

分类号_____

密级_____

U D C _____

编号 10736 _____

西北师范大学

博士学位论文

青藏高原腹地和天山中部大气与雪
冰中黑碳研究

研究生姓名: 张昕 _____

指导教师姓名、职称: 李忠勤 教授 _____

一级学科、专业名称: 地理学·自然地理学 _____

研究方向: 寒旱区水资源 _____

二〇一八年五月

青藏高原腹地和天山中部大气与雪冰中黑
碳研究

Studies on black carbon in the atmosphere and
snow-ice in the central Tibet and middle part
of Tianshan

张昕

Zhang Xin

西北师范大学

Northwest Normal University

二〇一八年五月

郑 重 声 明

本人的学位论文是在导师指导下独立撰写并完成的，学位论文没有剽窃、抄袭、造假等违反学术道德、学术规范和侵权行为，否则，本人愿意承担由此而产生的法律责任和法律后果，特此郑重声明。

学位论文作者（签名）：张昕

2018 年 5 月 29 日

学位论文使用授权书

本论文作者完全了解学校关于保存、使用学位论文的管理办法及规定，即学校有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版，允许论文被查阅和借阅，接受社会监督。本人授权西北师范大学可以将本学位论文的全部或部分内容编入学校有关数据库和收录到《中国博士/硕士学位论文全文数据库》进行信息服务，也可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存或汇编本学位论文。

本论文提交 ☐ 当年 / ☐ 一年 / ☐ 两年 / ☐ 三年以后，同意发布。

若不选填则视为一年以后同意发布。

注：保密学位论文，在解密后适用于本授权书。

导师签名：

李忠勤

作者签名：张昕

2018年5月29日

西北师范大学研究生学位论文作者信息

论文题目	青藏高原腹地和天山中部大气与雪冰中黑碳研究		
姓 名	张昕	学 号	201401200077
专业名称	自然地理学	答辩日期	2018.5.26
联系电话	13893011555	E_mail	zhangxin8874@163.com
通信地址(邮编): 甘肃省兰州市城关区靖远路元森北新时代玫瑰园			
备注:			

目 录

摘 要.....	I
Abstract.....	III
1 绪论.....	1
1.1 选题背景与研究意义.....	1
1.2 国内外研究进展.....	6
1.2.1 大气中黑碳的研究进展.....	6
1.2.2 雪冰中黑碳的研究进展.....	10
1.3 研究目的及研究内容.....	15
1.3.1 研究目的.....	15
1.3.2 研究内容.....	15
1.4 技术路线.....	16
2 研究区概况.....	18
2.1 站点选择.....	18
2.2 纳木错地区概况.....	19
2.2.1 地理环境及气候概况.....	19
2.2.2 观测站点概况.....	19
2.3 乌鲁木齐河源区概况.....	22
2.3.1 地理环境及气候概况.....	22
2.3.2 观测站点概况.....	24
3 数据与方法.....	27
3.1 大气中黑碳数据.....	27
3.2 雪冰中黑碳数据.....	29
3.2.1 样品采集.....	29
3.2.2 样品分析.....	31
3.3 来源分析.....	33
3.4 大气光学厚度(AOD).....	33
3.5 反照率数据.....	34
3.6 SNICAR 模型.....	35
4 纳木错地区大气中黑碳特征及其来源解析.....	37
4.1 黑碳浓度特征.....	37
4.1.1 黑碳日变化.....	37
4.1.2 黑碳月变化和季节变化.....	38
4.1.3 黑碳日内变化.....	39
4.2 黑碳的光学特征.....	40
4.3 大气中黑碳的影响因子.....	41
4.4 来源解析.....	44
4.5 小结.....	47
5 乌鲁木齐河源区大气中黑碳特征及其来源解析.....	49
5.1 黑碳浓度特征.....	49
5.1.1 黑碳日变化.....	49
5.1.2 黑碳月变化和季节变化.....	51
5.1.3 黑碳日内变化.....	53

5.1.4 黑碳本底浓度.....	55
5.2 黑碳的光学特性.....	55
5.3 大气中黑碳的影响因子.....	56
5.4 大气中黑碳的来源解析.....	60
5.5 小结.....	65
6 雪冰中黑碳的时空分布及其对反照率的影响.....	67
6.1 雪冰中黑碳的时间变化.....	67
6.2 雪冰中黑碳的空间变化.....	69
6.3 雪冰中黑碳对反照率的影响.....	73
6.4 雪冰中黑碳对于辐射强迫的影响.....	79
6.5 黑碳对于冰川消融的影响分析.....	80
6.6 小结.....	82
7 研究总结与展望.....	84
7.1 研究结论.....	84
7.2 创新点.....	86
7.3 工作展望.....	86
参考文献.....	88
个人简历.....	107
在学期间的研究成果.....	108
致 谢.....	109

摘要

黑碳对大气环境、冰冻圈、生态环境和人类健康等方面都具有很重大的影响。近年来黑碳气溶胶的研究得到了越来越多的关注，尤其是它的环境气候效应、历史记录和时空分布，及其对冰川消融造成的影响，成为当前全球和区域性大气环境和冰川水资源变化研究所关注的热点。黑碳在大气中具有复杂的气候效应，而且沉降在雪冰表面以后可加速雪冰消融。作为我国冰川的主要分布区，青藏高原和天山地区周边有南亚、中亚、俄罗斯和中国东部等能源消费大国和新兴工业化国家，其大气环境不可避免地受到上述国家黑碳排放的影响。然而，黑碳气溶胶的研究主要集中在发达的城市地区，对于青藏高原腹地和天山这类偏远地区的观测研究颇少。此外缺乏区域较为广、时间序列较长的观测资料，尤其是周边有冰川分布的地区，相关研究更是稀缺。此外雪冰中黑碳气溶胶的研究主要集中在冰川积累区，很少有冰川消融区的研究，缺乏黑碳气溶胶对冰川反照率、辐射强迫的定量评估。

本论文选取了青藏高原腹地纳木错地区和天山中部乌鲁木齐河源区分别在 2010-2014 年和 2015-2017 年大气中黑碳气溶胶的实时观测数据，分析了不同区域大气中黑碳气溶胶的时间变化特征及其来源，并于 2015 年冰川消融期收集了冰川表层雪样品并实地测量了反照率，在实验室内测量了雪冰黑碳含量、粉尘含量，分析了雪冰中黑碳含量在冰川消融期的时空演化特征，并借助 SNICAR 模型模拟雪冰中黑碳对雪冰反照率的影响和雪冰黑碳的辐射强迫，研究结果可以运用到其他同类型冰川的研究。主要得出以下几点认识和结论：

首先，本论文利用 AE-31 黑碳仪对青藏高原腹地的黑碳气溶胶进行了在线、实时、连续的观测，获取了 2010 年 10 月到 2014 年 10 月期间高分辨率的黑碳浓度数据。分析了纳木错地区大气中黑碳气溶胶的浓度特征、可能来源以及雪冰中黑碳的浓度。结果表明：纳木错站日均黑碳浓度为 $74 \pm 50 \text{ ng/m}^3$ ，反映了全球大气黑碳浓度的背景状况。月均黑碳浓度在 2 月至 5 月相对较高，在 6 月至 1 月相对较低。季节气象条件的不同造成了黑碳浓度的差异。例如，当风向为 W 和 WSW 且风速小于 6 m/s 时，黑碳浓度出现极值（大于 210 ng/m^3 ）。纳木错地区黑碳浓度的日内变化具有一个明显的峰值，出现在北京时间 10:00-15:00，并且季节变化特点明显，这是由当地的人为活动（如居民日常生活和旅游活动等）造成的。纳木错及其周围地区（ 30°N - 40°N ， 90°E - 100°E ）的大气光学厚度与黑碳浓度有显著的关系，以及边界层高度与黑碳浓度同步变化，这都表明近源排放或

短距离传输是纳木错地区黑碳浓度的主要来源。

其次, 本论文利用 AE-31 黑碳仪对 2015-2017 年间乌鲁木齐河源区内天山冰川站的黑碳气溶胶进行了实时动态观测, 并结合同时期气象资料对该区域黑碳气溶胶浓度变化特征、影响因子和可能来源进行了分析。研究表明, 乌鲁木齐河源区大气黑碳气溶胶浓度在 2015.5-2015.9 期间的变化范围为 445-1829 ng/m^3 , 平均浓度为 $1011 \pm 441 \text{ ng}/\text{m}^3$, 明显高于 2016.8-2017.7 期间的 520 ng/m^3 。乌鲁木齐河源区春季、夏季、秋季和冬季的浓度分别为 425 ng/m^3 、536 ng/m^3 、686 ng/m^3 和 427 ng/m^3 , 呈现出了夏秋季高、冬春季低的特点。乌鲁木齐河源区黑碳气溶胶浓度的日内变化具有两个峰值, 两个峰值的出现时间分别是北京时间 10:00-11:00 和 18:00-21:00, 呈现出了双峰与双谷特点。乌鲁木齐河源区在春季、夏季和秋季黑碳的本底浓度分别为 253 ng/m^3 、271 ng/m^3 和 290 ng/m^3 , 而冬季黑碳的本底浓度仅为 162 ng/m^3 。与其他偏远地区相比, 乌鲁木齐河源区当地排放源较多, 且有着较高的黑碳浓度本底值。当风速小于 1.5 m/s 时, 黑碳的平均浓度明显偏高。当相对湿度大于 55% 时, 黑碳浓度明显偏低。结合后向轨迹和 AOD 可知, 近源排放或短距离传输是乌鲁木齐河源区黑碳浓度的主要来源, 但是除了受本地排放影响以外, 还容易受到中亚地区远距离传输的影响。

最后, 本论文于 2015 年对乌鲁木齐河源区进行了野外考察, 分析了雪冰中黑碳浓度及其对反照率的影响和可能造成的辐射强迫, 最后讨论了大气中黑碳气溶胶和雪冰中黑碳气溶胶的关系, 及其对于冰川消融的可能影响。结果表明, 乌鲁木齐河源 1 号冰川在不同消融条件下表层雪冰中黑碳的含量差异很大, 黑碳浓度在 32-2258 ng g^{-1} 范围内变化。黑碳浓度的时间变化说明雪冰中黑碳的浓度随冰雪消融强度的增加而增加。黑碳浓度和海拔息息相关, 在冰川的低海拔处黑碳含量较高, 有大量的黑碳富集; 黑碳能引起雪反照率的降低, 富集在冰川表面的黑碳在新雪、老雪和裸冰中对反照率的降低分别是 12.8%、33.6% 和 22.4%, 而冰川表面粉尘对反照率的降低在新雪、老雪和裸冰中分别是 10.3%、7% 和 26.7%; 黑碳和粉尘引起的辐射强迫, 在新雪中分别是 1.38 W m^{-2} 和 1.52 W m^{-2} ; 老雪中分别是 18.4 W m^{-2} 和 4.18 W m^{-2} ; 裸冰中分别是 53.8 W m^{-2} 和 57.9 W m^{-2} 。表明黑碳在加速乌鲁木齐河源 1 号冰川表面积雪消融的过程中起到了主导作用, 但粉尘在冰的融化中起到了关键作用。

关键词: 乌鲁木齐河源1号冰川; 纳木错; 黑碳; 反照率; 雪冰

Abstract

Black carbon has a great influence on atmospheric environment, cryosphere, ecological environment and human health. In recent years, the research of black carbon aerosol has received widespread attention. Its historical records, temporal and spatial distribution, environmental and climatic effects, and its impact on glacier ablation have become the focus of current global and regional atmospheric environment and glacier water resources change research. Glaciers in west China are the sources of the major great rivers in Asia, and the solid water resources are crucial to China and South Asia. Black carbon (BC) results in very complex climate effects not only in the atmosphere, but accelerates the melting after its deposit on the surface of snow/ice. As the main distributed area of glaciers in China, the Tibetan Plateau (TP) and Tianshan region are abutted by South Asia, Central Asia, and Russia, and east China, and the atmospheric environment would be influenced by the BC emitted from these regions. Whereas, the research of black carbon aerosol is mainly concentrated in the developed urban areas. There are few observations on the remote areas such as Tibet and Tianshan. In addition, there is a lack of extensive and long time series of observation data, especially in the areas with the surrounding glacier distribution, and the related research is more scarce. The study of black carbon in snow and ice are mainly concentrated in the accumulation zone of glaciers, rarely involve glacier ablation zone, the lack of black carbon aerosol radiative forcing albedo, quantitative assessment of glacier.

In this paper, we selected the BC data of Nam Co area in the Central Tibet from 2010 to 2014 and the head-water of Urumqi river in the middle part of Tianshan from 2015 to 2017 to analyze the temporal variation characteristics and sources of black carbon aerosols. Moreover, surface snow were sampled in the snowmelt season in 2015, and snow albedo were collected in the field; BC and dust concentrations were detected in the lab. These available data were analyzed to clarify spatial-temporal variations of BC concentrations, their influence on snow albedo and RF in snow using SNICAR. Based on the study's results, scientists working in snow/ice, or black carbon aerosol or climate change can get the knowledge about the basic law of BC concentration variations in snow and their influence on snow albedo in different types

of glaciers and these features could be used in other studies. We draw the following conclusions:

Firstly, black carbon (BC) mass concentrations were measured by an Aethalometer (AE-31) in the Nam Co, central Tibet from 2010 to 2014. The high-resolution online BC measurement was conducted in central Tibet is reported here. The characteristics, influencing factors and potential sources of black carbon aerosol have been analysed. The results showed that average daily BC concentration was $74 \pm 50 \text{ ng/m}^3$, reflecting a global background level. Meteorological conditions influenced BC concentrations largely at seasonal scale, which are higher in Feb-May but lower in Jun-Jan. The highest BC concentrations (greater than 210 ng/m^3) were more associated with the W and WSW winds smaller than 6 m/s . The diurnal variations of BC showed plateaus from 10:00 to 15:00 with seasonal variations, associated with local anthropogenic activities, such as indigenous Tibetan burning animal waste and tourism traffic. The AOD data over the NCOS included sub-area (30°N - 40°N , 90°E - 100°E) showed significant relationship with BC concentrations. This suggests nearby or short-distance sources other than long-distance transported pollutants could be important contributors to BC concentrations at the NCOS.

Secondly, BC concentrations were measured online by an Aethalometer at the head-water of Urumqi river from 2015 to 2017. Combined with meteorological data, the characteristics, influencing factors and potential sources of black carbon aerosol have been analysed. The results showed that average daily BC concentration was $1011 \pm 441 \text{ ng/m}^3$, fluctuating in the range of 445 - 1829 ng/m^3 from May 2015 to September 2015 and average daily BC concentration was 520 ng/m^3 from August 2016 to July 2017. BC concentration was 425 ng/m^3 , 536 ng/m^3 , 686 ng/m^3 and 427 ng/m^3 in spring, summer, autumn and winter. Seasonal BC concentrations were higher in summer and autumn. The diurnal variations of BC showed two peaks from 10:00 to 11:00 and from 18:00 to 21:00. The BC background concentration was 253 ng/m^3 , 271 ng/m^3 , 290 ng/m^3 and 162 ng/m^3 in the four seasons. The BC concentrations at the headwater of Urumqi River are larger than the other remote areas, reflecting strong air pollution. The higher BC concentration were more associated with the winds smaller than 1.5 m/s . Meanwhile, the lower BC concentration were more

associated with the relative humidity large than 55%. The backward air-mass trajectory and AOD also suggests nearby or short-distance sources could be important contributors to BC concentrations at the head-water of Urumqi river, same as the long-distance from Central Asia.

At last, surface snow and ice samples were collected along different elevations from 3770-4105 m a.s.l. on Urumqi glacier No.1 during the 2015 snowmelt season. The samples were measured for BC using an improved thermal/optical reflectance (DRI Model 2001) method. The results showed that BC concentrations range between 32 and 2258 ng g⁻¹ and were highly elevation-dependent. The effects of BC and dust in albedo reduction in different melting conditions were identified with Snow Ice Aerosol Radiative (SNICAR) model and in-situ observation data. Modeling showed that BC and MD can reduce the albedo 12.8% and 10.3% in fresh snow, reduce the albedo 33.6% and 7% in aged snow, reduce the albedo 22.4% and 26.7% in bare ice, respectively. The radiative forcing (RF) caused by BC and MD was 1.38 W m⁻² and 1.52 W m⁻² in fresh snow, 18.4 W m⁻² and 4.18 W m⁻² in aged snow, 53.8 W m⁻² and 57.9 W m⁻², which indicating that BC, rather than MD, was the most dominant factor on the snow melting of glacier during the snowmelt season.

Key words: Urumqi glacier No.1; Nam Co; black carbon; albedo; snow and ice

1 绪论

1.1 选题背景与研究意义

气溶胶是指固体或液体小颗粒分散并悬浮于气体中形成的气体分散体系，其分散相为固体或液体小质点，其大小为 $0.001\text{--}100\text{ }\mu\text{m}$ ，分散介质为气体。大气气溶胶对全球变暖、环境污染、农业和人类健康都具有重大的影响（Haywood et al., 1998）。联合国政府间气候变化专门委员会报告指出，黑碳气溶胶能够导致正的辐射强迫，从而极大地减弱气溶胶对地球的冷却效果（IPCC et al., 2007）。大气中的黑碳是造成气候变化的重要原因，20世纪50年代以来成为了解人类活动对气候变化影响的关键因素（Safai et al., 2013）。

燃烧过程产生了各种各样的气体和粒子成分，这些含有碳的粒子颗粒物被称之为碳质气溶胶（Qian et al., 2014）。碳质气溶胶又可以大致分为两类：元素碳（Element Carbon，简称 EC），有时也被称为黑碳（Black Carbon，简称 BC）、石墨碳、煤烟等；有机碳（Organic Carbon，简称 OC）（Gertler et al., 2016）。随着工业化进程的不断推进，碳质气溶胶的浓度不断加大，其产生的环境效应和对气候变化的影响得到了越来越多的关注（Zhang et al., 2014）。

黑碳气溶胶是大气气溶胶的重要组成部分，主要是由富含碳的物质不完全燃烧产生的，比如化石原料和生物质原料燃烧等（Petzold et al., 2013）。其中生物质燃料燃烧主要来自于森林火灾、秸秆焚烧等，而化石燃料燃烧主要包括燃煤和石油燃烧等。黑碳气溶胶属于惰性物质，具有疏水性，在空气中很难发生氧化反应，但是可以和亲水性的有机碳和硫酸盐相混合成为粒径更大的颗粒物，这些颗粒物在大气中滞留数天或数周后，沉降到其他圈层。黑碳气溶胶在大气中的浓度受源地的排放、干湿沉降过程、风和大气边界层等气象条件的共同影响（Jacobson et al., 2004; Ramanathan et al., 2009）。其中排放源包括源强和排放量，而气象条件包括大气环流特征、边界层高度、降水或降雪的清除过程以及地面风等要素。通常情况下，污染物在稳定的天气条件下，两到三天内就会形成累积，导致污染事件发生。出现污染事件时，风速、风向和边界层高度对局地扩散条件具有重要的影响。较低的风速和较低的边界层，容易抑制污染物的传输与扩散，造成污染物大量聚集，进而导致污染事件发生。如图 1.1 所示，黑碳的来源可以分为人为源与自然源，其中人为源主要是化石燃料和农作物的燃烧、居民生活排放（取暖、烹饪）、城市交通排放等；自然源包括森林火灾引起的大量的生

物质燃烧和火山喷发等（Ding et al., 2016）。近年来来自人为源的黑碳对大气环境的影响日益增大（Bond et al., 2013; Veira et al., 2015; Ramanathan et al., 2005），而来自自然源的黑碳对大气环境的影响甚微。

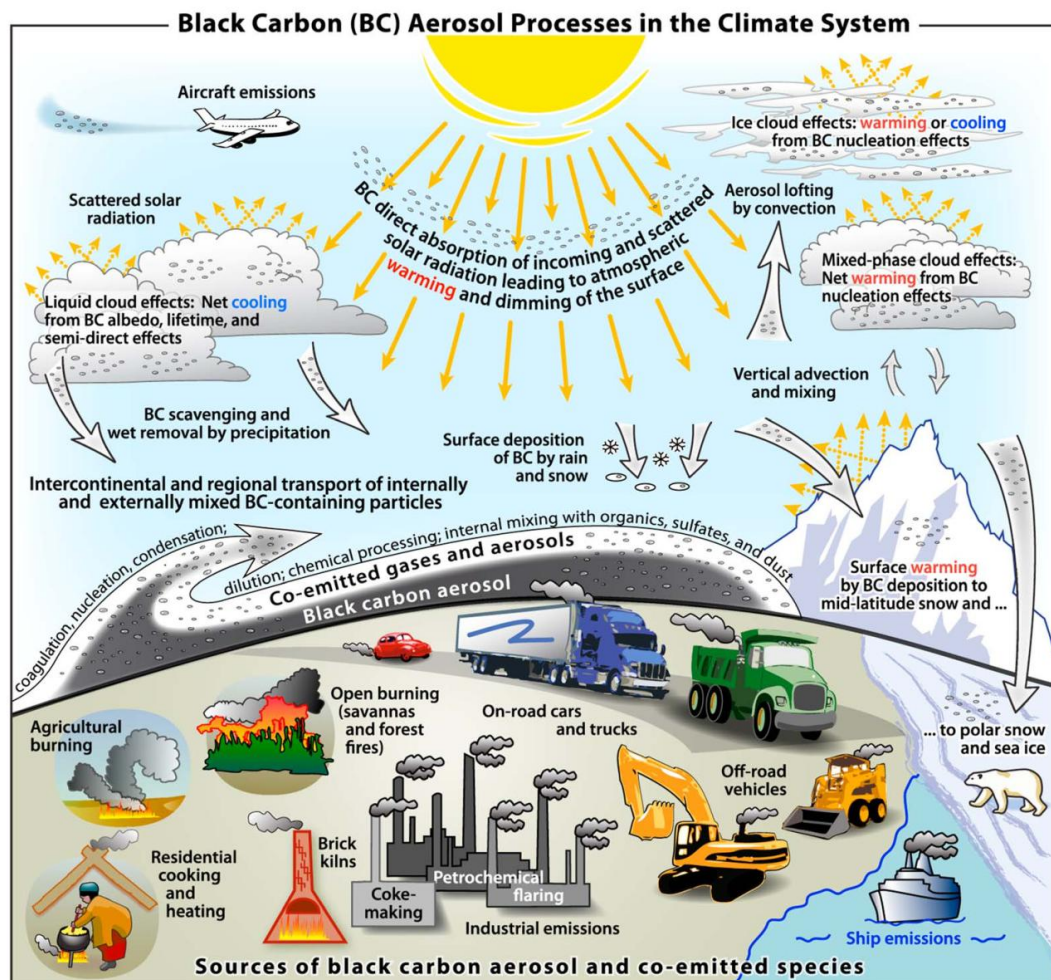


图1.1 黑碳气溶胶来源及其与大气系统的相互作用（Bond et al., 2013）

Fig. 1.1 Schematic overview of the primary black-carbon emission sources and the processes that control the distribution of black carbon in the atmosphere and determine its role in the climate system. (Bond et al., 2013)

