990. Isotope variations in the temperate glaciers of the Eurasian Arctic, *Nuclear Geophys.*, 4(1), 4-55.
118. Vandewal R S W, Mulvaney R, Isaksson E. 2002. Reconstruction of the historical temperature trend from measurements in a medium length borehole on the Lomonosovfonna Plateau, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 35: 371–378.
119. Virkkunen, K. ,2004. Snowpit studies in 2001-2002 in Lomonosovfonna, Svalbard, Department of Chemistry, Oulu University.
120. Watanabe, O., H. Motoyama, M. Igarashi, K. Kamiyama, S. Matoba, K. Goto-Azuma, H. Narita, and T. Kameda, 2001. Studies on climatic and environmental changes during the last

- p>hundred years using ice cores from various sites in Nordaustlandet, Svalbard, Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 54, 227-242.
121. Wagnon P, Delmas R. J, Legrand M. 1999. Loss of volatile acid species from upper firn layers at Vostok, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 104 (D3): 3423–3431.
122. Wake C P, Mayewski P A, Li Z Q, Qin D H. 1994. Modern eolian dust deposition in central Asia. *Tellus*, 46B(3): 220–233.
123. Wang F T, Li Z Q, You X N. 2006. Seasonal evolution of aerosol stratigraphy in Urumqi glacier No. 1 percolation zone, eastern Tien Shan, China. *Annals of Glaciology*, 43: 245–249.
124. Williams M W, Tonnessen K A, Melack J M, et al. 1992. Sources and spatial variation of the chemical composition of snow in the Tien Shan, China. *Annals of Glaciology*, 16, 25–32.
125. WMO, 1986. Intercomparison of models for snowmelt runoff. Operational Hydrology Report 23 (WMO No. 646).
126. Wolff E W, Hall J S, Mulvaney R, Pasteur E C, Wagenbach D, Legrand M. 1998. Relationship between chemistry of air, fresh snow and firn cores for aerosol species in coastal Antarctica. *Journal Geophysical Research*, 1031(D9): 11057–11070.
127. Woods R A.2009.Analytical model of seasonal climate impacts on snow hydrology: continuous snowpacks. *Advances in Water Resources*,32:1465-1481.
128. You Xiaoni,Li Zhong-qin,Wang Li-xia.2015.The transport of chemical components in homogeneous snowpacks on Urumqi Glacier No.1, eastern Tianshan Mountains, Central Asia.*Journal of Arid Land*,7(5):612-622.
129. You Xiaoni, Dong Zhiwen, 2011, Deposition process of dust microparticles from aerosol to snow-firn pack on Glacier No.1 in eastern Tianshan Mountains, China.*Journal of Earth Science*, 22(4):460-469.
130. Yuki-yoshi I,Manabu N,Shuichi H.2011.Influence of rain, air temperature, and snow cover on subsequent spring-snowmelt infiltration into thin frozen soil layer in Northern Japan.*Journal of Hydrology*, 401:165-176.
131. Zhao Z P, Li Z Q, Ross E, Wang F T, Li H L, Zhu Y M. 2006. Atmosphere-to-snow-to-fs firn transfer of NO₃⁻ on Glacier No.1, eastern Tianshan, China. *Annals of Glaciology*, 43(1):239-244.
132. 崔玉环, 叶柏生,王杰, 刘友存, 井哲帆, 2010..乌鲁木齐河源 1 号冰川度日因子时空变