黑碳气溶胶在大气气溶胶中所占的比例，具有明显的区域差异，基本特征是大陆地区的黑碳浓度高于海洋地区，而城市地区的黑碳浓度高于乡村地区及偏远地区（Chung et al., 2002; Duan et al., 2005; Fan et al., 2017）。Bond等估算了全球每年黑碳排放量约为8吨，开放式燃烧约占42%，化石燃料燃烧约占38%，生物质燃料燃烧约占20%（Bond et al., 2011）。从世界黑碳排放情况来看（图1.2），东亚为主要排放源之一，排放类型为工业燃煤和生活用碳为主。目前，我国是世界上主要的黑碳排放国，人为源排放可以达到每年1.2吨，占到全球总

排放量的1/4 (Zhang et al., 2013; 朱厚玲, 2003; 庄炳亮, 2011; Forsström et al., 2013)。我国碳排放以工业燃煤和生活用碳为主。化石燃料消耗在我国大城市居民的日常生活中占有较大比重, 居民活动、汽车尾气和城市工业生产等都会对黑碳的产生造成很大影响。我国目前的能源结构以燃煤为主, 而且煤炭燃烧的方法较为落后; 且大城市化石燃料的消耗量也随着机动车保有量的持续增长而大幅度增加; 对于工业废气也没有有效的排放治理措施, 这些因素共同导致了黑碳气溶胶在我国成为世界上主要的黑碳排放国 (Zhao et al., 2014; Zhang et al., 2015; 支国瑞等, 2009; 张华等, 2009)。

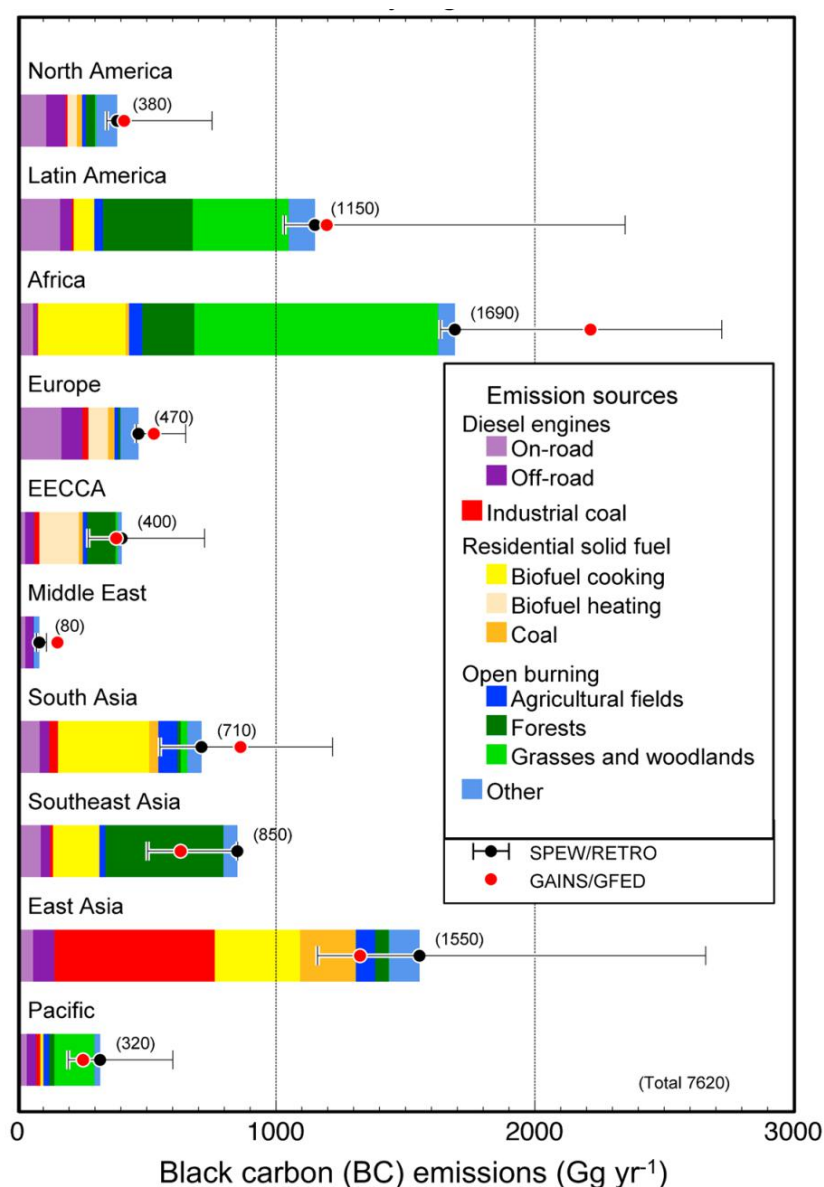


图1.2 2000年全球黑碳排放清单 (Bond et al., 2013)

Fig. 1.2 Black carbon emissions by region and source in 2000 (Bond et al., 2013)

大气中的黑碳气溶胶对全球变暖的贡献仅次于二氧化碳，在全球和区域气候中扮演着重要的角色（Mcconnell et al., 2007; Masiello et al., 1998; Liu et al., 2017; Wang et al., 2014）。主要原因是黑碳气溶胶有强烈的吸光性，对从可见光到红外的波长范围内的太阳辐射都有强烈的吸收作用，同大气温室气体如CO₂、CH₄、CFCs等相比，黑碳气溶胶具有更宽的吸收波段。同时黑碳气溶胶可以释放一定的红外辐射，从而造成大气升温，具有明显的温室效应（Zhu et al., 2017; Willis et al., 2016; Tripathi et al., 2005; Santos et al., 2014）。另外，黑碳气溶胶吸收太阳辐射会加速云滴的蒸发、降低云的反照率和相对湿度，对大气造成间接辐射的强迫效应和半直接辐射的强迫效应，影响到气候变化。除此之外，黑碳还可以与吸湿性气溶胶相互作用形成云结核，影响到云体温度及其内部稳定性，参与到降水的形成中（Wang et al., 2011; Yasunari et al., 2013; Yasunari et al., 2011; Yasunari et al., 2010; Lee et al., 2012）。

在降雪、降雨等作用下，黑碳如果沉降到冰雪表面，可降低表面反照率，甚至造成雪冰的加速消融，进一步影响到区域乃至全球的气候变化和水安全（Hadley et al., 2010; Lee et al., 2012）。黑碳作为一种重要的吸光性杂质，在雪冰表面的吸光效率最强，约为粉尘的50倍，火山灰的200倍。黑碳通过干、湿沉降到达雪冰表面，一方面增强了雪冰吸收热量的能力，使得雪冰的温度逐渐增高，进一步加速冰川消融；另一方面黑碳可以降低雪冰表面反照率，影响到雪冰表面与大气之间能量交换的过程，从而影响到冰川消融（Svensson et al., 2015; Flanner et al., 2007; Fuglestedt et al., 2010）。联合国政府间气候变化专门委员会的第四次评估报告提到，由冰雪表面的黑碳所引起的辐射强迫大概是 $0.10\pm0.10\text{ W/m}^2$ ，黑碳可以引起雪冰加速融化，被当作造成冰川加速消融的重要因素之一（IPCC et al., 2007）。

黑碳不仅在大气和雪冰中扮演着显著的负面角色，与我们的生活也息息相关，甚至会对人体健康带来危害。通过黑碳与其他颗粒物发生混合，并悬浮于大气中，当人体吸收后会加大呼吸道、血液、心脏等发生疾病的风险，带来不可忽视的负面影响。由于黑碳气溶胶具有吸附性，黑碳气溶胶的表面能够吸附其它污染物（如多环芳烃类、重金属等），可以通过呼吸作用，夹带所吸附的有毒物质进入人体，从而引起呼吸系统哮喘以及心血管病、癌症等疾病的发生，人类长期在这种环境中生活，容易引起癌症，对人类健康造成危害（Trippetta et al., 2013; Elser et al., 2016; Hung et al., 2014）。此外，黑碳附着于植物叶面时会阻碍植

物的光合作用，当黑碳浓度过高时将会影响到农作物的产量。

综上所述，黑碳对大气环境、冰冻圈、生态环境和人类健康等方面的影响都不容忽视。黑碳气溶胶具有较为特殊的物理化学性质，对可见光和部分红外光谱有很强的吸收能力，它在大气中的各种化学和光化学反应、非均相反应以及气粒转化过程中起着重要作用，这决定了在不同区域背景下对黑碳气溶胶的观测研究都具有重要的意义。然而，目前我国关于黑碳气溶胶的研究主要集中于城市地区和少数郊区，对于青藏高原腹地和天山这类分布有大量的冰川的偏远地区的观测研究颇少，尤其是缺乏长期的、连续的观测资料。因此，在我国冰川区周围开展黑碳气溶胶的研究显得尤为珍贵。特别是近年来，人为活动的加剧对我国冰川区产生了重要的影响，表现在以下几个方面：（1）车辆扬尘和尾气排放，以及旅游活动和居民生活等影响着黑碳气溶胶的排放，冰川区大量的黑碳排放直接影响到当地的大气环境，而冰川区往往是重要的水源地，关系着下游城市的生活用水；（2）工矿企业和汽车尾气排放的黑碳气溶胶与粉尘结合并形成混合态，在干、湿沉降作用下到达冰川表面，从而造成冰川表面反照率降低，加快冰川消融速度；（3）过度放牧会严重破坏生态环境，不仅减少了植被覆盖，扩大了裸地面积，而且还促进了黑碳气溶胶向冰川的传输。在工业生产、矿业开发、机动车辆尾气、放牧等人为因素共同影响下，我国西部冰川区冰川不断退缩，生态环境不断恶化，因此亟待对该地区进行治理和保护。黑碳气溶胶的研究也因此受到了越来越多的关注，有关其环境气候效应、历史记录、时空分布以及对冰川消融的影响很快成为当今区域乃至全球大气环境与冰川水资源变化研究关注的焦点。

我国冰川区是水资源的重要源地，通过黑碳可以反映出区域本底状况，还可以反映出黑碳对冰川区大气环境及周边水资源的影响（Qian et al., 2014）。我国冰川区尽管自身排放微弱，但是跨境传输带来的黑碳仍然可以通过远距离传输沉降到雪冰表面，进一步影响到冰川消融。黑碳气溶胶的季节变化成因以及局地污染或远距离传输对这些冰川区大气环境的影响存在争议。

尽管国内外科学家在乌鲁木齐河源 1 号冰川东支做过一些雪冰中黑碳气溶胶的研究，但西支以及冰川消融区还是资料空白区。且很少有关于消融期冰川表面雪冰中黑碳的迁移、富集与清除规律，以及黑碳对冰川表面不同区域的反照率及辐射强迫带来的影响的研究。

本论文针对上述问题，在纳木错地区和乌鲁木齐河源区开展了黑碳气溶胶的连续在线观测，同时在乌鲁木齐河源 1 号冰川西支采集了雪冰中黑碳的样品，旨

在扩展和完善黑碳气溶胶在偏远地区的相关研究,便于了解区域甚至全球黑碳气溶胶的背景浓度,对于揭示这两个地区大气环境及其局地污染或远距离传输对大气环境的影响具有重要意义。此外,进一步揭示了黑碳气溶胶对雪冰的反照率影响,为全面评估雪冰中黑碳对冰川消融的贡献量提供了科学基础,同时也可作为国家相关部门制定对应政策的科学依据。

1.2 国内外研究进展

1.2.1 大气中黑碳的研究进展

二十世纪五十年代,伦敦烟雾事件成为各国专家广泛关注的问题,在追溯源头的过程中,黑碳成为罪魁祸首,引起了各国专家对黑碳气溶胶的广泛关注(Moosmüller et al., 2009)。北美洲和欧洲等地区随后开展了大量的相关研究,主要涉及到黑碳气溶胶的浓度、来源、光学特性等方面(Artaxo et al., 2002; Babu et al., 2002; Chung et al., 2005; Healy et al., 2012),并且已经取得了大量的研究成果。同时,国际上也展开了多次大规模的气溶胶观测,例如北美的 RACE (Radiative Aerosol Characterization Experiment) 观测、大洋洲的 ACE-I 观测、亚洲的 ACE-Asia 观测、欧洲和非洲的 ACE-fl 观测和印度洋的 INDOEX 观测等。各类观测均把黑碳气溶胶当作重要的观测内容之一。世界气象组织(World Meteorological Organization, WMO)的全球大气监测网(Global Atmosphere Watch, GAW)将黑碳气溶胶当作重要的观测内容之一,并取得了显著的观测与研究成果(Wild et al., 2009; Panicker et al., 2013)。此外,一些著名的站点也开展了黑碳气溶胶的观测研究,其中南极的 Mc-Murdo 站测得的黑碳气溶胶平均浓度在 1995 年 11 月-1996 年 2 月期间是 20 ng/m^3 (Bisiaux et al., 1998; Hansen et al., 1988; Mazzer et al., 2001),澳大利亚 Cape Grim 站测得的黑碳气溶胶浓度大概是 15 ng/m^3 (Carrico et al., 1998),爱尔兰的 Mace Head 站测得的黑碳气溶胶浓度小于 100 ng/m^3 (Eleftheriadis et al., 2009)。

我国关于黑碳的观测研究始于上世纪 80 年代,观测区域仅限于北京、上海等城市,经过大批科研人员坚持不懈的努力,北京、广州、西安、兰州、南京、贵州等城市也展开了黑碳方面的观测研究实验,并取得了一定的成果(张小曳等, 2014; 张小曳等, 2012; 张宸赫等, 2017; 张灿等, 2014; 姚青等, 2012; Lei et al., 2011)。这些研究发现我国北方大部分地区黑碳的浓度呈现出秋、冬两季高于春、夏两季的季节变化特征,并且城市地区高于非城市地区(白建辉等, 2005;

于文金等，2016；肖思晗等，2016；肖思晗等，2018；吴兑等，2009）。瓦里关全球大气本底站是世界气象组织全球大气观测系统的 29 个大气本底基准观测站之一，位于中国青海省海南州共和县境内，从 1994 年成立至今，为各国提供监测大气成分变化的标准，向世界提供亚洲内陆大气本底基准基本状况的系统观测资料，是世界气象组织全球大气监测计划的重要组成部分，并得到了重要的黑碳气溶胶研究结果（温玉璞，2001）。例如赵玉成等在瓦里关站开展了黑碳气溶胶的观测研究，计算得出 2000 年 1 月-2011 年 12 月间该瓦里关站黑碳气溶胶的月平均浓度范围为 92.50-644.59 ng/m³，年平均浓度为 298.35 ng/m³（赵玉成等，2008）。此外，一些科研人员也在不同地区开展了黑碳气溶胶的观测研究，汤洁等在上甸子、温江、拉萨和临安等城市和郊区开展了黑碳气溶胶的观测研究（汤洁等，1999）。曹军骥等在珠江三角洲地区开展了黑碳气溶胶的观测研究，明确了该地区黑碳在 PM_{2.5} 和 PM₁₀ 的浓度分布特征（Cao et al., 2004）。秦世广等通过研究发现四川盆地在北京时间 8:00-10:00 和 21:00-24:00 这两个时间段内容易出现黑碳气溶胶浓度的峰值，且冬季的 1 月份易出现黑碳气溶胶浓度的最高值（秦世广，2001）。娄淑娟等在分析 2003 年和 2004 年的观测资料的基础上，得出北京地区冬季的黑碳浓度比夏季高，且黑碳大部分集中在 PM_{2.5} 中（娄淑娟，2004）。曹军骥等在 2003 年研究了中国十几个城市的黑碳气溶胶，总结得出大气环境中黑碳气溶胶质量浓度占 PM_{2.5} 的占 6%，且城市地区具有冬高夏低的季节特征，同时具有南方城市黑碳浓度明显低于北方城市，西部城市黑碳浓度明显低于东部城市的空间差异性（Cao et al., 2009）。刘新春等在乌鲁木齐大气成分观测站开展了黑碳气溶胶的观测研究，研究发现 2009 年 11 月至 2010 年 2 月乌鲁木齐的黑碳气溶胶日平均浓度为 12.442±5.407 μg/m³（刘新春等，2013）。相关研究主要集中在城市和郊区（表 1.1），其中城市中的黑碳浓度明显高于郊区；北方城市中的黑碳浓度高于南方城市，尤其是北京、乌鲁木齐和西安。

表 1.1 中国部分大气监测站的黑碳浓度

Tab. 1.1 black carbon concentration in some atmospheric monitoring stations in China					
站点	类型	观测时间	仪器	黑碳 (ng/m ³)	参考文献
青海西宁	城市	2005.9-2007.7	AE-14	4240	赵玉成等（2008）
上海浦东	城市	2006.10-2006.12	AE-31	5621	杨溯等（2008）
西安	城市	2006.3-2007.2	AE-16	10000	朱崇抒等（2009）
北京丰台	城市	2005.8-2005.9	AE-31	11100	伍德侠等（2006）

深圳大学城	城市	2009.10-2009.12	AE-31	6200	He et al (2011)
兰州榆中	郊区	2007.1-2009.8	AE-31	1600	张磊等 (2011)
北京南郊观象台	城市	2006.1-2012.7	AE-31	6500	Yan et al (2007)
广州	城市	2004-2012	AE-31	6500	吴兑等 (2014)
西安	城市	2011.6-2011.8	AE-31	6070	杜川利等 (2013)
上海	城市	2011.1-2012.1	AE-31	2300	Zha et al (2014)
兰州	城市	2007.1-2009.8	AE-31	1570	Zhang et al (2014)
上海东滩	郊区	2007.12-2008.11	AE-31	1700	肖秀珠等 (2011)
四川温江	郊区	1999-2000	AE-31	1800	秦世广等 (2001)
西藏拉萨	郊区	1998.6-1998.10	AE-31	200	秦世广 (2001)
新疆乌鲁木齐	城市	2009.11-2010.2	AE-31	12442	刘新春等 (2013)

由于电力和人力等因素的限制,在偏远地区使用黑碳仪进行黑碳气溶胶的实时在线观测尤为稀缺,尤其是冰雪覆盖地区(蔡子颖等,2011;赵淑雨,2016)。明镜等在2006年7月至2007年1月期间用传统的采样方法研究了纳木错地区的黑碳气溶胶,指出纳木错地区的黑碳浓度可以反映出人类排放较弱的情形下的背景浓度(Ming et al., 2010)。赵淑雨等在2006年7月至2009年12月期间用传统的采样方法继续研究了纳木错地区的黑碳气溶胶,指出污染事件可能会造成气溶胶浓度的明显增加并估算了纳木错地区黑碳气溶胶的沉降通量(Zhao et al., 2013)。万欣等在2012年1月至2013年12月期间用同样的方法研究了不同采样粒径下黑碳气溶胶的浓度(万欣等,2013)。赵淑雨等在2009年5月至2011年3月期间用黑碳仪观测了祁连山冰川区大气中黑碳浓度数据,指出该地区黑碳的浓度为18-72 ng/m³,处于较低的水平(Zhao et al., 2012)。王莱等在青藏高原然乌地区开展了黑碳气溶胶的观测研究,指出该地区2012年11月-2013年2月黑碳的浓度413.2 ng/m³,而2013年2-6月黑碳的浓度仅为139.1 ng/m³(Zhao et al., 2016)。

除了对黑碳浓度时空变化的研究,还有对黑碳来源的相关研究,例如李潮流等通过对青藏高原气溶胶样品和雪坑样品的碳同位素组成进行分析,给出了该地区黑碳来源的最新证据,界定了喜马拉雅地区化石燃料和生物质来源,研究表明青藏高原北部的黑碳主要受化石燃料燃烧影响,而不是受生物质燃烧影响(Li et al., 2016)。曹军骥等在慕士塔格开展的研究中发现,EC和OC在冬春季强相关、夏秋相关性差,可能受到生物质OC排放和二次OC形成的影响(Cao et al., 2009)。因为青藏高原接近黑碳源区的特殊地理位置,使得对青藏高原冰川区的

黑碳来源及季节变化的研究也逐渐开展 (Xu et al., 2013)。研究表明, 沉降至喜马拉雅山和青藏高原东南部的黑碳气溶胶, 冬季主要受到西风的影响, 夏季主要受到印度季风的影响, 因此其来源可能是中亚和南亚; 而沉降在帕米尔高原上的黑碳可能来自欧洲和中东以及受西风常年控制的中亚 (Xu et al., 2009; Zhang et al., 2015)。

关于黑碳气溶胶辐射强迫及气候效应的研究方面, 国外开展了长达半个多世纪的研究, 获得了丰富的研究成果。例如 Menon 等采用全球气候模式 (GISS) 模拟研究了中国及印度地区气溶胶的辐射强迫效应, 得出气溶胶具有一定的吸收性, 会对区域气候产生较大的影响 (Menon et al., 2002)。关于黑碳气溶胶辐射强迫及气候效应的研究领域, 我国的起步相对较晚 (Eckhardt et al., 2015; Peng et al., 2016; Nair et al., 2013; Mao et al., 2016)。如张瑛等对比分析了黑碳气溶胶导致的辐射强迫和黑碳气溶胶与硫酸盐气溶胶以不同方式混合在一起时导致的辐射强迫的差别 (张瑛等, 1997)。张美根等利用三维化学输送模式模拟研究了东亚地区春季黑碳的输送和演变过程, 揭示了黑碳浓度的分布特征和变化规律 (张美根等, 2005)。

综上所述, 目前大气中黑碳气溶胶的研究主要从以下几方面展开: (1) 通过采样和实时在线观测来获得黑碳气溶胶数据, 数据本身就是珍贵的资料, 同时可以揭示区域污染水平和黑碳气溶胶的空间分布状况; (2) 昼夜和季节变化, 了解黑碳气溶胶的时间分布可以进一步了解黑碳气溶胶在大气中的瞬间变化和长期变化以及主要影响因素; (3) 源分析和辐射强迫, 通过深入分析黑碳气溶胶的观测数据可以了解观测点所代表区域的黑碳气溶胶主要来源、排放特征和造成的辐射强迫。

然而, 纳木错地区的黑碳气溶胶观测仍以传统的离线采样为主。本论文使用黑碳仪在纳木错地区开展了黑碳气溶胶实时的、在线的观测, 与传统方法相比, 这种方法可以更好的进行日内分析, 实现长期的、连续的观测。同时结合 AOD 数据和后向轨迹, 分析了月尺度黑碳与不同区域范围 AOD 之间的相关性, 判别了黑碳的可能来源。天山中部黑碳气溶胶的观测一直处于资料稀缺或空白状态, 本论文实现了该地区黑碳气溶胶的在线监测, 揭示了乌鲁木齐河源区大气本底状况, 评估了沙尘对黑碳的可能影响, 研究了该地区黑碳气溶胶的季节变化及其可能来源。本论文还在第四、五两章对黑碳仪实时监测结果进行了深入的特征分析和来源解析探讨。

1.2.2 雪冰中黑碳的研究进展

(1) 雪冰中黑碳浓度的研究

人类活动排放的黑碳具有极强的稳定性,经过大气传输能够在雪冰中保存下来。冰川和极地冰盖是存储大气化学成分的重要载体,在雪冰中保存的各种环境记录已对全球变化的研究做出了极大贡献。冰芯是全球变化研究的重要方法之一,具有分辨率高、信息量大、保真度高和记录时间长的特点,研究冰芯中的黑碳,可以有助于了解黑碳气溶胶的排放历史,这也为全面评估黑碳气溶胶的气候效应起到了支撑作用,为我们研究人类活动对气候环境造成的影响提供了最为直接的证据(曹国良等, 2006; 高少鹏等, 2016)。

冰芯中的黑碳浓度记录可以反映出历史时期人类活动对于全球气候变化的影响,黑碳在冰芯中的浓度记录可以反映出人类活动的排放量。例如,南极 Byrd 站冰芯中黑碳的浓度在全新世早期突然增加,可能原因是生物量和可燃烧物的增加以及森林大火所致(Chylek et al., 1992; Chylek et al., 1995)。南极冰芯中黑碳浓度在 1980 年之前保持稳定,1980-2000 年间略有升高。Cachier 等对格陵兰中部的冰芯记录进行了分析,研究表明冰芯中黑碳的含量在 1788 年至 2002 年发生了明显变化。特别是 1850 年前后由工业活动造成的黑碳排放,造成冰芯中黑碳的含量大概增加了七倍。这也证实了工业革命以来人类活动对区域甚至全球气候变化产生了巨大的影响(Cachier et al., 1995)。工业革命以来,阿尔卑斯山的多支冰芯中黑碳浓度峰值出现的时间虽然不完全一致,但是一直保持着增长的趋势(Legrand et al., 2007; Jenk et al., 2006; Lavanchy et al., 1999; Thevenon et al., 2009; Ruppe et al., 2014)。

雪冰中黑碳气溶胶的观测研究最早开始于 20 世纪 80 年代,研究的区域主要分布在北极和南极。Clarke 等利用光学估算法测得 1986 年南极站点附近雪冰中黑碳的平均浓度仅为 0.2 ng g^{-1} , 该区附近每千克大气中黑碳浓度仅有 1-2 g (Clarke et al., 1998), 还指出南极站点下风向黑碳的浓度比上风向的浓度高出了一个数量级。Clarke 等于 1983-1984 年测得北极地区积雪中黑碳平均浓度为 25 ng g^{-1} , 其中黑碳平均浓度的最小值 (4.3 ng g^{-1}) 出现在格陵兰岛西南部,黑碳平均浓度的最大值 (127 ng g^{-1}) 出现在加拿大北部地区(Clarke et al., 1985)。Hirdman 等于 2006-2009 年测得北极及其周边黑碳的平均浓度为 5 ng g^{-1} , 相对于过去 25 年发生了明显降低,与北极地区大气中的黑碳浓度降低趋势一致(Hirdman et al., 2010; Sharma et al., 2013)。基于热光学原理, Forsstrom 等检测了北极地区欧洲

部分斯堪的纳维亚半岛、斯瓦尔巴特群岛和弗拉姆海峡雪冰中黑碳的浓度，分别为 40-80 ng g⁻¹（积雪）、11-14 ng g⁻¹（积雪）和 7-42 ng g⁻¹（海冰）（Forsstrom et al., 2009）。

美国的喀斯喀特山脉和其周边地区是北美山区冰川和积雪中黑碳研究的主要集中地区。基于光学估算法，Grenfell 首次报道了中纬度高山区积雪中黑碳的浓度，即 1980 年春季该区表层积雪中黑碳的浓度为 22-59 ng g⁻¹（Grenfell et al., 1981）；Clarke 和 Noone 发现 1983 年春季奥林匹克半岛飓风山新雪中黑碳含量高于老雪中的含量，分别为 18.5 ng g⁻¹ 和 11-15.4 ng g⁻¹（Clarke et al., 1985）；Kaspari 等利用单颗粒黑碳光度计观测到 Mera 冰川中黑碳气溶胶的平均浓度是 180 ng g⁻¹（Kaspari et al., 2011）；2012 年 Kaspari 等用同样的方法观测到 Mera 冰川积雪中黑碳浓度为 54 ng g⁻¹（Kaspari et al., 2014）。Hadley 等利用热光法测得 2006 年 2-4 月内华达山脉积雪中黑碳的浓度为 1.7-12.9 ng g⁻¹（Hadley et al., 2010）。Schmitt 等利用热光法检测出南美科迪勒拉-布兰卡山地区冰川表雪中黑碳的浓度为 2-70 ng g⁻¹（Schmitt et al., 2015），这种浓度差异是由人类活动区与冰川的远近距离造成的。在阿尔卑斯山地区，1989-1997 年冬季积雪中黑碳浓度为 34-280 ng g⁻¹，1992 年春季积雪中黑碳浓度为 235-826 ng g⁻¹（Fily et al., 1997）。通过对现有数据的整理和分析发现，南极雪冰中黑碳的含量最低，格陵兰次之，阿尔卑斯山雪冰中的黑碳含量最高。

近十年来，在中国西部及周边冰川区逐步开展了雪冰中黑碳的浓度水平和历史变化的研究工作。例如徐柏青等分析了青藏高原慕士塔格、东绒布、宁金岗桑、唐古拉和左丘普等 5 支冰芯中黑碳的浓度，发现冰芯中黑碳浓度主要受气候及排放源影响，除左丘普冰川外，其余冰川受欧洲排放的影响，1950 年黑碳浓度值较高，而在 1970 年至 1980 年间，黑碳浓度明显降低，主要原因是欧洲出台了减排的政策。1990 年起青藏高原中部、南部冰芯中黑碳浓度增加，主要是由于南亚黑碳排放量增大。同时，季风期与非季风期黑碳浓度差别也较为显著，这主要是由南亚季风期降水量大而非季风期大气污染严重（大气棕色云）盛行造成（Xu et al., 2009）。明镜、Kaspari 等对珠峰东绒布冰芯黑碳含量的测定也表明，受南亚和中东排放量增大的影响，1975-2000 年间黑碳含量急剧增长，且南亚排放的黑碳能随大气传输到喜马拉雅地区（Kaspari et al., 2014; Ming et al., 2007）。

青藏高原雪冰中黑碳气溶胶的平均浓度是 41.2 ng g⁻¹，20 世纪 90 年代中期以来人类活动导致黑碳气溶胶加速排放，加速了青藏高原的冰川的融化（Kaspari et

al., 2011; Bauer et al., 2013; Wu et al., 2016; Thompson et al., 2000; Xu et al., 2006)。除了帕米尔地区外，冰川表层雪中的黑碳的浓度从东向西、自北向南有着降低的趋势。明镜等通过计算发现亚洲高海拔18条冰川雪冰中黑碳的平均浓度大概是47 ng g⁻¹，与北极地区和美国西部高山区的黑碳浓度相当，但远低于中国北部等重工业区积雪中的浓度值；青藏高原雪冰中黑碳的浓度主要受海拔高度、上风区黑碳的排放、降水和冰川消融程度等的影响（Ming et al., 2015）。

由于我国雪冰中黑碳的实测数据有限，沉降在我国雪冰中黑碳的浓度分布尚不清楚。通过对现有数据的整理和分析发现（表1.2），各地区雪冰中黑碳的含量的最低值出现在藏东南地区，最高值出现在天山地区。其中在接近的时间段内，可以看出乌鲁木齐河源1号冰川的浓度明显偏高。最新的研究发现，乌鲁木齐河源1号冰川、小冬克玛底冰川、扎当冰川、与白水1号冰川和木吉冰川新雪中的黑碳平均浓度分别为25 ng g⁻¹、42 ng g⁻¹、52 ng g⁻¹、41 ng g⁻¹和25 ng g⁻¹；但是当冰川发生消融时，黑碳在冰川表层富集，其浓度可以高出一个数量级，即5条冰川的黑碳含量分别可达到1738 ng g⁻¹、247 ng g⁻¹、258 ng g⁻¹、520 ng g⁻¹和730 ng g⁻¹（Qu et al., 2014; Niu et al., 2017; Ming et al., 2016; Li et al., 2017; Xu et al., 2012; Yang et al., 2015）。

表 1.2 中国部分冰川的黑碳浓度

Tab. 1.2 black carbon concentration of some glaciers in China

冰川名称	经度	纬度	海拔(m)	黑碳 (ng g ⁻¹)	日期
乌源 1 号	86°49'E	43°06'N	3740	250–500	2004.5-7
庙儿沟 3 号	94.32°E	43.06°N	4510	107	2005.8
老虎沟 12 号	96.56°E	39.43°N	5045	35	2005.10
拉弄	90.57°E	30.42°N	5850	67	2005.6
哈希勒根 48 号	84.46°E	43.73°N	3755	87	2006.10
扎当	90.50°E	30.47°N	5802	125	2006.7
东绒布	86.96°E	28.02°N	6465	18	2004.10

（2）黑碳的雪冰反照率效应及其辐射强迫

雪冰中的黑碳可以造成雪冰反照率的减小和辐射强迫的增加，导致冰川在当前升温背景下加速消融。认识黑碳对冰川表面不同区域反照率及辐射强迫的影响，可以为全面评估雪冰中黑碳对冰川消融的贡献量提供科学的基础。

20世纪80年代，Clarke等观测了北极地区积雪中的黑碳，发现人类活动产生

的黑碳通过大气环流可以到达北极地区,同时可以吸收大量的太阳辐射,在晚冬季节会造成北极雪盖的反照率降低约1-3%,含量仅为15 ng g⁻¹的黑碳可以降低雪冰反照率的1% (Clarke et al., 2013; Clarke et al., 1985; Scott et al., 2001)。Hansen等最先评估了全球雪冰中黑碳的辐射强迫为0.16 W m⁻², 2005年调整为0.08 W m⁻² (Hansen et al., 2004); Flanner等通过计算全球雪冰中的黑碳造成的辐射强迫发现,在1998年强燃烧年黑碳造成的辐射强迫为0.054 W m⁻²,在2001年弱燃烧年黑碳造成的辐射强迫为0.049 W m⁻² (Flanner et al., 2007)。Bond等也通过计算得出目前全球雪冰中的黑碳造成的辐射强迫是0.08 W m⁻² (Bond et al., 2011)。而青藏高原雪冰中的黑碳造成的平均辐射强迫达到了2.9 W m⁻²,约为全球陆地积雪的三倍,春季平均辐射强迫甚至超过10-15 W m⁻² (He et al., 2015; Flanner et al., 2009; Qian et al., 2011; Qian et al., 2014)。

基于亚洲高海拔冰川区实测的黑碳浓度数据,Kopacz等模拟出雪冰中黑碳的辐射强迫为4-16 W m⁻²,冬季出现较小值为3-11 W m⁻² (Kopacz et al., 2011); 明镜等计算出雪冰中黑碳的辐射强迫为5.7 W m⁻²,把雪冰表面的反照率降低了0.04-0.06 (Ming et al., 2013)。明镜等对乌鲁木齐河源1号冰川积累区雪冰中黑碳的研究发现黑碳对冰面反照率的降低贡献了25% (Ming et al., 2016)。喜马拉雅南坡Mera Peak冰川,辐射强迫高达75-120 W m⁻²,在冬春季节黑碳可以造成雪冰反照率降低0.06-0.1 (Cong et al., 2009); 青藏高原最西端的木吉冰新雪中黑碳造成的辐射强迫约为2.2 W m⁻²,老雪中黑碳的辐射强迫甚至达到18.1-20.4 W m⁻² (Yang et al., 2015); 东绒布冰川中的黑碳造成的辐射强迫超过了4.5 W m⁻² (Ming et al., 2007); 藏东南冰芯中黑碳的辐射强迫从1956年的0.75 W m⁻²上升到了2006年的1.95 W m⁻² (Wang et al., 2015)。青藏高原中部的小冬克玛底冰川新雪中黑碳造成的辐射强迫大概是6.69 W m⁻²,而老雪中黑碳的辐射强迫可达12.4 W m⁻² (Li et al., 2017); 青藏高原中部的扎当冰川,黑碳造成的辐射强迫约为6.3 W m⁻² (Qu et al., 2014)。

(3) 黑碳对冰川消融的评估

目前黑碳对冰川消融的影响的研究主要通过计算冰川表层黑碳对反照率和辐射强迫的影响,耦合到冰川物质能量平衡模型中,对黑碳对雪冰消融的影响进行进一步的评估。Yasunari等利用喜马拉雅山南坡金字塔站大气中的黑碳浓度数据,估算了季风前期的亚拉冰川表层黑碳的干沉降通量,研究表明雪冰中的黑碳可以导致冰面的反照率下降0.02-0.05,相应的冰川融水年径流量也将会增加

70-204 mm (Yasunari et al., 2010); Ginot等根据喜马拉雅山南坡Mera冰川冰芯中黑碳和粉尘的浓度数据, 计算出黑碳导致冰川年均消融342 mm, 黑碳和粉尘共同作用导致冰川年均消融713 mm, 分别为冰川年消融量3000 mm的16%和26% (Ginot et al., 2014)。李洋等采集了老虎沟12号冰川表层雪冰样品, 分析了黑碳和粉尘的浓度, 结合能量平衡模型评估出2013-2014年7-8月黑碳导致冰川消融了122 mm, 黑碳和粉尘共同作用导致冰川消融228 mm, 分别为总消融量的22%和19% (Li et al., 2016)。Painter等研究发现, 欧洲阿尔卑斯山脉19世纪中期冰川急剧退缩与降水和气温组合关系不明显, 但与当时西欧黑碳排放的急剧增强相对应; 在20世纪初期, 雪冰中黑碳产生的辐射强迫约为 $9-22 \text{ W m}^{-2}$, 也使得冰川年均消融量增加了0.9 m, 从而导致欧洲小冰期的提前结束 (Painter et al., 2013)。Gabbi等根据该区Claridenfirn冰川冰芯中黑碳和粉尘的浓度, 评估了1914-2014年黑碳和粉尘导致年均反照率降低了0.04-0.06, 物质平衡减少了280-490 mm, 年均消融量增加了15-19% (Gabbi et al., 2015)。Schmale等基于中亚五条冰川的观测数据, 模拟了中亚五条冰川的黑碳和粉尘对冰川消融的影响, 发现黑碳和粉尘对于冰川消融的贡献可达到6.3% (Schmale et al., 2017)。不同地区黑碳对于冰川消融的影响并不相同, 不断增加的黑碳明显加速了冰川的消融, 在有些区域甚至达到了冰川消融的一半以上。

综上所述, 目前雪冰中黑碳气溶胶的研究主要从以下几方面展开: (1) 采集雪冰中黑碳的样品, 在实验室分析黑碳浓度、粒径、形态等; (2) 黑碳的雪冰反照率效应及其辐射强迫; (3) 对冰川消融的定量评估。

现有的研究工作以冰芯和冰川积累区雪坑中黑碳浓度的研究较多, 而鲜少有如新雪、老雪和裸冰等冰川的不同表面黑碳浓度, 以及它对反照率的影响的研究。只有唐古拉小冬克玛底冰川和扎当冰川等有过相关研究。由于不同冰川的海拔高度、局地排放和消融过程等因素各不相同, 同时同一冰川不同表面的雪冰中时间变化和空间分布也存在很大差异, 尤其是在冰川强烈消融的时期, 黑碳对冰川表面反照率造成的影响将会更加复杂。对于冰川强烈消融的时期雪冰中黑碳的迁移和富集等过程仍旧缺乏详细的描述。本论文正是针对这一问题在2015年冰川消融期开展了冰川区黑碳气溶胶、反照率的野外观测, 在实验室内分析了黑碳气溶胶和粉尘的浓度, 明确了黑碳气溶胶对反照率的影响, 评估了黑碳对冰川消融的作用。本研究的开展大大填补和完善了国内外关于黑碳研究的空白, 推动着冰冻圈研究不断深入, 促进了相关研究方法在我国典型大陆型冰川的应用。

1.3 研究目的及研究内容

1.3.1 研究目的

本论文的研究目的如下：

(1) 明确青藏高原腹地和天山中部的大气中黑碳含量水平、季节变化差异和排放特点,为进一步研究黑碳在冰川区的传输和沉降机制以及对大气环境的影响提供了基础和可靠的资料。

(2) 探讨当地气象条件、人类污染和远距离传输对青藏高原腹地和天山中部黑碳气溶胶的影响状况。

(3) 拓宽天山中部雪冰中黑碳气溶胶数据,明确不同区域冰川中黑碳气溶胶的含量水平、空间变化与季节差异,阐明其在消融季节冰川表面雪冰中的迁移、富集与清除规律。

(4) 定量评估雪冰中黑碳对冰川表面反照率的影响及其造成的辐射强迫,为全面评估雪冰中黑碳对于冰川消融的贡献提供一定的科学基础。

1.3.2 研究内容

针对上节的研究目的,本论文的研究内容主要分为两部分,一是对大气中黑碳的连续在线观测并分析其来源,二是采集了雪冰中黑碳气溶胶样品,用来评估黑碳对反照率的影响。

(1) 本论文选择了青藏高原腹地和天山中部开展了大气中黑碳气溶胶的在线、连续观测,获取了 2010-2014 年间纳木错地区和 2015-2017 年间乌鲁木齐河源区黑碳气溶胶的长期实测数据。

首先,本论文利用纳木错站和天山冰川站的黑碳气溶胶浓度数据,分析了 2010 年 10 月至 2014 年 10 月纳木错地区和 2015-2017 年乌鲁木齐河源区大气中黑碳气溶胶的时间变化特征。时间变化具体包括黑碳日变化、月变化、季节变化、日内变化和频数变化等。

其次,在我国典型冰川区开展大气和雪冰中黑碳的观测分析的基础上,为进一步研究冰川区影响因素,分析了气象因子对黑碳气溶胶的影响,并结合当地的人为活动进行了深入分析。

最后,在来源解析方面,本论文利用后向轨迹模型和大气光学厚度(AOD)数据,分析了黑碳与不同区域范围 AOD 之间的相关性,明确了远距离传输或近源排放对黑碳气溶胶的影响。同时,我们深入分析了不同季节控制黑碳浓度时空

差异的主要大气环流。

(2) 分析了乌鲁木齐河源区雪冰中的黑碳气溶胶, 明确了其含量水平、组成特征、空间变化与季节差异, 阐明了其在消融季节冰川表面雪冰中的迁移、富集与清除规律, 认识了黑碳对冰川表面不同区域反照率和辐射强迫带来的影响。另外, 我们将研究结果与已有的相关研究做了详细的对比, 为全面评估雪冰中黑碳对冰川消融的贡献量提供了科学基础。

首先, 基于不同季节、不同海拔进行野外观测与采样, 对比分析了乌鲁木齐河源 1 号冰川和扎当冰川表面雪冰中黑碳和其他吸光性杂质 (OC、粉尘) 的时空分布, 明确乌鲁木齐河源 1 号冰川表面雪冰中黑碳的含量水平、空间变化与季节差异。

其次, 对乌鲁木齐河源 1 号冰川在消融期内进行强化观测, 高分辨率的采集冰川表面上不同区域的雪冰样品, 分析其在消融季节冰川表面雪冰中的迁移、富集与清除过程, 探讨西风影响区冰川表面黑碳的迁移、富集等规律的异同。

最后, 在雪冰中黑碳对于冰川反照率的影响方面, 本论文利用实验室内分析的黑碳和粉尘数据, 结合野外地物光谱仪 (ASD) 观测的反照率数据, 使用 SNICAR (Snow, Ice and Aerosol Radiative Model) 模型评估了黑碳及粉尘对冰川表面反照率的影响, 计算了可能造成的辐射强迫, 分析了黑碳气溶胶对冰川消融可能造成的影响。

1.4 技术路线

本论文的技术路线如图 1.3 所示。

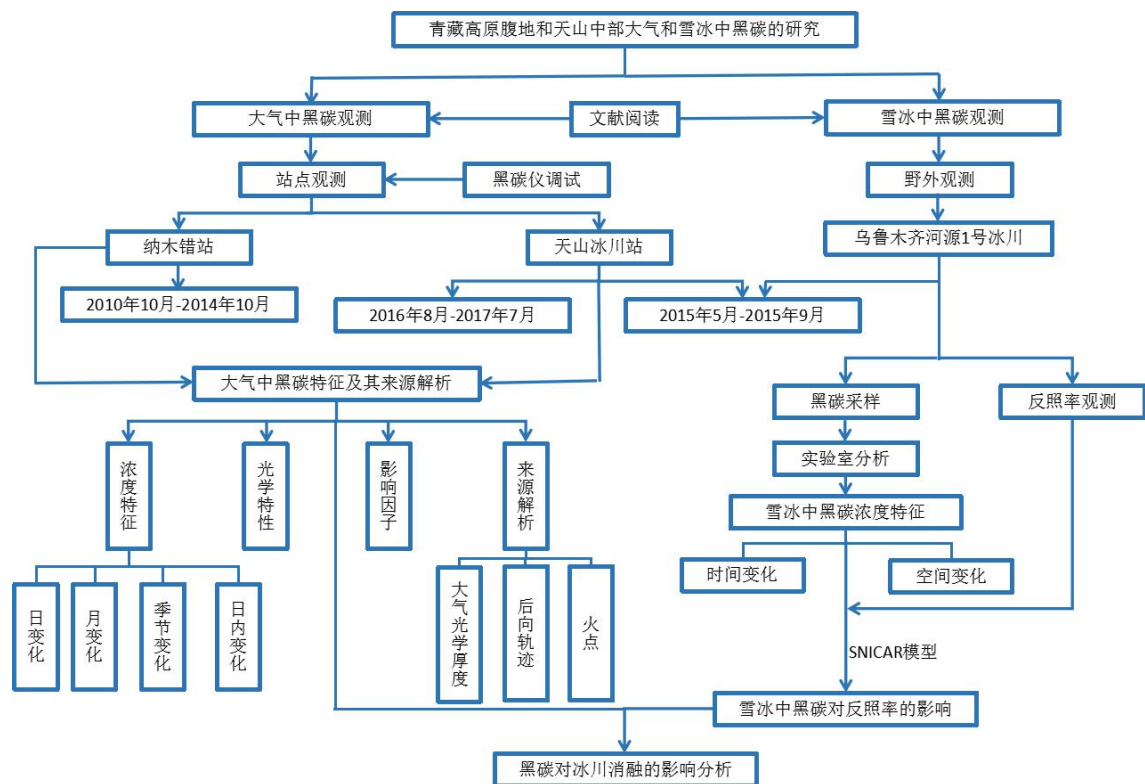


图 1.3 本论文的技术路线图

Fig. 1.3 technology roadmap of this paper

2 研究区概况

2.1 站点选择

本论文选取的观测站点分别位于青藏高原腹地与边缘地区，腹地站点位于纳木错地区，边缘站点位于乌鲁木齐河源区。虽然两个站点都属于冰川区，但是二者的周边环境、气候特点却不尽相同。如图 2.1 所示，乌鲁木齐河源区距离污染严重的乌鲁木齐市较近，交通便利，周边有大量的工矿企业，容易受到沙尘暴、森林火灾和大量人为活动的综合影响，属于污染较为严重的冰川区。而纳木错地区以农牧业为主，人为活动较少，属于清洁地区。乌鲁木齐河源区和纳木错地区形成了鲜明的对比，对于它们的研究可以更好的揭示黑碳气溶胶对于人为活动较强与较弱的冰川区的影响（李忠勤等，2010）。同时纳木错地区的黑碳气溶胶可以很好的反映出全球本底状况，而乌鲁木齐河源区的黑碳气溶胶也可以反映出区域本底状况。