- 化特征,32(2):265-274.
133. 段克勤, 洪健昌, 2010. 喜马拉雅山达索普冰芯近 400 a 来 NO_x浓度的变化.冰川冻土,32(2): 231-234.
 134. 侯书贵, 秦大河, 皇翠兰, 1999.积雪淋溶作用对冰川雪层内主要阴、阳离子记录的影响.地理科学, 19(6): 536-542.
 135. 侯书贵, 秦大河, 李忠勤等,1998.乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的现代环境过程分析. 地球化学, 27(2):108-116.
 136. 侯书贵, 秦大河, 任贾文, 1999.天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 pH 和电导率记录的现代环境过程. 冰川冻土, 21(3): 225-232.
 137. 侯书贵, 秦大河, 任贾文,1999. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录气候环境意义的再探讨. 地球化学, 28(5): 438-442.
 138. 侯书贵, 2001.沉积后过程对冰川渗浸带雪坑化学剖面的影响. 冰川冻土, 23(2): 185-188.
 139. 侯书贵, 2000.乌鲁木齐河源冬季积雪淋溶作用的实验结果.冰川冻土, 22(4): 62-365.
 140. 侯书贵, 2001.乌鲁木齐河源区大气降水的化学特征. 冰川冻土, 23(1): 80-84.
 141. 胡汝骥, 2004. 中国环境科学出版社: 70-74.
 142. 黄茂桓, 施雅风, 1988. 三十年来我国冰川基本性质研究的进展. 冰川冻土, 10 (3): 228-237.
 143. 焦克勤, 井哲帆, 韩添丁等, 2004. 42 a 来天山乌鲁木齐河源 1 号冰川变化及趋势预测. 冰川冻土,26(3): 253-259.
 144. 康世昌, 秦大河, 姚檀栋, Cameron P.Wake, 2000. 西夏邦马峰冰川粒雪中环境季节变化记录研究, 地理学报, 55 (1) : 55-65
 145. 李传金, 2007.天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积雪内痕量金属元素的季节变化及其环境意义, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士学位论文.
 146. 李传金, 李忠勤, 王飞腾, 尤晓妮, 2007.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. 冰川冻土, 29(2):169-175.
 147. 李江风, 1991. 新疆气候.气象出版社:: 5-73.
 148. 李向应, 李忠勤, 尤晓妮, 王飞腾等, 2006. 近期乌鲁木齐河源 1 号冰川成冰带及雪层剖面特征研究. 冰川冻土, 28(1):36-44.
 149. 李月芳, 姚檀栋, 李真, 李忠勤, 刘亚平, 段建平, 2007.高分辨电感耦合等离子体质谱仪测定中亚山地冰川雪冰中超痕量元素.分析化学, 35(1): 37-42.

150. 李忠勤, 韩添丁, 井哲帆等, 2003. 乌鲁木齐河源区气候变化和 1 号冰川 40a 观测事实. 冰川冻土, 25(2): 117-123.
151. 李忠勤, 沈永平, 王飞腾, 等. 2007. 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. 冰川冻土, 29(3): 333-342.
152. 李忠勤, 姚檀栋, 皇翠兰, 1994. 青藏高原古里雅冰帽中的现代环境记录. 科学通报, 40(10): 874-875.
153. 李忠勤, 2005. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川东支顶部出现冰面湖. 冰川冻土, 27(1): 150-152.
154. 刘潮海, 谢自楚, 王纯足, 1997. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡研究. 冰川冻土, 19(1): 17-24.
155. 刘纯平, 姚檀栋, 谢树成, 1999. 祁连山敦德冰芯微粒变化特征和大气环境记录. 海洋地质与第四纪地质, 19(3): 105-113.
156. 骆鸿珍, 1983. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的水化学特征. 冰川冻土, 5(2): 55-64.
157. 秦大河, 任贾文. 2001. 南极冰川学. 北京: 科学出版社, 61-78.
158. 秦大河, 1987. 南极冰盖表面层内雪的密度化过程. 冰川冻土, 9(3): 193-204.
159. 施雅风, 黄茂桓, 任炳辉, 1988. 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 55-65.
160. 施雅风, 沈永平, 胡汝骥, 2002. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. 冰川冻土, 24(3): 220-226.
161. 施雅风, 2000. 中国冰川与环境. 北京: 科学出版社, 54-73.
162. 孙俊英, 秦大河, 2002. 乌鲁木齐河源区水体和大气气溶胶化学成分研究. 冰川冻土 24(2): 54-73.
163. 王德辉, 张怀远, 1985. 天山乌鲁木齐河谷气候特征. 冰川冻土, 7(3): 239-248.
164. 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. 冰川冻土, 2006, 28(1): 45-53.
165. 王林, 李忠勤, 王飞腾, 2009. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯剖面物理特征及其形成机理研究. 冰川冻土, 31(1): 11-18.
166. 王圣杰, 张明军, 王飞腾, 李忠勤, 张晓宇. 2011. 乌鲁木齐河源 1 号冰川雪-冰界面含氮离子迁移研究. 地球学报, 32(6): 699-706.
167. 王晓军, 王仲祥, 王纯足, 1996. 乌鲁木齐 1 号冰川的积消特征及成冰过程. 冰川冻土, 18(4): 337-346.