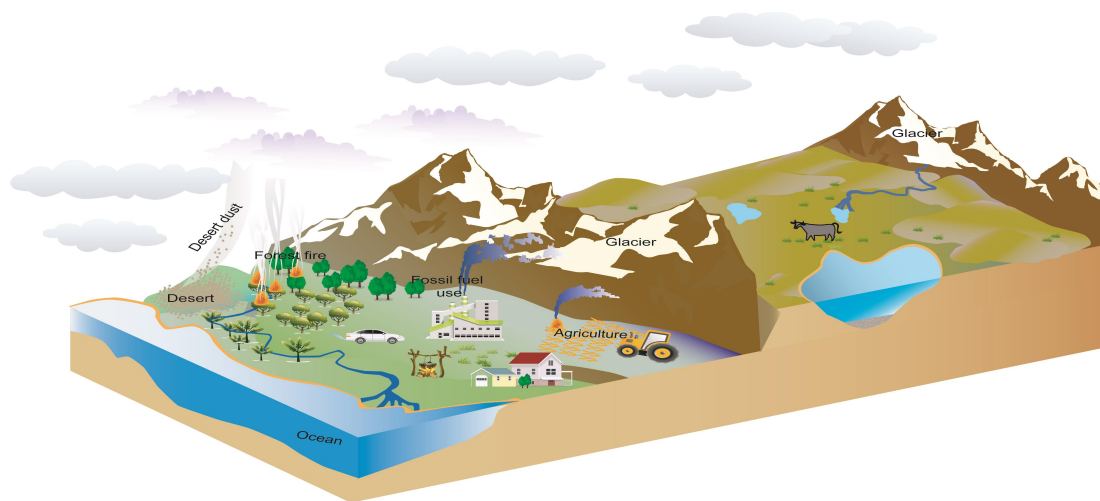


图 2.1 乌鲁木齐河源区和纳木错地区周边环境示意图

Fig. 2.1 Surrounding environment of Nam Co and the head-water of Urumqi river

乌鲁木齐河源区内的乌鲁木齐河源 1 号冰川有长达 50 多年的观测历史，有较全面的观测资料，可以方便的研究雪冰中黑碳对反照率的影响，同时为研究黑碳对雪冰消融的影响提供了良好的平台（李忠勤等，2010；李忠勤，2008）。乌鲁木齐河源 1 号冰川被世界冰川监测机构（WGMS）选作中亚内陆冰川的代表，因此进行乌鲁木齐河源 1 号冰川雪冰中黑碳的研究也可以为其他同类型冰川的研究提供一定的借鉴。此外，在乌鲁木齐河源区开展黑碳气溶胶观测研究，不仅有利于促进乌鲁木齐及其周边地区社会经济的发展，而且对整个西北干旱区的相

关研究也具有一定的指导意义。因此,本论文选择在乌鲁木齐河源 1 号冰川开展雪冰中黑碳的系统采样工作。同时对纳木错地区扎当冰川已经开展的黑碳研究进行了总结,主要用于和乌鲁木齐河源 1 号冰川进行对比分析。

2.2 纳木错地区概况

2.2.1 地理环境及气候概况

青藏高原的平均海拔在 4000 m 以上,分布着大量的高大山脉,地貌独特、气候环境特有,被称为“世界水塔”(Xu et al., 2009)和“第三极”(郑度, 2002)。高原的隆起不但对其周围地区自然环境的变化具有深刻的影响,而且其气候变化会引起全球气候的变化。青藏高原人烟稀少、工农业活动较少,没有大污染源,但其附近存在大量污染较为严重的地区,例如东南亚、南亚和中国的西南部地区等等。来自于这些地区的大气污染物,通过长距离传输到达青藏高原,加快了高原冰川融化的速度,从而可能会导致区域环境和气候产生较大变化(Lu et al., 2012)。

纳木错湖(30°30'-30°56'N, 90°16'-91°03'E)地处青藏高原腹地,湖面海拔 4718 m,湖南北宽大概 30 公里,东西长大概 70 公里,面积达 2000 平方公里以上,流域面积大概 1 万平方公里,是世界上海拔最高的咸水湖,也是中国第二大咸水湖。纳木错地区由于自然环境和气候条件恶劣,距离人类生活和工农业生产区都较远,除了以放牧为生的当地居民外,存在较少人烟,人类活动较弱,几乎没有人为黑碳排放源。纳木错地区存在多种地貌类型,如湖泊、草地、积雪、冰川和高山等。其中念青唐古拉西段山脉发育的冰川融水是纳木错的重要补给水源之一。

纳木错地区属于高原亚寒带季风半干旱气候,夏季被印度季风影响,冬季被西风环流控制,气候寒冷,空气稀薄。根据气象观测资料可知,纳木错流域年平均气温均在 0 °C 以下,月平均最高气温出现在 7 月,月平均最低气温均出现在 2 月。年均气温垂直递减率为 0.7 °C/100 m,且呈现出夏季大于冬季的特征。年内降水量变化呈现单峰型,降水量集中出现在 5-10 月(占全年降水量的 96%),并且月降水量的最高值出现在 8 月。纳木错地区夏季为多雨雪、相对温湿,而冬季则相对寒冷和干燥,季节性气候特征显著(张国帅等, 2013)。

2.2.2 观测站点概况

本研究中对大气中黑碳的观测在纳木错多圈层综合观测研究站（以下简称纳木错站，NCOS）内进行。纳木错站（30.77°N，90.99°E）由中国科学院青藏高原研究所于 2005 年 6 月建立。如图 2.2 所示，该站地处纳木错湖东南岸，背靠念青唐古拉山北麓，距离最近的城市当雄市大概 48 km。该站的建立为纳木错地区黑碳的研究提供了科研平台和大量的观测资料（唐祥祥等，2017）。

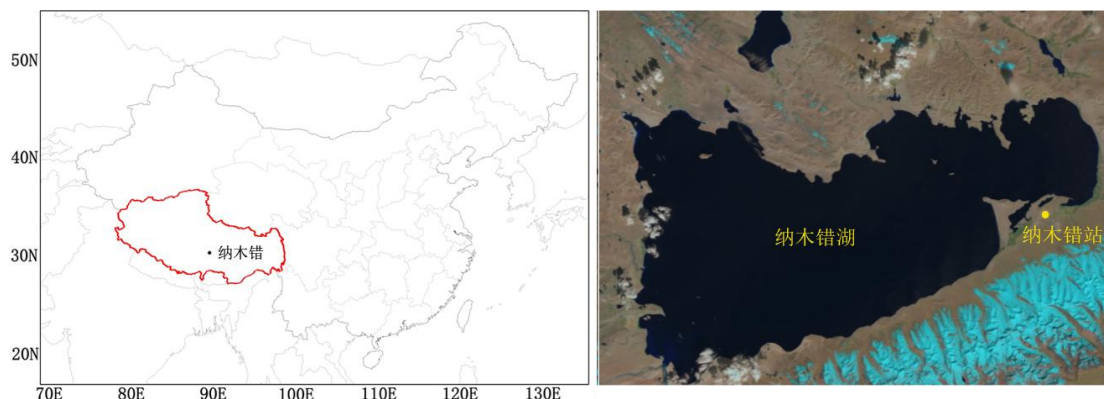


图 2.2 纳木错地区地理位置图

Fig. 2.2 Location of the Nam Co

纳木错站自 2006 年开始对该地区大气中的黑碳进行了观测。通过分析研究结果发现，纳木错地区的大气环境已经受到了一定程度的人为污染。具体表现为 2006 年 7 月至 2009 年 12 月期间，纳木错站的大气黑碳浓度有明显增加的趋势，非季风期黑碳浓度高于季风期。其中，沉降会造成 $24 \mu\text{g kg}^{-1}$ 的黑碳沉积在冰川表层积雪中，从而引起 1.9% 的冰川反照率的变化量。研究结果还显示，来自于南亚的排放源和纳木错大气中黑碳的来源密不可分。对比瓦里关站和祁连山站的观测结果发现，纳木错站的黑碳浓度偏低，与南北两极的观测值相比，整个青藏高原的黑碳浓度都较高。但是这一地区的黑碳浓度值在全球偏远观测点的观测值中处于较低水平。

图 2.3 显示了纳木错站在观测期间（2011-2014 年）的气温、降水、相对湿度和风速。该地区具有季节变化明显的气象条件。6-9 月纳木错地区的平均气温在 $6.2-9.1^{\circ}\text{C}$ 之间变化，其他月份的平均气温在 $-11.8-3.26^{\circ}\text{C}$ 之间变化。降水主要发生在季风期，季风期盛行南风来自南印度洋，相对湿度最高时超过 60%。由于西风的影响，非季风期（11-5 月）降水稀少，纳木错地区大气环境相对干燥。在整个采样周期，风速变化从 1.1 m s^{-1} 到 9.9 m s^{-1} ，日平均风速为 3.3 m s^{-1} 。如图 2.4 所示，在本论文观测期间，季风期盛行 SSW（29.5%）和 S（29.3%）风；而在非季风期，SW（33.6%）和 SSW（27.1%）风盛行。

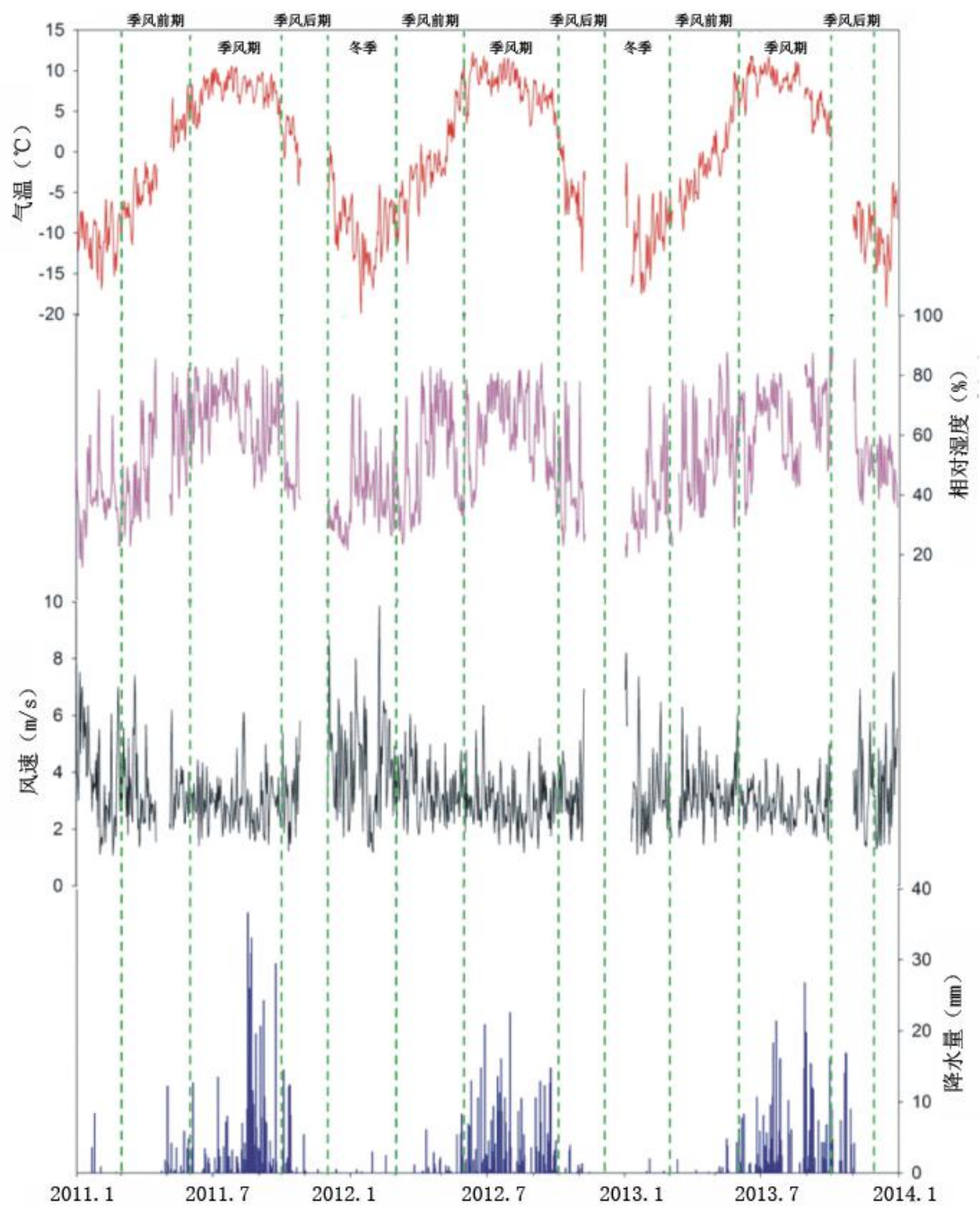


图 2.3 2011-2014 年纳木错站气温、降水、风速、相对湿度

Fig. 2.3 Elementary meteorological observations at the NCOS from 2011 to 2014, including air temperature, Relative Humidity, wind speeds and precipitations

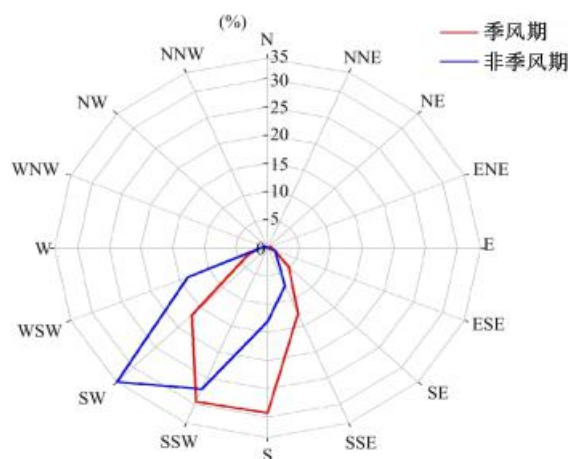


图 2.4 2011-2014 年纳木错站风玫瑰图

Fig. 2.4 Elementary meteorological observations at the NCOS from 2011 to 2014, the distributions of monsoon and non-monsoon wind directions and their individual percentages.

科研人员从 2005 年开始在纳木错地区的扎当冰川进行了冰川、气象、水文等方面的观测研究。扎当冰川 ($30^{\circ}28.57'N$, $90^{\circ}38.71'E$) 地处纳木错湖的西南方向, 念青唐古拉峰的东北坡, 冰川朝向 NNW, 冰舌前段较为平坦, 冰面洁净, 没有表碛物覆盖, 是典型的大陆型冰川。扎当冰川降水的主要来源是南亚夏季风和局地对流云系, 表现出夏、秋季降水量多, 而冬、春季降水量少的特点。2005 年到 2006 年期间, 自动气象站记录的扎当冰川末端 (5400 m) 和垭口 (5780 m) 的平均气温分别是 $-3.4^{\circ}C$ 和 $-6.9^{\circ}C$; 最冷月为 12 月, 最暖月为 7 月。该冰川 2007 和 2008 年的物质平衡值分别为 -534 mm w.e 和 247 mm w.e , 整体消融强烈。尤其是冰川末端的退缩速度较快, 消融区的面积增大、冰川厚度变薄。

虽然关于扎当冰川黑碳的观测研究才刚起步, 但是通过在扎当冰川开展的气溶胶和雪冰化学研究发现, 扎当冰川气溶胶中大部分的元素都低于纳木错站的观测值, 雪冰中主要离子的浓度水平也要远低于纳木错降水中的浓度水平, 这反映出冰川区较为洁净的背景状况。

2.3 乌鲁木齐河源区概况

2.3.1 地理环境及气候概况

天山 ($69^{\circ}-95^{\circ}E$, $40^{\circ}-45^{\circ}N$) 是亚洲中部最大的山脉, 也是世界上山地冰川数量和规模较大的山系之一。它西起图兰平原, 向东穿越哈萨克斯坦和吉尔吉斯斯坦进入中国新疆境内, 全长 2100 km, 南北最大宽度达 300 km, 由 36 条西北-东南走向的山脉组成。其中中国境内的天山通常叫做东天山。而乌兹别克斯坦、

吉尔吉斯斯坦、塔吉克斯坦、哈萨克斯坦境内的天山部分通常叫做西天山（胡汝骥，2004）。东天山横跨新疆维吾尔自治区全境，四周有沙漠包围，东望蒙古沙漠和戈壁高原，南俯塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠，西靠萨雷-伊施科特劳等中亚地区沙漠，北临准噶尔盆地的古尔班通古特沙漠，由中国何吉尔吉斯斯坦边界绵延至新疆哈密市以东的星星峡戈壁，长达1700 km，占天山山系总长度的2/3以上。天山山系有多座6000 m以上的山峰，其最高峰托木尔峰就坐落于新疆的温宿县（胡汝骥，2004）。

东天山又可以进一步划分为东天山西段、东天山中段和东天山东段三段。东天山西段，包括伊犁盆地南北缘的哈尔克他乌山、济嘎郎山、雅布尔山、婆罗科努山等，海拔 3000-5000 m；东天山中段，包括额尔布特山、乌肯山、博格达山等，海拔 4000-4300 m；东天山东段，包括巴尔库山、哈尔里克山等，海拔 3000-4000 m。

天山地处欧亚大陆腹地，水汽来源主要包括西风气流和北冰洋水汽。西风气流携带大西洋水汽由西而东进入，而北冰洋水汽从准噶尔西部的山地缺口进入天山。天山地区的平均流场特征是：春季，有两支西南气流平行进入了天山南北地区。北支在巴尔喀什湖正南方 75°E 处分岔，其中一支由 NW-SE 呈气旋式运行，进入天山伊犁河谷，形成春季气旋型降水天气。夏季，随着西北气流东南下，因为被天山北麓阻挡，改向东行，在乌鲁木齐谷地形成了一支反气旋式的气流，从而导致了高温干旱的气候，影响着天山中部地区。秋季，影响天山北坡的气流分为两支，一支寒冷气团由哈萨克斯坦外伊犁进入伊犁河谷，带来寒潮降雪天气，一支由蒙古国萨彦岭为结点分为 4 支气流，其中两支影响北疆和天山地区。冬季，进入天山西部的西风气流分为南北两支，北支由巴尔喀什湖南部进入新疆，影响天山山区，这支暖湿性气流形成天山北坡冬季大量降雪。南支气流经托什干河谷呈东西方向进入南疆，并沿天山南麓东行，于罗布泊附近分为两支，其中一支冷气流沿天山东行，湿度大、水汽含量多时，容易形成沿天山南麓的降水天气。

天山共发育有现代冰川 18117 条，覆盖面积为 14321 km²，主要分布在托木尔-汗腾格里山汇以及阿克什腊克山汇两大冰川作用中心，形成了伊犁河和塔里木河等河流。受气候变暖的影响，近 50 年天山冰川均处于退缩状态。1961-2012 年整个天山山系冰川总面积减少 2960±1030 km² (18±6%)，物质损失量达 5.4±2.8 Gt/yr (27±15%)（王璞玉等，2011）。

如图 2.5 所示，乌鲁木齐河源区地处东天山中段，范围涉及新疆巴音郭楞蒙

古尔班通古特沙漠、静县、昌吉回族自治州昌吉市、乌鲁木齐县三地。北临古尔班通古特沙漠，南俯塔克拉玛干沙漠，四周有沙漠和戈壁包围。乌鲁木齐河源区内包含了丰富的冰冻圈组分，包括冰川、积雪、冻土、寒区水文等，一方面有利于冰冻圈各组分的实时监测，另一方面可以对各组分的相互作用过程进行综合分析。

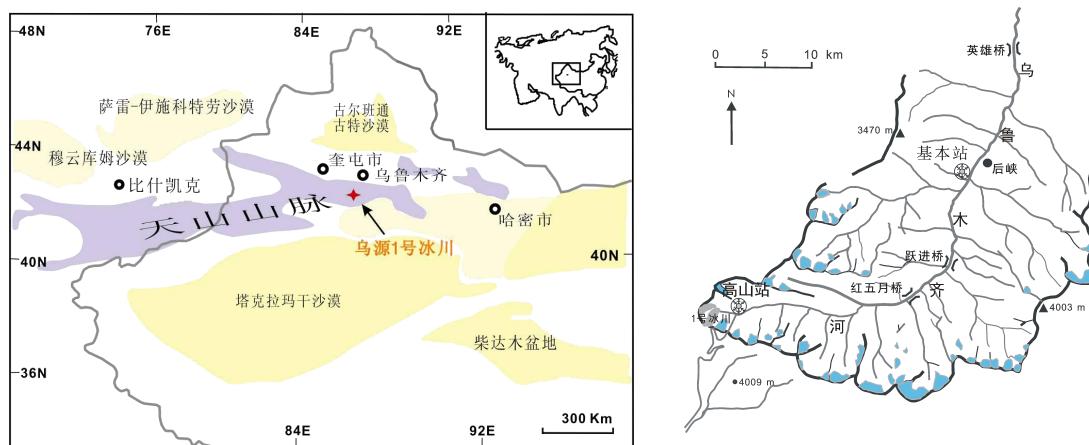


图 2.5 天山地区和乌鲁木齐河源区地理位置图

Fig. 2.5 Location of Tianshan and the head-water of Urumqi river

乌鲁木齐河源区东距太平洋大概 3500 km，西距大西洋大概 6900 km，北距大概北冰洋 3400 km，西至印度洋大概 2500 km。该区有着典型的中国西部和亚洲中部干旱环境下的高寒特征，是典型的大陆性气候。乌鲁木齐河源区气温的年际变化幅度很小；降水的年内分配特别不均匀（李忠勤等，2010）。受到地形因素、海拔高度和下垫面等因素影响，乌鲁木齐河源区气温变化在空间上表现出上游气温低于下游的特点；降水在空间上的变化差异明显，主要表现为上游比下游多，山区比平原多。乌鲁木齐河源区的气候发生了由暖干向暖湿的转型，表现为年平均气温呈升高趋势，特别是冬季，气温和降水也表现出升高趋势。造成中国东部主要降水的太平洋的湿润气流向西北前进时，由于东部阶梯状山岭的阻挡作用，在到达新疆上空时，空气中的水分已消失殆尽，很难产生降水。大西洋的水汽由高空盛行的西风气流携带，经北疆西部的河谷和山口等谷地进入新疆，构成了新疆降水的主要水气来源。降水主要发生在每年的 5 月份到 9 月份，河源区降水量约占年平均降水量（ 645.8 mm a^{-1} ）的 90%。其它月份的降水量很少，大概占全年总降水量的 10%（李忠勤等，2007；尤晓妮等，2006）。除此之外，全年降水频次最高的时期也是 5 月份到 9 月份（杨大庆等，1992）。

2.3.2 观测站点概况

本论文涉及的大气中黑碳气溶胶的观测设在乌鲁木齐河源区内的中国科学

院天山冰川观测试验站（东经 87.12°，北纬 43.21°，海拔高度为 2130 m），以下简称天山冰川站。如图 2.6 所示，观测站点位于东天山中部，距离乌鲁木齐市大概 107 km。此外，天山冰川站距离乌鲁木齐河源 1 号冰川大概 32 km，该冰川有长达 50 多年的观测历史，处于不断退缩状态。距离后峡镇仅 7 km，该镇分布有化工和能源企业。目前乌鲁木齐河源区黑碳的观测研究相对较少，但是通过在乌鲁木齐河源区内开展的气溶胶研究发现，乌鲁木齐河源 1 号冰川气溶胶中大部分的元素都低于天山冰川站的观测值，这反映出冰川区较为洁净的背景状况（岳晓英等，2014）。

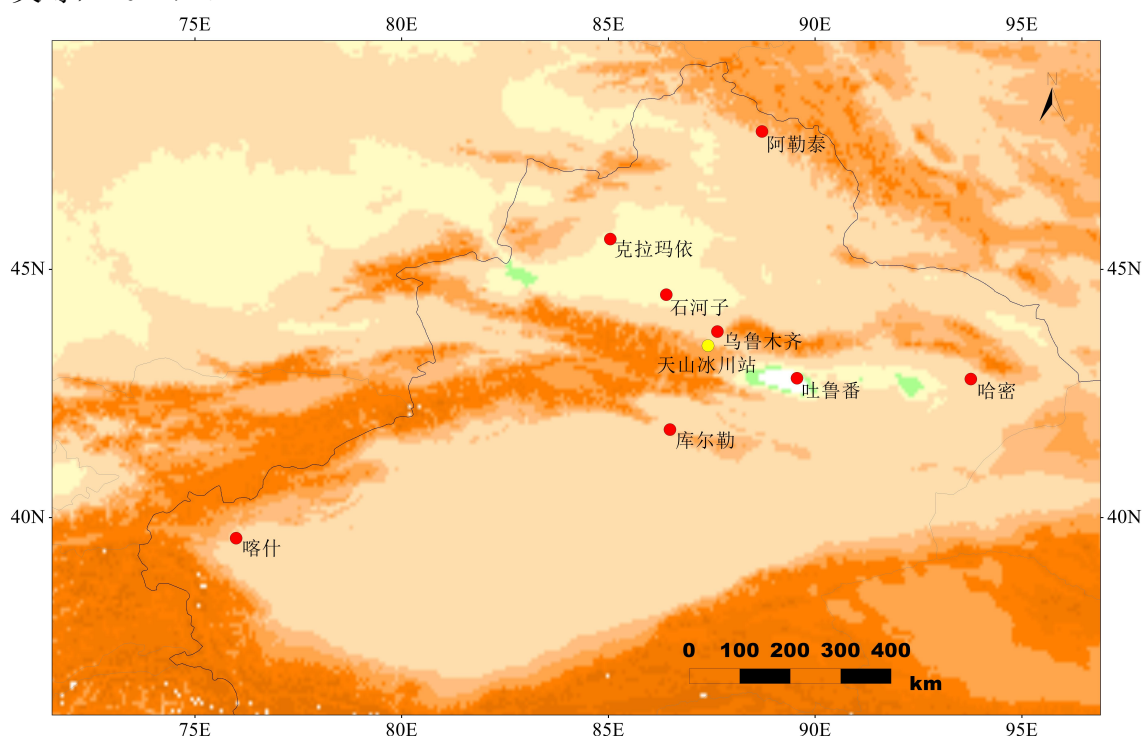


图 2.6 观测站点及周边地区

Fig. 2.6 Measurement site and the sounding areas

图 2.7 显示了 2016 年 8 月-2017 年 7 月自动气象站记录的气温、降水、风速和相对湿度数据。该地区的气象条件具有明显的季节变化特点，其中夏季平均气温最高，高达 13.6℃；冬季平均气温最低，仅有 -9.8℃；春季和秋季的平均气温分别为 2.5℃和 1℃。降水主要发生在夏季，占到了全年的 55%，相对湿度也超过 70%。秋季和冬季降水稀少，仅占到全年的 15%，气候干燥。整个采样周期内的平均风速在春季是 1.6 m/s、夏季是 1.4 m/s、秋季是 1.2 m/s、冬季是 0.8 m/s。

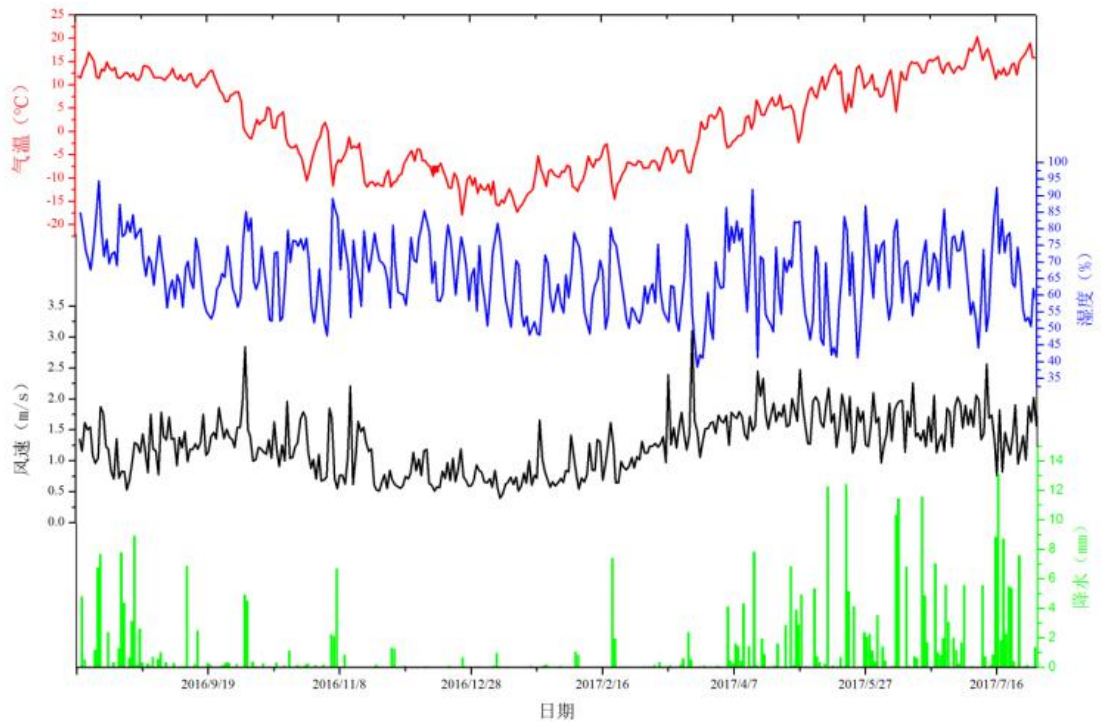


图 2.7 2016 年 8 月-2017 年 7 月天山冰川站气温、降水、风速和相对湿度

Fig. 2.7 Elementary meteorological observations at the Tianshan Glaciological Station from August 2016 to July 2017, including air temperature, relative humidity, wind speeds, and precipitations

乌鲁木齐河源 1 号冰川 ($43^{\circ}06'N$, $86^{\circ}49'E$) 的面积大概是 1.59 km^2 , 其中东支面积为 1.02 km^2 , 西支面积为 0.57 km^2 , 平均厚度为 44.50 m , 储量约为 $8334.1 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。乌鲁木齐河源 1 号冰川属于夏季积累型冰川, 冰川的消融和积累均集中于夏季, 5-9 月是乌鲁木齐河源 1 号冰川的消融期, 全年大约 88% 的降水发生在这一时间段内, 其他月份降水量相对较少, 占到全年总降水量的大约 12%。除了这种季节性变化特点, 随着海拔高度的升高, 乌鲁木齐河源 1 号冰川的降水有明显的增大趋势 (杨大庆等, 1992a; 康兴成等, 1985; 李忠勤, 2008)。20 世纪 50 年代起, 乌鲁木齐河源 1 号冰川的年平均气温和降水都具有明显的上升趋势, 特别是在 20 世纪 90 年代中期, 该冰川处于最为明显的暖湿阶段。气温的持续升高造成乌鲁木齐河源 1 号冰川发生了巨大的变化, 主要表现在乌鲁木齐河源 1 号冰川末端海拔不断升高, 并且加速退缩。1993 年乌鲁木齐河源 1 号冰川分离成了东、西两支, 冰川面积从 1962-2012 年减少了 0.32 km^2 。2009 年乌鲁木齐河源 1 号冰川比 1959 年减薄了 15.2 m , 冰川物质平衡持续亏损, 冰川融水逐年增加, 对水资源的开发利用造成了重大的影响。乌鲁木齐河源 1 号冰川融水径流主要集中在冰川消融期 (5-9 月), 占到了 90% 以上。

3 数据与方法

3.1 大气中黑碳数据

黑碳浓度的测量方法包括光学估算法、基于热光法的热光反射法、热光透射法、两步加热法和单颗粒黑碳光度计方法等 (Xu et al., 2006; Clarke et al., 1985; 张雪莹, 2017)。由于各种测量方法的原理不同, 以及检测的黑碳物理、化学组分不尽相同, 因此检测结果存在一定差异, 甚至有数量级的差别 (Bauer et al., 2013)。

黑碳气溶胶是气溶胶中重要的吸光性杂质之一, 除去沙尘、降雨等特殊天气以外, 黑碳气溶胶对光的吸收可以占到总量的 90-95% 以上。针对黑碳气溶胶对光的吸收特性, 可以使用黑碳仪对大气中的黑碳进行观测, 其测量方法属于光学估算法。本论文使用美国玛基科学公司研发的 AE-31 型黑碳仪对大气中的黑碳浓度进行了观测, 该黑碳仪有 370 nm、470 nm、520 nm、590 nm、660 nm、880 nm 和 950 nm 七个波段, 可以实时监测黑碳的浓度, 实验中操作便捷, 对样品保护性好。黑碳仪包括气体采样系统、光学系统、进膜系统以及数据采集和处理四部分, 可以实现昼夜连续监测。基于黑碳质量浓度和光学吸收衰减系数的线性关系, 黑碳浓度可由方程 (3-1) 和 (3-2) 计算得到:

$$M_{bc} = \frac{A \times ATN(\lambda)}{kQ(t_1 - t_0)} \quad (3-1)$$

$$ATN(\lambda) = 100 \ln(I_0/I_1) \quad (3-2)$$

I_0 和 I_1 分别是 t_0 和 t_1 (单位: s) 时间的光强, 即通过参考点和采样点的光强, t_0 也叫参考光强; ATN 是衰减系数; A (单位: m^2) 是滤膜采样面积; Q 是采样气流流速 (单位: $L \min^{-1}$); k 是吸收效率系数 (单位: $m^2 g^{-1}$)。它的工作原理是: 光源分别经过采样点和空白点, 空白点又叫参考点, 通过光电二极管检测光的透射率, 然后利用吸收效率将产生的吸收衰减系数换算成黑碳质量浓度, 其中吸收效率与波长有关。需要强调的是, 黑碳浓度是大气中所有吸光性颗粒物的浓度, 确切地说, 应该称为当量浓度。本论文选择 880 nm 波段下测得的黑碳浓度为大气中黑碳的真实浓度, 选择该波段的原因是黑碳质量浓度在测量过程中容易受到滤膜和其他气溶胶的影响, 但是这些气溶胶在 880 nm 波段下对黑碳测量的结果影响较小, 可忽略不计, 880 nm 下黑碳的吸收效率系数 k 为 $16.6 m^2 g^{-1}$

(Hansen, 1989)。

黑碳仪数据质量控制主要有观测仪器订正及维护 and 数据分析中的异常数据检查：黑碳仪日常观测中定期进行检查与维护，对可能导致数据误差的情况做到及时发现、及时排除，观测室使用空调进行温度控制，以保持仪器运行在恒温下，设定温度为 25 °C，符合仪器正常运行要求的温度范围，另外每月进行仪器抽气泵的流量订正。

利用范围检查与时变检查的方法对黑碳数据进行质量控制。

(1) 范围检查

根据观测记录对不合理数据进行剔除：仪器出现错误代码时；出现降水和沙尘等对黑碳浓度的观测有较大影响的天气时（沙尘天沙尘细粒子进入采集口会影响观测数据，降水天气对黑碳的湿沉降作用会使黑碳浓度降低）；滤膜上积累的黑碳含量达到阈值后自动更换下一张滤膜，新滤膜由于累积黑碳很少，造成前两个测量数据误差较大；物理上不可能出现的数值。

(2) 时变检查

由于仪器通过光衰减量进行黑碳浓度的计算，测量光强度的器件上的信号波动有可能导致相邻的两个数据差异很大。因此，对于此仪器自身问题造成的非正常值，先用总数据进行 5 点平滑处理，将实测值与平滑后的值的相对偏差超过 15% 的数据剔除。

黑碳仪将实时观测并将数据存在软盘中，仪器每 5 分钟测量并记录一次。本论文所用黑碳数据由纳木错站和天山冰川站提供。考虑到黑碳仪本身的不稳定因素，在线观测时容易出现极端数据，包括变化幅度较大的数据和负值数据。其中纳木错站的观测数据容易出现大量的负值，在不改变黑碳气溶胶浓度变化规律的基础上，本论文采用 ONA 程序对这部分数据进行降噪处理。而天山冰川站的观测数据容易出现变化幅度较大的峰值数据，本论文采用了拉依达准则对这部分数据进行了剔除处理。除去正常维护造成的缺失数据和特殊天气的观测数据外，天山冰川站的黑碳数据大约有 2% 被剔除，而纳木错站的观测数据大约有 5% 被剔除。在计算过程中，黑碳气溶胶的日平均浓度是通过计算每 5 分钟的平均值所得。为了进行对比分析和研究黑碳气溶胶的光学性质，本论文还使用了单颗粒黑碳光度计分析系统 (PAX)，该仪器产自于美国粒子测量技术公司 (DMT)，能够分析雪冰中的黑碳含量，获取单个黑碳颗粒的大小和混合态信息，对于研究黑碳的自身特征、来源及评估其环境效应和气候影响等方面具有重要意义（周晨等，

2013)。该仪器涉及的主要科研领域是冰冻圈科学、大气科学和环境科学等。

3.2 雪冰中黑碳数据

3.2.1 样品采集

与大气直接观测的方法相比，雪冰中黑碳的观测要更加复杂，主要是由于雪冰中黑碳的含量较低，也就增加了样品采集的难度（周学华等，2008）。雪冰中黑碳样品的采集主要包括采集样品的选择、采样前的预处理、采集方法及过程、样品的储存及运输等步骤。

（1）采集样品的选择

本论文连续观测取样工作于 2015 年 6 月 28 日开始，频率为每月 1 次，其中在 8 月份进行了加密观测，取样严格按照相关规范进行。总计在乌鲁木齐河源 1 号冰川表面采集了 96 个雪冰样品，采样点分布如图 3.1 所示。

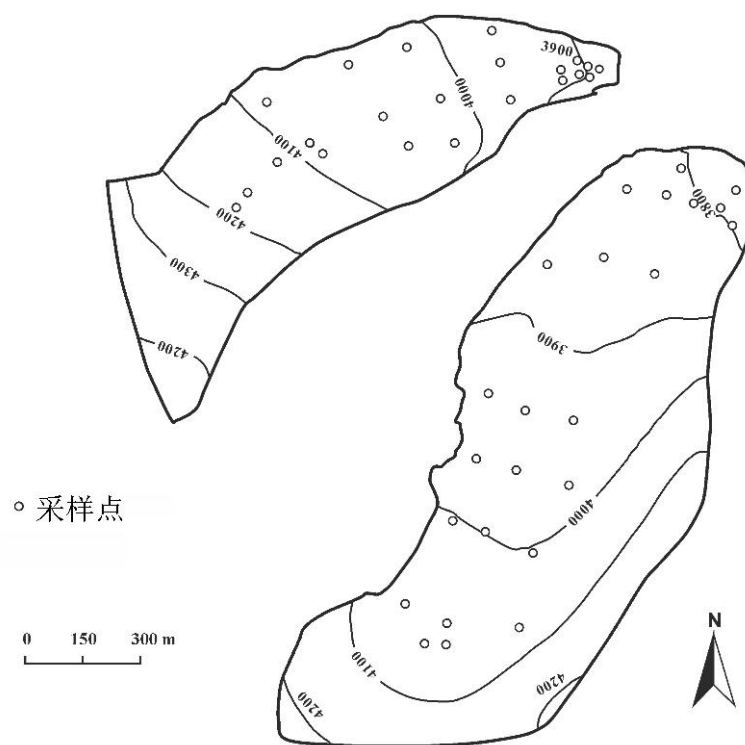


图 3.1 采样点分布图

Fig. 3.1 Location map of sampling sites on Urumqi Glacier No.1

根据采样期间乌鲁木齐河源 1 号冰川的表面特征，本论文将样品分为以下三种，即冰川表面几乎没有积雪覆盖，以裸冰为主；冰川表面被老雪覆盖；冰川表面被新雪覆盖。采样时间主要集中在北京时间 11:00-18:00。

（2）样品的前处理

用去离子水将所有的样品瓶、取样工具、处理设备、工作服以及可能接触到样品的东西清洗干净。清洗过程包括三步：第一步，冲洗三遍；第二步，在去离子水中完全浸泡；第三步，在使用前再清洗三遍。洗完的器具还要用离子色谱检查是否清洗干净。洗干净的器具晾干后，再用干净的塑料袋密封，使用时再取出。实验用水均使用电阻率大于 $18.0 \text{ M}\Omega\cdot\text{cm}$ 的去离子水。

（3）采集方法及过程

根据样品（新雪、老雪和裸冰）的密度和特性，分别采用不同的采样技术和样品制备方法以防止污染。在野外取样和处理样品的过程中，操作时都要穿上特制的工作服，同时戴上面罩和聚乙烯手套，以最大程度地降低污染。采集新雪和老雪时用干净的工具在样方内采集表层雪，并将其置于洁净的 Whirl-pak 采样袋中。裸冰样品要用干净的工具碎冰，均匀混合后再置于洁净的 Whirl-pak 采样袋。

冰川表面雪冰样品的收集在物质平衡花杆点附近（图 3.1），布设 $50 \text{ cm}\times 50 \text{ cm}$ 样方，采集表层 5 cm 雪冰样品，并用 Whirl-pak 采样袋进行封装。采样的同时，本论文还获取了雪冰密度、雪深、雪粒径等参数。其中雪密度采用称重法，雪深用直尺直接测量，雪粒径使用便携式显微镜配合放大镜进行观测，并将这些参数汇总在表格中。

其中密度是雪层最基本、最易测量的物理特性。密度测量采用固定正方形容器取样。取样时，容器插入雪层。根据雪样重量计算单位体积雪密度，单位为 g/cm^3 或 kg/m^3 。影响积雪密度的因素很多，其中最主要的因素是雪层年龄、处于雪层中位置的深度以及是否经过融水作用。高密度的雪一般与变质作用及上覆雪层重量有关。

在雪的演变过程中密度一般随着上覆压力的增大而不断增大。融化作用则使密度急剧增大，统称雪的密实化。不同类型的雪冰密度不同。一般来讲，各种类型的雪冰密度范围如下（单位为 g/cm^3 ），新雪密度： $0.05\text{-}0.2 \text{ g}/\text{cm}^3$ ；老雪： $0.2\text{-}0.6 \text{ g}/\text{cm}^3$ ；裸冰： $0.8\text{-}0.9 \text{ g}/\text{cm}^3$ 。由于乌鲁木齐河源1号冰川观测时间较长，雪冰密度的观测多达几百个。平均来看，该冰川新雪密度范围为： $0.10\text{-}0.18 \text{ g}/\text{cm}^3$ ；老雪： $0.20\text{-}0.55 \text{ g}/\text{cm}^3$ ；裸冰： $0.8\text{-}0.9 \text{ g}/\text{cm}^3$ 。

（4）样品储存与运输

由于冰雪样品在偏远地区采集，黑碳气溶胶的浓度很低，从野外带回到实验室需要一定的时间，这就涉及到在这个过程中如何保存和处理样品。样品的保存

过程要求做到以下几点：1) 尽可能的减少污染；2) 减缓生物作用；3) 减缓各种化学物质的水解及氧化还原作用；4) 减少组分的挥发。运输过程中最好的保存技术是冷藏使温度接近冰点或比冰点更低。本研究中将所有样品都装入洁净的塑料袋内，使样品保持在冷冻的状态下，运输到实验室内，并放入-18℃的低温冷库进行保存。