168. 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. 冰川冻土, 18 (4): 337-346.
169. 王晓军, 王仲祥, 谢自楚, 1988. 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. 科学通报, 9: 693-696.
170. 王晓军, 伍光和, 王新中等, 1984. 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累消融观测. 天山冰川观测试验站年报, 3: 1-15.
171. 谢自楚, 1982. 希夏邦马峰北坡的积雪和成冰作用. 希夏邦马峰地区科学考察报告. 北京: 科学出版, 45-59.
172. 谢自楚, 黄茂恒, 1965. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪-粒雪层的演变及成冰作用. 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究, 科学出版社, 1-14.
173. 谢自楚, 王宗太, 1975. 珠穆朗玛峰地区北坡成冰作用. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告, 8-13.
174. 谢自楚, 伍光和, 王立伦等, 1985. 祁连山冰川的成冰作用. 中国科学院兰州冰川冻土所集刊. 北京: 科学出版社, 5: 27-40.
175. 谢自楚, 1984. 南极洲洛多姆冰帽学的地层学及成冰作用研究. 冰川冻土, 6(1):1-21.
176. 徐伯青, 姚檀栋, 1999. 达索普冰川海拔 7100m 处气泡封闭过程研究. 冰川冻土, 21(2):120-124.
177. 杨大庆, 姜彤, 张寅生等, 1988. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其修正. 冰川冻土, 10(4): 384-399.
178. 杨大庆, 施雅风, 康尔泗, 1992. 天山乌鲁木齐河源流域将降水观测系统误差分析和修正乌鲁木齐河山区水资源形成和估算. 北京, 科学出版社.:14-40.
179. 姚檀栋, Thompson L G, 1992. 敦德冰帽冷渗浸带雪密实化过程研究. 第四届全国冰川冻土学术会议论文集 (冰川学). 北京科学出版社:34-40.
180. 姚檀栋, 薄健辰, 王宁练等, 1998. 中国境内又一种新成冰作用的发现. 科学通报, 43 (1): 94-97.
181. 姚檀栋, 焦克勤, 皇翠兰, 李月芳, Thompson LG, 1995. 冰芯所记录的环境变化及空间耦合特征, 第四纪研究, (1): 230-231.
182. 尹观, 倪师军, 范晓, 吴昊, 2004. 冰雪溶融的同位素效应及氡过量参数演化——以四川稻城水体同位素为例. 地球学报, 5(2): 157-160.
183. 尤晓妮, 2006, 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区雪-粒雪-冰演化时间及雪层内不溶微粒的