3.2.2 样品分析

(1) 样品前处理

雪冰样品前处理主要包括融化、超声冰浴和过滤 3 个过程。首先，将样品置于室温下（20℃）融化，为防止细菌滋生繁殖，融化时间控制在 6 小时以内，通过人为振荡来加速融化。其次，样品瓶置于超声水浴中振荡 15 min，避免颗粒物吸附在采样瓶内壁。最后将融化后的样品倒入量筒（量程为 100 mL，精度±1 mL）中，称重后再倒入过滤器，用超纯水清洗量筒，避免颗粒物吸附在量筒内壁，此时不计超纯水体积。石英滤膜过滤孔径为 1 μm，滤膜直径为 25 mm。石英滤膜首先置于 600℃的电烘箱中烘烤 24 小时，确保石英滤膜不存在碳质成分，然后称重密封在塑料盒中，需要记录每一个标号石英膜原始重量。过滤装置是玻璃器皿，样品通过过滤器，颗粒物沉积在石英滤膜中央，滤膜有效直径为 12 mm，沉积面积约为 1.13 cm²，同时用手动真空泵来加速过滤，待样品即将过滤完时，用超纯水清洗过滤器 2-3 次，避免颗粒物吸附在过滤器内壁。之后，除去手动气泵，加入体积约为 15 mL、浓度为 2%-4%的稀盐酸至过滤器中，常温常压下保证酸化过程持续 15 min 以上，以除去滤膜上的碳酸盐物质，避免其对黑碳测量造成干扰。按照以上操作流程，玻璃器皿上吸附的颗粒物浓度低于 5%，滤膜过滤效率也可达 97%（Cachier and Pertuisot, 1995）。过滤完毕后，将滤膜重新放回塑料盒中，置于 100 级超净实验台晾干。

(2) 黑碳分析

本论文采用基于热光学原理的 DRI 2001A 型有机碳/元素碳分析仪在实验室内对黑碳进行测量分析，其中测得的 EC 含量即为雪冰中黑碳的含量。

DRI 2001A 型有机碳/元素碳分析仪基于 IMPROVE（Interagency Monitoring

of Protected Visual Environment) 分析协议, 采用热光反射法 (TOR, Thermal / Optical Reflectance) 来检测和获得雪冰样品中的有机碳和元素碳含量。其中氧化环境下的温度分别是 550 °C (BC1)、700 °C (BC2) 和 800 °C (BC3)。非氧化的环境下的温度分别是 120 °C (OC1)、250 °C (OC2)、450 °C (OC3) 和 550 °C (OC4), 有机碳浓度为 OC1、OC2、OC3、OC4 与 OPC 之和。具体测试方法如下: 首先将滤膜放置在无氧的纯氦气环境下进行升温加热来检测有机碳含量, 避免不稳定有机碳在原来的逐级加热中向裂解碳转化至 BC1 中, 使得有机碳含量偏低, BC1 含量偏高; 有氧环境下逐步加热, 按照升温程序将滤纸 (面积为 0.526 cm²) 上的颗粒态碳氧化为二氧化碳释放出来; 二氧化碳经过氧化炉催化后, 还原为甲烷; 接着利用火焰离子化检测器 (FID) 生成了甲烷的含量, 以此来检测碳释放量。一般在无氧加热时, 部分有机碳会发生碳化反应并产生裂解碳 (OPC), 导致滤膜发黑。由于热谱图上难以区分元素碳峰和有机碳峰, 在测量时选取了 633 nm 激光探测滤纸的反光光强变化来判断元素碳氧化的起点, 从而将 OPC 从黑碳中分离出来, 具体步骤见图 3.2。黑碳的浓度为 BC1、BC2 和 BC3 的和再减去 OPC, 检测的极限为 0.2 μg cm⁻²。

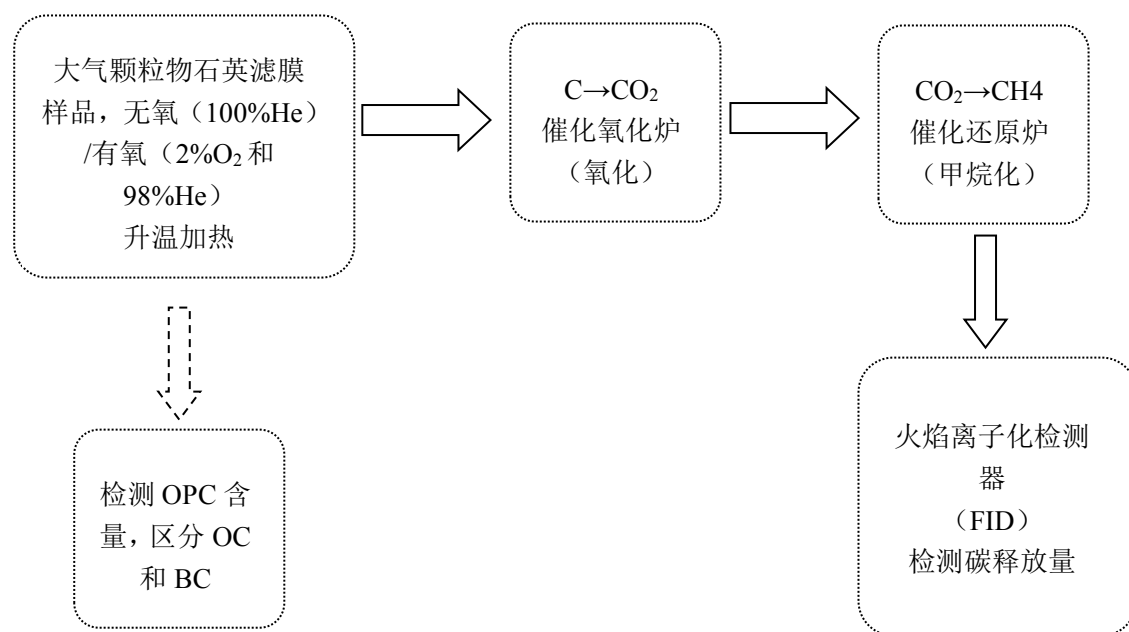


图 3.2 石英滤膜采样的大气颗粒物中有机碳和黑碳含量分析测试程序

Fig. 3.2 Determination of organic carbon and black carbon content in atmospheric particulates
sampled by quartz filter membrane

同时采用图3.3的方法对黑碳样品进行计算。

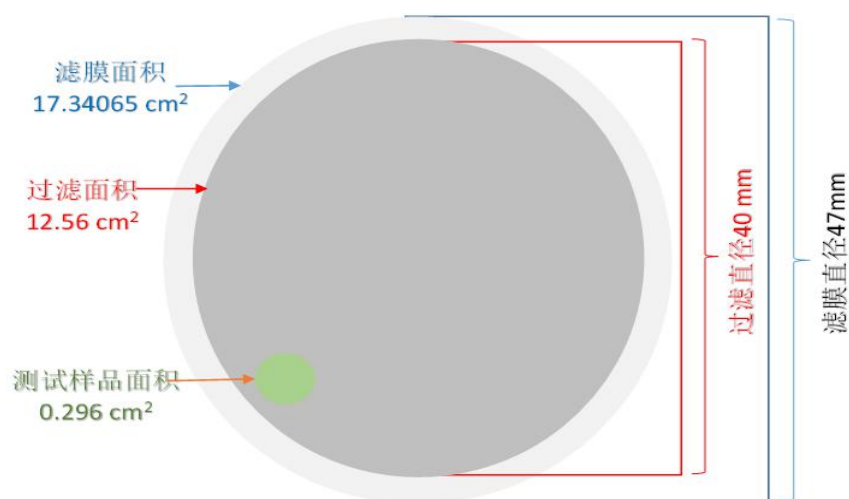


图 3.3 黑碳样品的计算：样品的黑碳=测试黑碳含量/（过滤体积/过滤面积）

Fig. 3.3 The calculation of black carbon sample: black carbon of the sample = Test black carbon content / (filter volume / filter area)

（3）粉尘分析

雪冰样品中粉尘的含量使用称重法得出，在实验室中通常使用万分之一克感量天平（良平，FA2004，200 g / 0.1 mg）。先将滤膜放进温度为60 °C的烘箱中进行24小时的烘干，同时分别对过滤前后的滤膜进行称重，从而计算粉尘含量。

3.3 来源分析

为了探讨乌鲁木齐河源区气溶胶的可能传输路径，本论文采用NOAA提供的HYSPLIT-4模式计算了纳木错地区和乌鲁木齐河源区采样期间的气团轨迹。该模式可以运用于黑碳的扩散和传输等方面。气团轨迹具体包括气团运移路径和气团的高度变化，气团轨迹的误差大概是20%。

本研究计算时采用的气象数据来自于GDAS（Global Data Assimilation System）提供的空间分辨率为1°×1°的格点数据。具体选取地面高度为500米，每天各隔6小时计算一次，并反推120小时，计算出所有的后向轨迹后进行了聚类分析。

3.4 大气光学厚度(AOD)

气溶胶光学厚度（Aerosol Optical Depth，简称AOD）是指介质的消光系数在垂直方向上的积分，通常用来描述气溶胶对光的削减作用，也可以反映大气浑浊度，即大气层中气溶胶含量的多少或空气污染程度。一般来说，AOD值越高，大气的能见度越低。近年来，AOD的观测主要有地基遥感和卫星遥感，地基遥

感又包括多波段光度计遥感、全波段太阳直接辐射遥感和激光雷达遥感等。

本论文使用AOD的值与黑碳浓度进行了相关分析，以此来判断远距离传输对于黑碳浓度的影响。

3.5 反照率数据

本论文使用美国 ASD 公司的手持便携式光谱分析仪(FieldSpec2 Handheld)，对雪冰反照率进行了野外观测。其主要技术指标为：该仪器主要用于可见-近红外波段的光谱辐射测量，光谱分析波长范围是 300-1075 nm，光谱的采样间隔是 1.6 nm，灵敏度的线性为 $\pm 1\%$ 。样方的布设和反照率测量如图 3.4 所示。

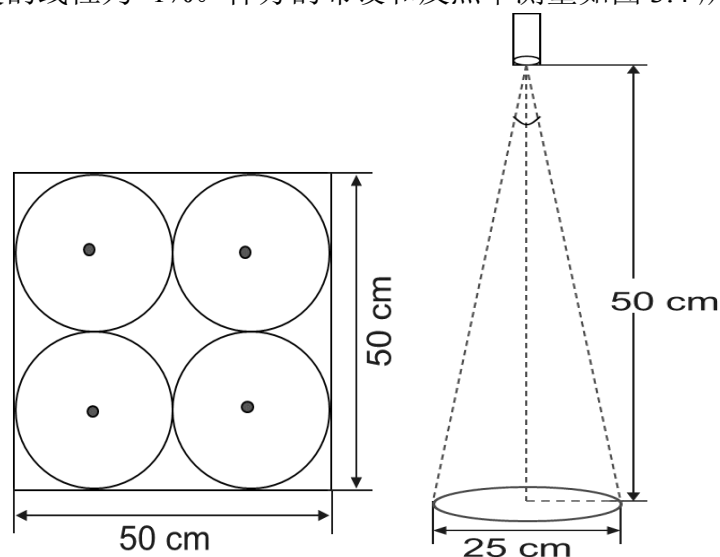


图 3.4 样方的布设和反照率测量示意图

Fig. 3.4 A schematic diagram of the layout and albedo measurement of the sample

考虑到北京时间 10:00-14:00 有着相对较好的照明条件，同时测量的误差相对较小，因此，本实验采集的光谱数据均在该时段进行。本实验在野外测量时，进行多次光谱平均以降低信噪比（信噪比是与光谱平均次数的平方根成正比）。基于照明条件、气温和大气状况的变化情况，在采集数据时保持了每分钟进行一次白板参比，确保采集参比与测量数据时所处环境条件尽量一致。

首先将 ASD 光谱仪采集到的数据利用 ViewSpec 软件处理，输出光谱曲线数据，然后对光谱数据进行计算。

由于本实验利用 ASD 光谱仪只采集了雪冰表面上行辐射光谱曲线，没有下行辐射数据，所以无法直接计算反照率，但是可以利用由美国材料与试验协会提供的标准太阳入射辐射光谱进行计算。因为太阳辐射 90% 的能量集中在可见光与近红外波段，并且黑碳、粉尘等光吸收物质对太阳辐射影响最大的也是可见光

与近红外波段，因此，本论文计算反照率的波段范围选取的是 300-1075 nm。

3.6 SNICAR 模型

冰雪的反照率取决于冰雪面的反射属性以及大气或天空的状况。如积雪粒径、密度、含水量、杂质和污化程度等，除此之外，云对冰雪反照率也会产生影响。

冰雪面反照率模型包括：（1）以反照率数据为序列，利用统计方法拟合反照率序列或回归算式或给出实际冰雪面反照率关于雪深、雪及水的密度、理想冰和雪及水面反照率的经验公式。（2）基于冰雪的光学性质、米氏散射理论等求解辐射传输的微分方程。辐射传输中的二流近似模式应用较多。

Warren 认为，黑碳气溶胶等吸光性杂质可以明显降低可见光波段的雪面反照率，但是对近红外波段反照率却没有影响。同时吸光性杂质在雪中的位置也很重要，当吸光性杂质被包含在冰晶体内时，对积雪反照率的较低效果要比杂质只是简单和冰晶粒混合时要强。炭黑、大陆粉尘和火山灰等都是对积雪反照率有较大影响的杂质。

为了研究雪冰中黑碳对雪冰反照率的影响，本论文引入“雪/冰-气溶胶-辐射”模型，即 SNICAR (Snow, Ice, and Aerosol, and Aerosol Radiative Model Radiative Model) 模型，估算沉降在冰川表面的黑碳产生的辐射强迫。SNICAR 模型集成了雪、冰和气溶胶辐射等模块 (Flanner et al., 2007b; Flanner et al., 2009)，采用了双向流辐射传输解决方案来模拟雪冰的半球反照率。SNICAR 模型的原理如下：即把雪颗粒抽象成为球体，忽略颗粒之间的散射，用米氏散射来计算杂质和雪冰颗粒对太阳辐射的吸收作用，模拟出雪冰的光谱曲线。

SNICAR 模式最早被用来模拟北半球积雪表面沉降的黑碳所造成的辐射强迫，后来被广泛应用于青藏高原地区和格陵兰冰盖冰芯记录中，并引起较为广泛的关注。利用 SNICAR 模型定量分析黑碳对雪冰表面反照率的降低及其造成的辐射强迫，可以明确不同吸光性杂质对冰川表面不同区域（如新雪区、老雪区、裸冰区）引起的辐射强迫的差异与机理。同时 SNICAR 模型综合考虑了黑碳含量变化、融水对积雪中气溶胶的清洗作用、雪龄等因素，可以对以上因素产生的辐射强迫的不确定性进行评估，还可以对黑碳、粉尘等吸光性杂质对反照率变化的贡献率进行计算。通过实测数据与模拟数据对比，SNICAR 模型可以模拟出黑碳对雪冰反照率的影响。此外，SNICAR 模型与 GCM 模式耦合时能够模拟大尺度情景下积雪中的黑碳对雪冰反照率的影响。

SNICAR模型的输入参数如下：

(1) 入射辐射：指的是入射到积雪顶部的辐射通量，包括直射辐射和散射辐射。

(2) 太阳天顶角：当入射辐射是直接辐射时，根据当地的地理位置可以计算出太阳高度角（相对于天顶方向）。

(3) 入射辐射光谱分布：模型中提供了四种不同的大气状态，分别是中纬度冬季晴天、中纬度冬季阴天、格陵兰地区晴天和格陵兰地区阴天。

(4) 雪颗粒的有效半径：指的是雪冰颗粒构成的积雪表面的面积加权平均后的半径。

(5) 积雪厚度和密度：积雪厚度和密度决定着单位面积上积雪的质量（单位为 kg / m^2 ）。

(6) 下垫面反照率：模型中下垫面反照率代表可见光和近红外波段内的反照率。

(7) 黑碳类型：模型中定义了两种类型的黑碳，即非亲水性黑碳和亲水性的黑碳。模型用米氏散射来计算杂质和雪冰颗粒对太阳辐射的吸收作用，模拟出雪冰的光谱曲线。

(8) 粉尘类型：模型中定义了四种尺寸的粉尘颗粒，0.1-1.0 μm 、1.0-2.5 μm 、2.5-5.0 μm 和 5.0-10.0 μm ，这是根据粉尘颗粒粒度对数的正态分布进行的分区。其中核心参数为黑碳和粉尘的含量，雪的粒径大小及入射太阳辐射通量特征。

4 纳木错地区大气中黑碳特征及其来源解析

4.1 黑碳浓度特征

4.1.1 黑碳日变化

纳木错站 2010 年 10 月到 2014 年 10 月期间黑碳的日平均浓度变化情况, 如图 4.1 所示。日平均黑碳浓度在 $3\text{--}417\text{ ng/m}^3$ 之间变化, 均值为 $74\pm 50\text{ ng/m}^3$ 。其中, 最高日均黑碳浓度发生在 2014 年 5 月 23 日, 浓度为 417 ng/m^3 。最低值出现在 2011 年 7 月 19 日, 浓度为 3 ng/m^3 。黑碳浓度最高值的出现主要归因于生物质的燃烧和相对干燥的天气, 最低黑碳浓度值主要与季风期频繁的降水有关, 降水在大气中起到了湿清除的作用 (Zhao et al., 2013; Ming et al., 2010)。日均黑碳浓度总计有 107 个峰值 (日均黑碳浓度 $+1\sigma$) 高于 125 ng/m^3 。其中 58% 的峰值发生在 2014 年 5 月和 6 月; 27% 的峰值发生在 2011 年 4 月、2012 年 2 月和 2013 年 5 月, 均属于非季风期 (11 月-5 月)。

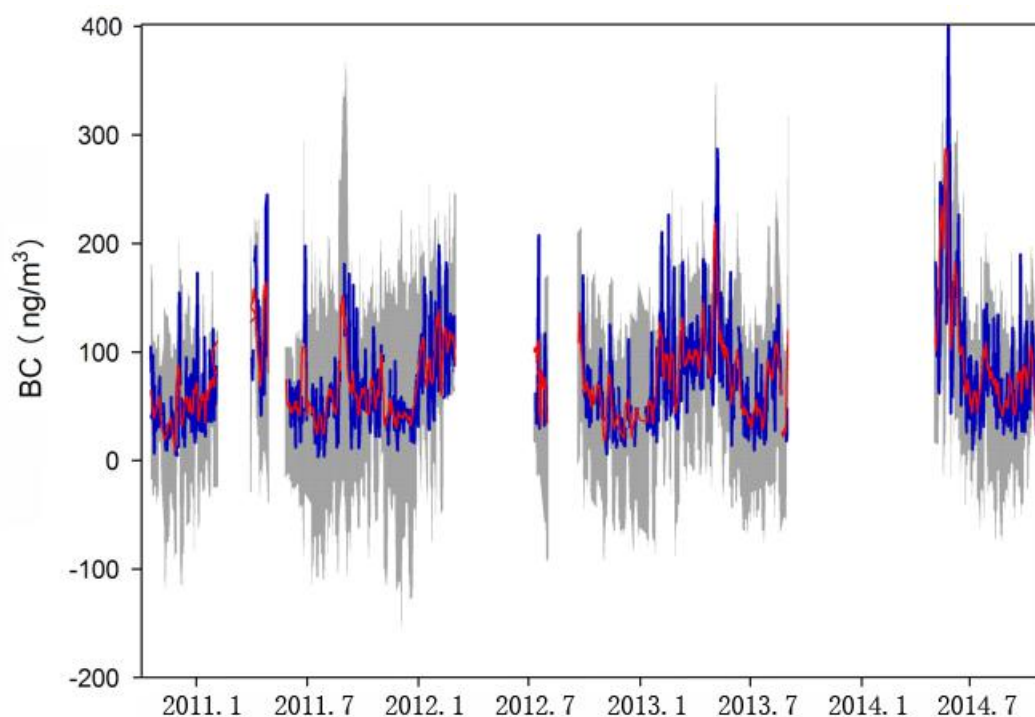


图 4.1 纳木错站黑碳日变化特征 (蓝线代表黑碳日均浓度值, 灰色区域代表黑碳日均浓度值的标准偏差, 红线代表黑碳日均浓度的 7 天滑动平均值)

Fig. 4.1 Variation of daily BC concentrations during the study period. The blue lines indicate daily BC concentrations, gray areas indicate the $\pm 1\sigma$ standard deviations, the red lines indicate the 7-day moving averages, and the black lines indicate the period trends

大气黑碳背景浓度指没有人类活动排放源时大气中的黑碳浓度。通过黑碳浓度日变化的七天滑动平均计算可知，纳木错站黑碳浓度在 14-286 ng/m³ 之间变化，接近于瓦里关站（130-300 ng/m³）和祁连山站（50-120 ng/m³）的观测结果（汤洁等，1999; Zhao et al., 2012）。如表 4.1 所示，纳木错站黑碳浓度接近部分全球本底监测站点的黑碳浓度，不仅反映出青藏高原腹地大气的背景状况，甚至可以作为全球背景浓度。

表 4.1 部分全球本底监测站的黑碳浓度

Tab. 4.1 BC concentration in some global background monitoring stations

站点	观测时间	仪器	黑碳 (ng/m ³)	参考文献
美国，南极极点站	1986-1987	AE-31	0.05-5	Hansen et al (1988)
美国，Barrow	1986	AE-31	100-500	Hansen et al (1989)
加拿大，北极 Alert	1989-1990	AE-31	0-300	Hopper et al (1994)
爱尔兰，Mace Head	1992	AE-31	7-21	Jennings et al (1996)
青海瓦里关	1994-1995	AE-31	50-600	汤洁等 (1999)
青海瓦里关	1996-2000	AE-31	56-660	秦世广 (2001)

4.1.2 黑碳月变化和季节变化

图 4.2 显示了 2010 年 10 月到 2014 年 10 月期间纳木错站的月平均黑碳浓度。月平均黑碳浓度在 43-173 ng/m³ 之间，最高月平均黑碳浓度出现在 2014 年 5 月，最低月平均黑碳浓度出现在 2010 年 11 月。最高月平均黑碳浓度的出现可能是由污染事件造成的，例如在 2014 年 5 月 20 日到 25 日期间日平均黑碳浓度均高于 200 ng/m³。

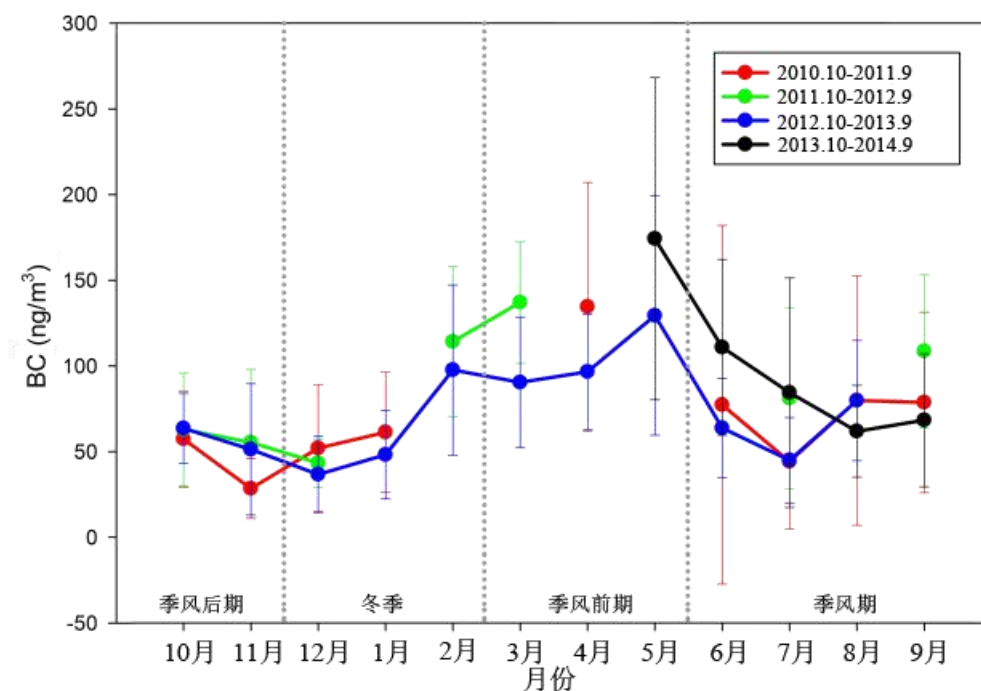


图 4.2 纳木错站黑碳浓度月变化特征

Fig. 4.2 Monthly variations of BC (with $\pm \sigma$) at NCOS during the study period

纳木错站黑碳浓度具有明显的季节变化特点，在季风前期的黑碳浓度是 127 ng/m^3 ，季风期的黑碳浓度是 77 ng/m^3 ，季风后期的黑碳浓度是 56 ng/m^3 ，冬季的黑碳浓度是 75 ng/m^3 。其中，最高的黑碳浓度发生在季风前期（3-5 月），主要归因于气象状况（比如较低的风速和较少的降水），气象状况对于黑碳浓度的影响，本论文将在 4.3 节进行详细论述。尽管在季风期有大量生物质燃烧，旅游活动频繁，但由于有大量的降水，所以出现了较低的浓度。

纳木错站黑碳浓度的季节变化与拉萨和其他南亚城市和乡村站点截然不同。这些城市及乡村站点黑碳浓度表现出冬季浓度较高、季风期浓度较低的变化规律。可能原因是城市及乡村地区冬季大量的燃料燃烧，包括烹饪、供热等，导致冬季黑碳浓度较高。纳木错站黑碳浓度的季节变化与 NCOP 站和瓦里关站的黑碳浓度季节变化情况较为接近，即季风前期较高，其他季节相对较低。

4.1.3 黑碳日内变化

研究黑碳浓度的日内变化可以更好的解释微气象过程和当地居民活动对黑碳浓度的影响。图 4.3 显示了月尺度和季节尺度上黑碳浓度的日内变化。两个尺度上黑碳浓度的峰值都出现在北京时间 10:00-15:00，与当地的居民活动（烹饪等）和旅游（交通以及其他燃料燃烧）息息相关。夜间（北京时间 20:00-8:00）

黑碳浓度的含量低于日间（北京时间 8:00-20:00）黑碳浓度的含量，是短距离传输影响的结果，或者说当地的污染以近源人为排放为主。北京时间 8:00-10:00 黑碳浓度开始增加，然后在北京时间 11:00-13:00 出现黑碳浓度的最高值，随后慢慢降低，在北京时间 20:00-22:00 黑碳浓度降低到较低值，并保持到第二天上午。季风前期，黑碳浓度的日间值和夜间值均高于其他各季，而且比其他季节提前 1 小时开始增加。可能与日出较早，当地居民活动的提前有关，也包含边界层高度的影响。日内变化与然乌地区接近，即随着日出开始增加，下午开始降低，夜间保持较低的水平，直到第二天日出（Wang et al., 2010）。

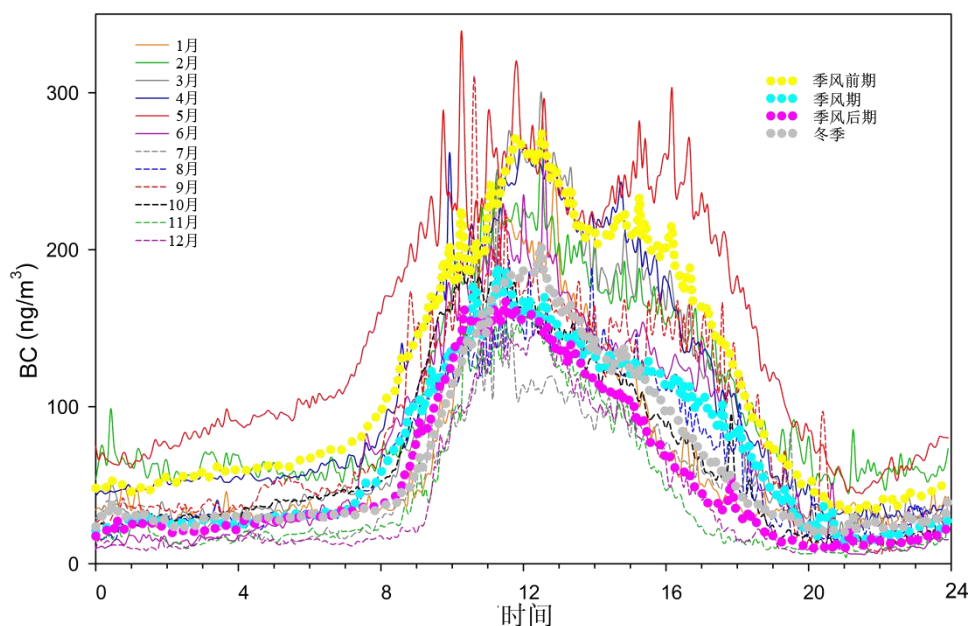


图 4.3 纳木错站黑碳浓度日内变化特征

Fig. 4.3 Diurnal variations of BC concentrations during the study period at NCOS

4.2 黑碳的光学特征

研究黑碳的吸收特性和它对气候变化带来的影响是十分复杂的。不同的排放源性质和形成的机制都可能会引起气溶胶中成分的不同，同时气溶胶粒子的混合态不同，它的吸收性也不同（章秋英等，2009；张玉兰等，2017；张雪莹等，2017）。气溶胶分布和成分的变化性，使得研究气溶胶吸收特性所造成的辐射强迫对于气候的影响，仍然是一个难题，原因有以下几个方面：（1）很难确定气溶胶的分布特征，难以正确估算气溶胶的吸收性导致的大气辐射强迫；（2）由于含碳颗粒物的形状多不规则，难以用理论计算它的光学特性；（3）很难确定气溶胶在大气中发生反应后生成的二次气溶胶的性质；（4）很少有棕色碳吸收作用的研究。

究,至今不明确它的吸收性质。表征气溶胶吸收特性的一个重要指标是气溶胶吸收系数 (Aerosol Absorption Coefficient), 它可以用观测仪器 (如 PSAP, PASS 等) 进行直接观测, 也可以通过黑碳浓度反演获得。由于黑碳气溶胶贡献了大气气溶胶中 95% 的吸收性, 本文中使用黑碳浓度计算的间接方法来计算气溶胶的吸收系数, 见公式 (4-1)。

$$\sigma_{abs}(\lambda) = \frac{BC \times 14625 \times 10^{-3}}{\lambda \times C \times R} \text{ in Mm}^{-1} \quad (4-1)$$

其中 BC 为黑碳浓度, λ 设定为 880 nm; C 和 R 分别代表校正因子, 分别为 2.14 和 1 (Coen et al., 2009; Weingartner et al., 2003)。

通过计算可知, 冬季黑碳气溶胶的吸收系数为 0.58 Mm^{-1} , 季风前期黑碳气溶胶的吸收系数为 0.99 Mm^{-1} , 季风期黑碳气溶胶的吸收系数为 0.59 Mm^{-1} , 季风后期黑碳气溶胶的吸收系数为 0.43 Mm^{-1} , 其中季风前期吸收系数较高的原因可能是季风前期大气中粉尘浓度较高, 以及生物质的燃烧。

4.3 大气中黑碳的影响因子

(1) 风速和风向

风会导致黑碳浓度发生变化。风速较高时, 一方面会卷起地面扬尘, 使扬尘进入空气中, 导致空气中的颗粒增加; 另一方面又能很快地稀释空气, 从而降低了颗粒物的浓度。除此之外, 不同风向导致的输送条件的不同也会导致黑碳浓度发生变化。主导风向带来的是污染气团还是清洁气团, 会直接影响黑碳浓度的含量。如果带来的是污染气团, 则黑碳浓度的含量会上升; 反之, 如果带来的是清洁气团, 则黑碳浓度的含量会下降。

本论文讨论了纳木错站黑碳浓度与风速、风向之间的关系 (图 4.4)。当 WSW 与 W 风向出现时, 纳木错站黑碳浓度含量较高; 当 SSW 与 SW 风向出现时, 纳木错站黑碳浓度含量较低。较高的黑碳浓度主要出现在西风盛行时, 黑碳浓度甚至高达 210 ng/m^3 。这表明西风环流可能会造成黑碳浓度的异常偏高。值得一提的是, 当其他风向的风速超过 6 m/s 时, 黑碳浓度总体小于 60 ng/m^3 , 这表明较高的风速便于黑碳气溶胶在大气中扩散。纳木错站风速和黑碳浓度的变化规律反映了当地黑碳浓度在很大程度上是由近源排放造成, 而不是长距离传输带来的混合气团。

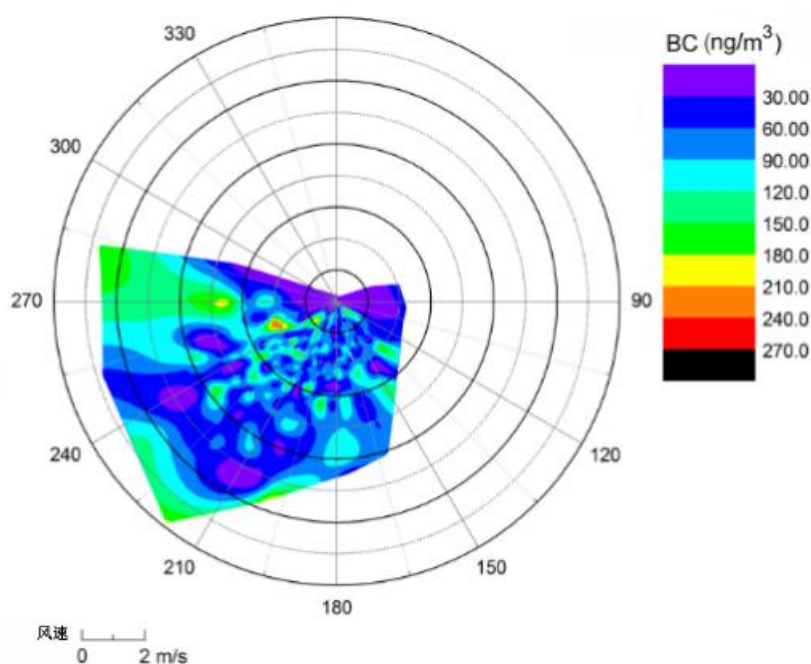


图 4.4 纳木错站黑碳浓度与风速、风向关系图

Fig. 4.4 the relationship map of average BC and winds during the study period

(2) 降水

降水是纳木错地区影响黑碳浓度的主要因素之一，较低浓度出现在季风期（6-10 月），与大量的降水有关（Ming et al., 2010; Zhao et al., 2012）。与季风期相比，季风前期有着较高的黑碳浓度和较少的降水。图 4.5 显示了纳木错站黑碳浓度与降水的关系。

当有降水发生且强度较大时，降水的湿清除作用可使黑碳浓度明显降低。纳木错站的降水主要发生在季风期，相对湿度较高、云量较多，黑碳本身不具有亲水性，但与其他吸湿性粒子相互作用，仍可充当云结核参与云和降水过程。

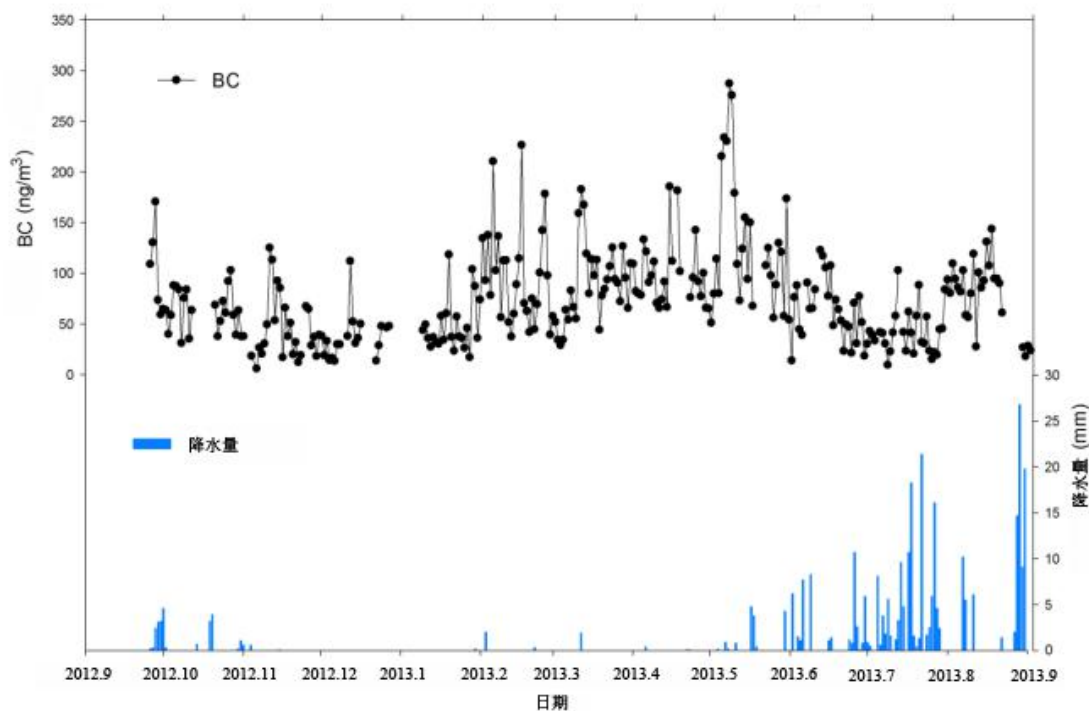


图 4.5 纳木错站黑碳浓度与降水的关系

Fig. 4.5 BC concentrations and precipitations during Sep 2012 to Sep 2013

(3) 边界层高度

纳木错站黑碳浓度的月变化和边界层高度息息相关。图 4.6 显示了纳木错站所在地区 (30°N–31°N, 90°E–91°E) 边界层高度的变化情况, 最高值出现在 2013 年 4 月, 最低值出现在 2013 年 11 月, 表现出明显的月变化特点。通常边界层高度的改变与太阳辐射强度有关, 因此在 2013 年 11 月出现最低值可能和这一时期太阳辐射时间有限相关。在 2010 年 10 月到 2014 年 10 月期间, 黑碳浓度与边界层高度呈现出正相关关系 ($R^2=0.33$)。但是在有些时间, 如 2012 年末至 2013 年初呈现出负相关关系。在 2014 年黑碳浓度与边界层高度呈现出最大的正相关 ($R^2=0.88$, $\alpha=0.01$)。在城市地区, 黑碳浓度与边界层高度通常呈现出明显的负相关, 城市地区边界层高度低, 造成了黑碳的大量富集 (Ginot et al., 2014)。

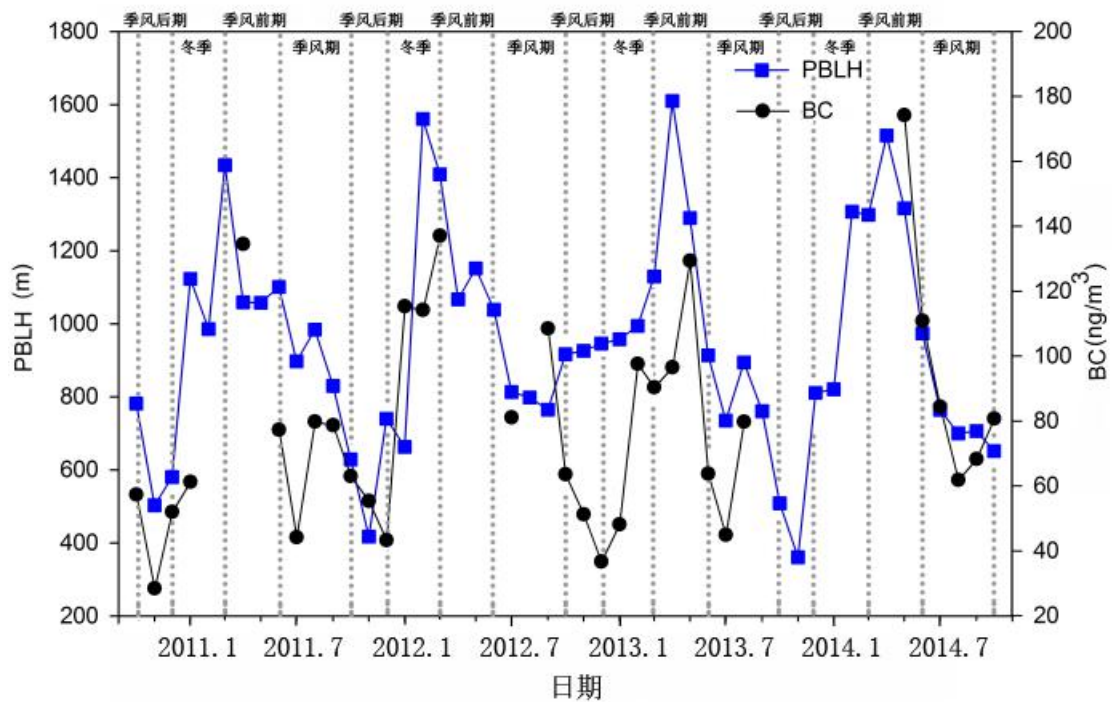


图 4.6 纳木错站黑碳浓度与边界层高度的关系

Fig. 4.6 The co-variation of monthly PBLHs and BC concentrations during the study period at the NCOS

4.4 来源解析

如图 4.7 所示，通过远距离传输到达纳木错站的气团主要有 6 条传输路径。其中轨迹 2 代表来自孟加拉国的轨迹，轨迹 3 代表来自印度北部的轨迹，占到了总轨迹数的 68%。如图 4.8 所示，在季风期，气团主要来自于孟加拉国，也就是说通过印度季风来自于南亚的排放可以到达青藏高原中部，这一发现与之前的研究一致 (Zhao et al., 2013; Zhang et al., 2015; Cong et al., 2013)。但是，非季风期气团主要来自于印度北部和西亚。来自于西部和北部的轨迹占到了总日轨迹数的 30%。青藏高原地区属于清洁地区，污染物排放较弱，但是周围是两个污染物排放较强的区域南亚和中亚，排放量占到了全球的 40% (Bond et al., 2013)。

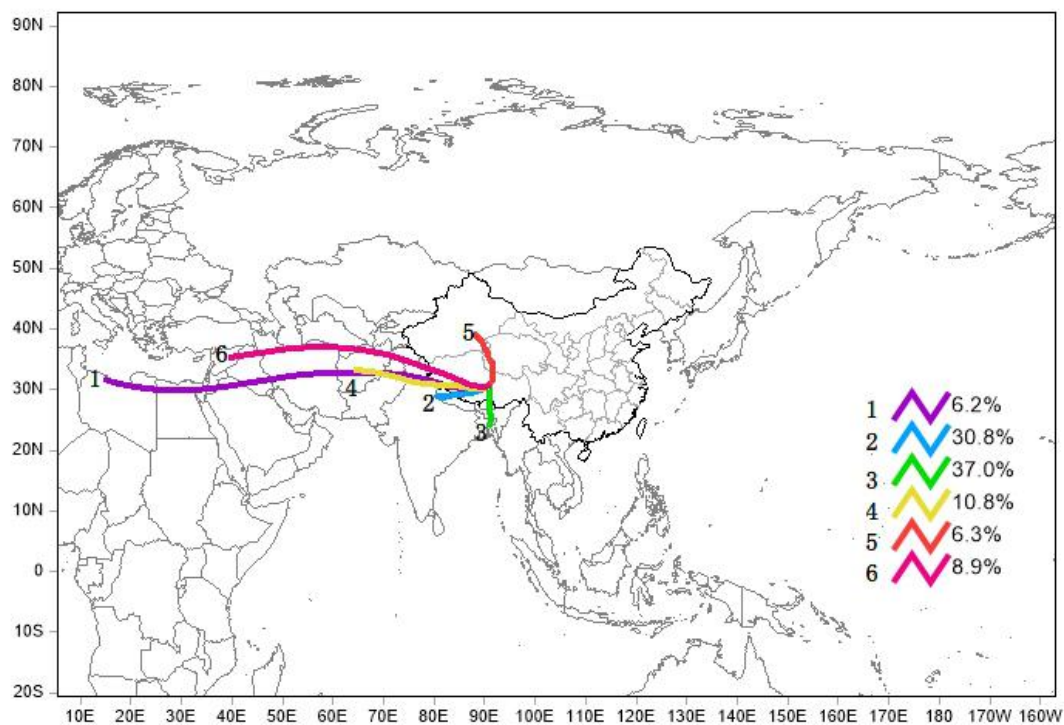


图 4.7 纳木错站 5 天后向轨迹聚类分析图

Fig. 4.7 Cluster-mean 5-day backward air-mass trajectories calculated by the HYSPLIT model ending at the NCOS including the percentages of each cluster trajectories