- 演化过程, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士学位论文.
184. 尤晓妮, 李忠勤, 王飞腾, 2005.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. 冰川冻土, 27(6):853-860.
 185. 尤晓妮, 李忠勤, 王飞腾等, 2006.乌鲁木齐河源 1 号冰川不溶微粒的季节变化特征. 地球科学进展, 21(11):1164-1170.
 186. 尤晓妮, 李忠勤, 2012.积雪中不溶微粒与 Mg^{2+} 的沉积特征和相互关系. 干旱区研究, 29(1):143-147.
 187. 张金华, 王新中, 1984.乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区雪层剖面资料说明, 天山冰川观测实验站年报, 19-27.
 188. 张坤, 2008, 乌鲁木齐河源 1 号冰川地区大气气溶胶与表层雪中可溶性离子及其关系研究, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士学位论文.
 189. 张坤, 李忠勤, 王飞腾, 李传金, 2008. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区气溶胶和表层雪中可溶性矿物粉尘的变化特征及其相互关系. 冰川冻土, 30(1):113-118.
 190. 张宁宁, 李忠勤, 何元庆, 王飞腾, 2009.乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区气溶胶和表层雪中 SO_4^{2-} 的季节变化及成因分析. 冰川冻土, 31(1): 62-67.
 191. 张宁宁, 何元庆, 庞洪喜, 和献中, 宋波, 李宗省, 2010. 典型海洋型冰川区消融期雪坑层位演变及离子沉积后过程初探. 冰川冻土, 32(3): 505—513.
 192. 张晓宇, 2011. 天山乌源 1 号冰川雪-冰演化过程和典型冰川区冰化学研究[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所.
 193. 张勇, 刘时银, 韩海东等, 2006. 中国西部冰川度日因子的空间变化特征. 冰川冻土, 30(1):89 -98.
 194. 张勇, 刘时银, 上官冬辉等, 2005. 天山南坡科其卡尔巴契冰川度日因子变化特征研究. 冰川冻土, 27(3):337 -343 .
 195. 章申, 于维新, 1975.珠穆朗玛峰地区冰化学特征, 珠穆朗玛峰地区科学考察报告, 1966-1968 (自然地理), 科学出版社, 102-123.
 196. 章申, 1979.珠穆朗玛峰高海拔地区冰、雪中的微量元素. 地理学报, 33(1):12-17.
 197. 章申, 吴紫旺, 1982.希夏邦马峰地区自然水(冰雪融水)的水化学特征, 希夏邦马峰地区科学考察报告, 中国希夏邦马峰登山队科学考察队, 科学出版社, 92-97.
 198. 王平, 刘智. 阿尔泰山友谊峰地区冰、雪及其受冰川融水补给径流中的微量元素含量. 环境科学, 1982, 3(3):33-35.

199. 王平,1980.阿尔泰山友谊峰哈拉斯冰川雪冰痕量元素含量. 冰川冻土, 2(增刊):77-79.
200. 张文敬, 王平,1984.南迦巴瓦峰地区冰川冰、雪、水的地球化学特征. 山地研究, 3(3):155-164.
201. 张小伟, 康建成, 周尚哲, 2002. 极地冰雪氢氧同位素指标及其指示意义. 极地研究, 14(1): 73-80.
202. 张寅生, 康尔泗, 刘朝海,1994.天山乌鲁木齐河流域山区气候特征分析. 冰川冻土, 16(4): 333-341.
203. 赵中平, 李忠勤,2004.离子色谱法测定大气气溶胶中的可溶性离子.现代科学仪器,5: 46-49.
204. 赵中平,2005.天山乌鲁木齐河源区 1 号冰川大气气溶胶及表层学化学的分析与研究,中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士学位论文.
205. 朱宇漫, 李忠勤, 尤晓妮, 2006. AccuSizer 780A 光学粒径检测仪在冰川微粒研究中的应用. 现代科学仪器, 3:81-84.

个人简介

1、学习经历

尤晓妮，女，汉族，1980 年 9 月生，甘肃省陇南人。

Email: yxn_818@yeah.net

研究方向：冰雪化学

1)1999 年 9 月-2003 年 6 月：西北师范大学地理科学专业学习，2003 年 7 月获得理学学士学位；

2) 2003 年 9 月-2006 年 7 月：中国科学院寒区旱区环境与工程研究所攻读硕士学位，获自然地理学理学硕士学位；

3) 2011 年 9 月-至今：中国科学院寒区旱区环境与工程研究所攻读博士学位；

4) 2013 年 10 月-12 月：澳大利亚科廷大学短期学习访问。

2、主持项目及发表论文

1)主持国家自然科学基金(20873999) “冰心钻取地点气象要素与冰芯记录形成过程及其分辨率的关系研究”。

2) You X N, Dong Z W.2011.Deposition process of dust microparticulates from aerosol to snow-firn pack on Glacier No.1 in eastern Tianshan Mountains, China. Journal of Earth Science,22(4):460-469.

3) You X N, Li Z Q, Ross E.2015. The transport of chemical components in homogeneous snowpacks on Urumqi Glacier No.1, eastern Tianshan Mountains, Central Asia. Journal of Arid Land, 7(5):612-622.

4) 尤晓妮，李忠勤. 2012. 积雪中不溶微粒与 Mg^{2+} 的沉积特征和相互关系. 干旱区研究, 29(1):143-147.

5) 尤晓妮, 李忠勤, 王莉霞. 2016. 气象要素影响下雪冰离子淋溶过程研究, 冰川冻土, 待刊。

致 谢

这是我读博士的第五年，终于可以从容的为毕业而准备的时候，内心竟然对这段时光和这个地方产生了无以言说的情愫。因为是在职博士生，大多时间需要边上班边攻读学位，并未在寒旱所待太久的时间。尽管如此，这里仍然记录了我不同时期的漫长的成长过程。包括简单单纯的硕士时光和为人妻母的博士岁月。不同的人生阶段，在相同的地方学习，感受和体悟竟有如此大的变化。但是最触动的还是内心的那份感恩。

我想感谢给了我最大帮助的我的导师李忠勤研究员。从硕士开始，李老师就传授给我很多学习的心得和做人的道理。李老师用开阔的视野、渊博的知识和敏锐的洞察力为我的成长提供了广阔的发展空间和平台，而他的身体力行和榜样力量更是给我树立了一面鲜明的旗帜。如今，我也是一名教师，李老师的许多教育理念和育人方法都给了我很大的帮助和启示。论文从开题到进展，以及最后的撰写，李老师都倾注了大量心血。在博士期间，李老师言传身教的一切都将令我受益匪浅。

感谢中国科学院寒区旱区环境与工程研究所和和冰冻圈国家重点实验室对我的指导和培养。感谢实验室的所有老师给我的帮助。从开题到中期再到三次年度进展，我每一年的学习都是在各位老师的检查和指导下完成的。我珍惜每次站在这里做汇报的机会，也是因为这个机会，才让我的学习和研究有了新的思路和进展。

感谢天山站一起学习过的兄弟姐妹们，感谢他们在工作和生活上的关心和帮助。虽然在所时间不长，但是每次的相处都会给予我很多照顾和帮助。

感谢研究生处辛勤的各位老师，多年来在学习和生活上给予的关心和帮助。

感谢我的爸爸妈妈，从小到大他们对我的包容和支持都让我感激。因为这一份宽松自由的环境，我一直按照自己的意愿生活成长。他们总在我需要的时候陪在我身边，在我低落的时候给我鼓励，在我开心的时候默默祝福。现在，我也是一个母亲，体会到做一个母亲的艰难和不易。希望以后的日子，我能像他们曾经给我的陪伴一样，一直陪在他们身边。

最后，我要感谢我的这个小家庭，一直给予我支持和关爱的丈夫，活波可爱和我一起学习成长的女儿。在我遇到困难和挫折时，他们给予我的是坚定的信念和家

的温暖。

人生的每一段经历都是宝贵的，我在这段经历里获得的除了学历之外，更重要的是对知识的汲取和遇到的人和事。感谢所有遇见并给予过我帮助的人，感谢带给我崭新视角的人，带着这份感激，我会继续前行！

尤晓妮

2016 年 5 月