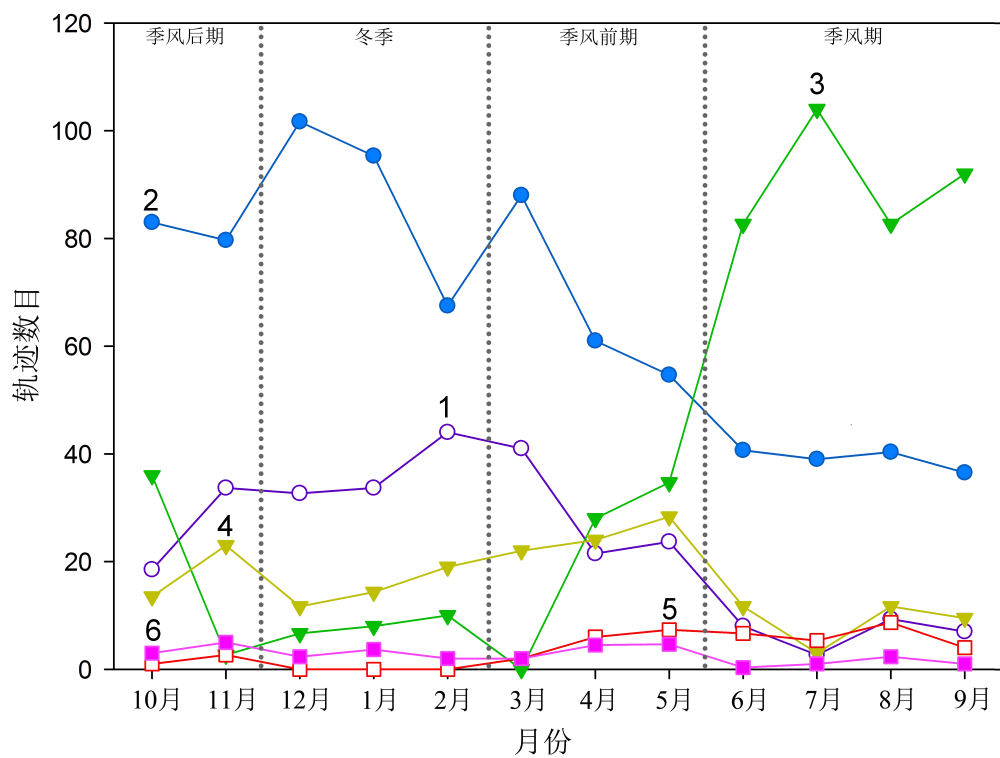


图 4.8 纳木错站后向轨迹数月变化图

Fig. 4.8 monthly variations of the relative trajectory numbers at the NCOS

表 4.2 统计了采样期间轨迹数目和黑碳浓度。污染事件定义为黑碳日均浓度的峰值（超过 125 ng/m³），峰值主要发生在轨迹 2（27.1%）和轨迹 3（35.5%）。但是平均浓度低于轨迹 4 和轨迹 6，可能原因是在季风期轨迹 3 受到印度季风的影响，降水对黑碳气溶胶起到了湿清除的作用（Zhao et al., 2013）。轨迹 4 和轨迹 6 受干燥的西风影响。峰值浓度和轨迹数表明纳木错站主要通过季风受南亚排放影响。

表 4.2 纳木错站不同轨迹平均浓度及其峰值浓度

Tab. 4.2 Statistics of trajectories and BC concentrations at NCOS during the study period

轨迹编号	轨迹数目	黑碳平均浓度 (ng/m ³)	峰值数目	黑碳峰值浓度 (ng/m ³)
1	60	70±40	4	165±32
2	298	70±48	29	170±44
3	358	70±49	38	168±54
4	104	88±60	16	188±56
5	61	86±48	9	161±47
6	86	82±57	11	184±69
All	967	74±50	107	172±52

图 4.9 显示了纳木错站及其周边地区(20°N–40°N, 70°E–100°E)的 AOD(550 nm) 平均状况及其与黑碳之间的关系。月平均 AOD 值在 3、4、5 月份最高，达到了 0.8，主要原因是受青藏高原北部的塔克拉玛干沙漠大量的沙尘影响。然而，月平均 AOD 最低值发生在 9、10、11 月，仅为 0.24。较大 AOD 值出现在沙漠地区，但对纳木错站黑碳浓度变化影响较小。通过对比发现，青藏高原的 AOD 值较低，低于南亚和中亚地区。在区域 C（30°N–40°N, 90°E–100°E）内，冬季（12 月、1 月、2 月）黑碳浓度与 AOD 之间的相关性较高（R²=0.929, α =0.01）。A、B 区域内的 AOD 值在冬季与黑碳浓度相关性较高，表明污染可能通过西风进行长距离传输。12 月、1 月、2 月在 30°N–40°N, AOD 与黑碳浓度相关性较高，可能是由于喜马拉雅山的阻挡作用。因此，在冬季相对干燥的气候条件和区域循环下，黑碳的大量富集将会对 AOD 产生重要的影响。

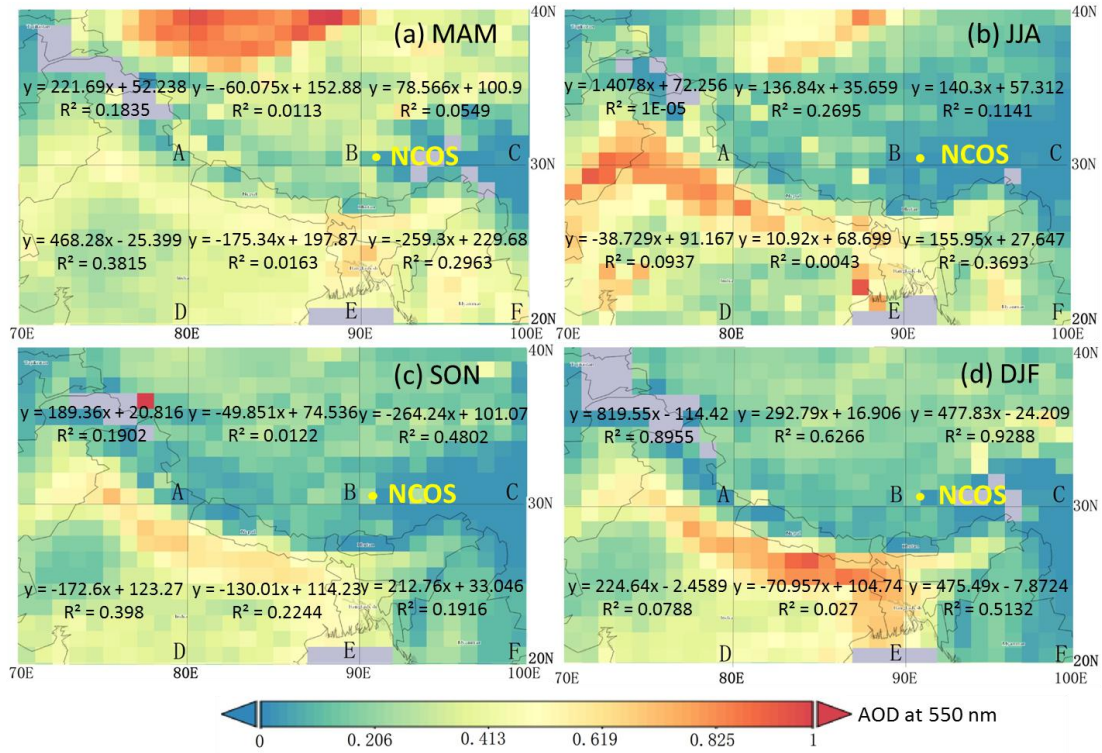


图 4.9 青藏高原及其周边地区(20°N - 40°N, 70°E - 100°E) AOD 与 BC 的关系图

(图中公式为 AOD 和黑碳浓度的相关性)

Fig. 4.9 AOD distribution at TP and surrounding areas (20°N - 40°N, 70°E - 100°E) during 2010-2014, for which the data and plots were both generated by derived by the NASA GIOVANNI tool (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>). The regression equations show the relationship between AODs and BC concentrations.

之前的研究表明，纳木错站的污染主要来自于南亚的长距离传输（Cong et al., 2009; Ming et al., 2010; Zhang et al., 2013）。但是本论文结合边界层高度和日内变化的分析，发现近源排放也是黑碳的主要来源，如当地居民活动和旅游带来的燃料燃烧，同时还有西风环流带来的远距离传输。

4.5 小结

利用 AE-31 黑碳仪对纳木错地区的黑碳气溶胶进行了在线、实时、连续的观测，获取了 2010 年 10 月到 2014 年 10 月期间高分辨率的黑碳浓度数据，分析了纳木错地区黑碳气溶胶的日变化、日内变化和季节变化等时间变化特征，同时分析了气象条件、远距离传输和大气光学厚度等对黑碳浓度的影响，得出以下主要结论：

(1) 纳木错地区日均黑碳浓度为 $74 \pm 50 \text{ ng/m}^3$ ，反映了全球大气黑碳浓度的

背景状况。月均黑碳浓度在 2 月至 5 月相对较高，在 6 月至 1 月相对较低。

(2) 在不同季节，气象条件的不同造成了黑碳浓度的差异。例如，当风向为 W 和 WSW 且风速小于 6 m/s 时，黑碳浓度容易出现极值（大于 210 ng/m³）。季风前期，黑碳浓度高达到 100 ng/m³ 以上，主要原因是较低的风速和稀少的降水，其他季节则保持在 50 ng/m³ 左右。北京时间 10:00-15:00，黑碳浓度出现峰值，同时具有明显的季节变化特点，与当地的人为活动息息相关，如居民日常生活和旅游活动等。

(3) 纳木错及其周围地区（30°N-40°N，90°E-100°E）的大气光学厚度与黑碳浓度有显著的关系，以及边界层高度与黑碳浓度同步变化，这都表明近源排放或短距离传输是纳木错地区黑碳浓度的主要来源。

5 乌鲁木齐河源区大气中黑碳特征及其来源解析

5.1 黑碳浓度特征

5.1.1 黑碳日变化

图5.1显示了2015.5-2015.9期间天山冰川站大气黑碳气溶胶浓度的时间变化情况。天山冰川站黑碳气溶胶浓度的变化范围为 280-2080 ng/m^3 ，日平均值为 1011 ng/m^3 。最高值发生在 2015 年 8 月 26 日（2080 ng/m^3 ），主要归因于当地的排放源状况和气象条件，具体原因是大量的生活垃圾焚烧和生物质燃烧，以及相对干燥的天气状况。最低值发生在 2015 年 6 月 10 日（287 ng/m^3 ），结合气象数据来看，在降水量较大的六月，黑碳气溶胶浓度均处于一个低值状态，这主要归因于夏季频繁的降水。夏季连续的降水对黑碳气溶胶起到了湿清除作用，使得黑碳浓度明显降低。在整个采样期内共出现 19 个峰值，即黑碳浓度高于 1452 ng/m^3 （黑碳日平均浓度+1 σ ），峰值（58%）主要发生在 2015 年 8 月。

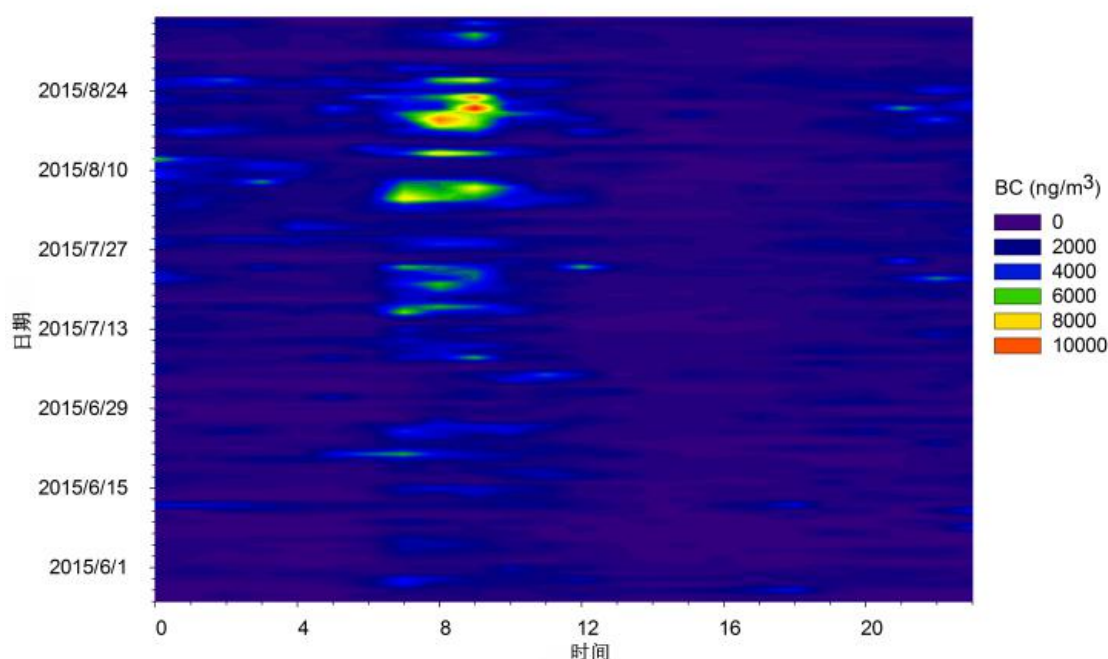


图 5.1 2015 年 5 月至 2015 年 9 月天山冰川站黑碳时间变化特征

Fig. 5.1 Temporal variations of BC measured at TGS during May 2015-September 2015

图 5.2 显示了 2016 年 8 月至 2017 年 7 月黑碳的时间变化特征，在观测期间天山冰川站大气中黑碳气溶胶浓度的变化范围为 102-1525 ng/m^3 ，平均值为 520 ng/m^3 。最高值发生在 2016 年 10 月 9 日（1525 ng/m^3 ），主要归因于当地大量的生物质燃烧，以及相对干燥的天气状况。最低值发生在 2015 年 11 月 29 日（102

ng/m³），归因于降雪事件的发生。大量的降雪对黑碳气溶胶起到了湿清除作用，使得黑碳浓度明显降低（Retama et al., 2015）。

与 2015.5-2015.9 期间相比，日变化差别较小，同时黑碳浓度明显较低。这一方面是由于 2016 年 5 月初乌鲁木齐市交通局有了修新路的计划，凿刻在山间已经 59 年的 216 国道在白天封闭，车辆只允许在夜间通行，预计持续到 2018 年 10 月；另一方面是由于乌鲁木齐河源区内大规模的工矿关停。同时也说明 216 国道的正常运行以及周边工矿影响着乌鲁木齐河源区的黑碳浓度。最低值出现在 2016 年 11 月 3 日（3 ng/m³），最低值的出现可能与冬季大雪封山有关，较少的人为活动造成了黑碳浓度的急剧降低。

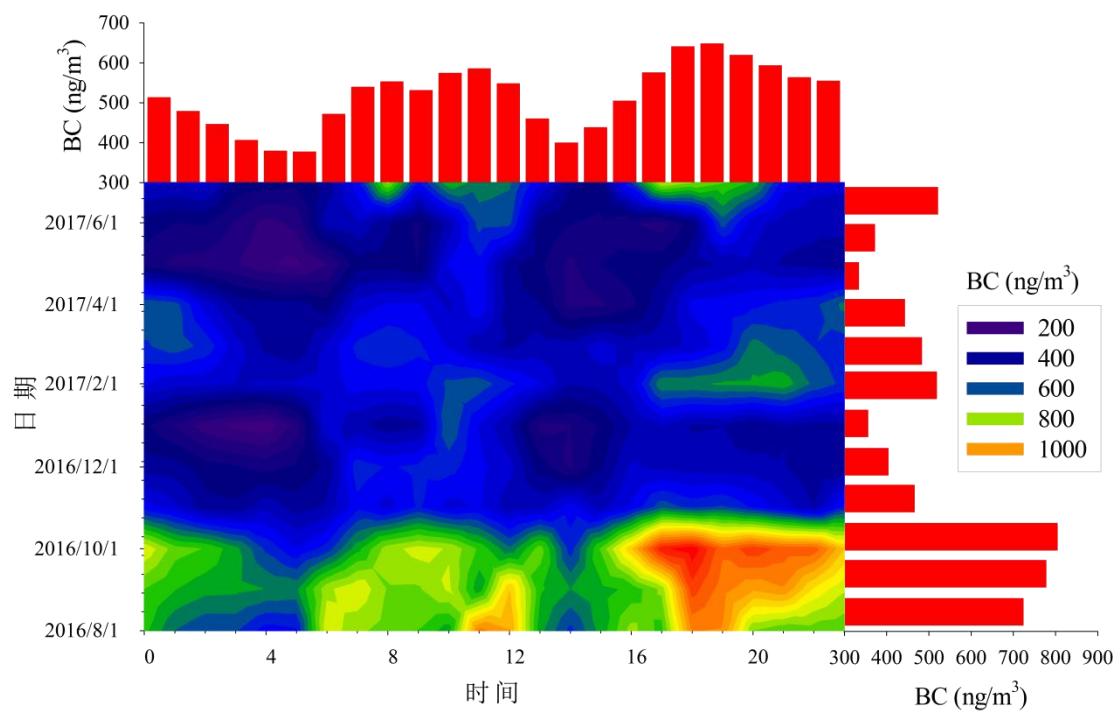


图5.2 2016年8月至2017年7月天山冰川站黑碳时间变化特征

Fig. 5.2 Temporal variations of BC measured at TGS during August 2016-July 2017

表 5.1 显示了部分区域本底监测站的黑碳浓度，2015.5-2015.9 期间天山冰川站黑碳气溶胶的浓度接近其他区域本底监测站的浓度，然而 2016.8-2017.7 期间天山冰川站黑碳气溶胶的浓度明显低于大多数区域本底监测站的浓度，也反映了相对清洁的大气环境。但是与偏远地区的站点相比，乌鲁木齐河源区因受较多排放源影响，黑碳浓度仍处于较高的浓度状态。

表 5.1 部分区域本底监测站的黑碳浓度

Tab. 5.1 BC concentration in some regional background monitoring stations

站点	观测时间	仪器	黑碳 (ng/m ³)	参考文献
北京上甸子	2003.4-2005.1	AE-31	2120	Yan et al (2007)
深圳坝光	2009.10-2009.12	AE-31	2300	邓彦阁等 (2012)
兰州榆中	2007.1-2009.8	AE-31	1600	张磊等 (2011)
上海东滩	2007.12-2008.11	AE-31	1700	肖秀珠等 (2011)
北京上甸子	2008.11-2012.7	AE-31	2200	张骁等 (2015)
斯洛维尼亚, Krvavec	1996-1997	AE-31	1500-4500	Bizjak et al (1999)
韩国, Kosan	1994-1997	AE-31	80-430	Yong et al (2000)
浙江临安	1991.9-1991.10	AE-31	2300	汤洁等 (1999)
浙江临安	2000.8-2001.2	AE-31	1440-7510	秦世广 (2001)
北京上甸子	1999.9-2003.3	AE-31	200-3300	秦世广 (2001)

5.1.2 黑碳月变化和季节变化

图 5.3 显示了 2015.5-2015.9 和 2016.8-2017.7 期间天山冰川站大气黑碳气溶胶浓度的月变化情况。其中 2015.5-2015.9 期间月平均黑碳浓度在 739-1342 ng/m³ 范围内, 最高平均浓度出现在 2015 年 8 月, 最低平均浓度出现在 2015 年 5 月。最高值与一些污染事件有关, 例如, 8 月 20 日至 8 月 25 日这段时间内, 日平均黑碳浓度均高于峰值浓度。

2016.8-2017.7 期间月平均黑碳浓度在 344-805 ng/m³ 范围内, 最高平均浓度出现在 2016 年 10 月, 最低平均浓度出现在 2017 年 5 月。最高平均浓度出现在 10 月, 可能与观测站点周围大量的生物质焚烧有关, 造成了一系列的污染事件。而最低平均浓度出现在 5 月, 可能与沙尘天气发生时较大的风速以及逐渐增多的降水有关。两个时间段内黑碳浓度在 5 月至 8 月同时呈现出明显的增加趋势, 最大的不同出现在 9 月份, 可能与 2015 年 8 月期间观测点周围大量的污染事件有关。跟 2015 年观测数据相比, 全年黑碳浓度均有显著的降低, 这可能与观测区附近各大型厂矿企业关闭, 重型货车车流量显著减低有关。

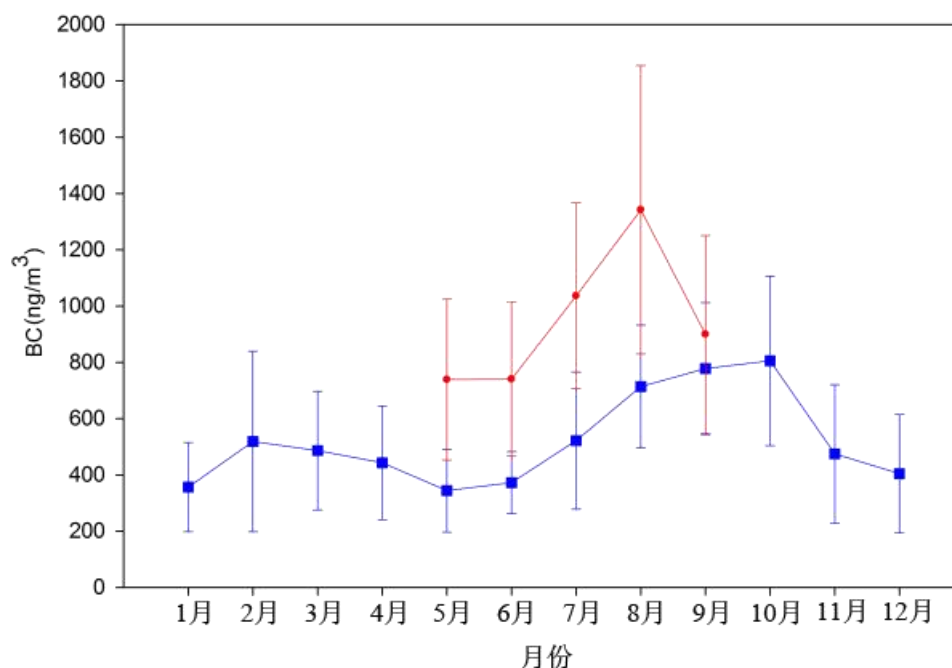


图 5.3 天山冰川站黑碳月变化特征（蓝线代表 2016-2017 年黑碳月均浓度值，红线代表 2015 年黑碳月均浓度）

Fig. 5.3 Monthly variations of BC (with $\pm \sigma$) at TGS during the study period. The blue lines indicate monthly BC concentrations in 2016-2017, the red lines indicate the monthly BC concentrations in 2015

如图 5.4 所示，2016.8-2017.7 期间乌鲁木齐河源区的黑碳浓度在春季是 425 ng/m^3 、夏季是 536 ng/m^3 、秋季是 686 ng/m^3 、冬季是 427 ng/m^3 ，具有明显的夏秋季高、冬春季低的特点，其中秋季的黑碳气溶胶浓度大概是春季或冬季的 1.6 倍。出现这种季节变化主要与当地的排放源状况和气象条件有关。秋季有大量的生物质燃烧，同时天气状况相对干燥，降水明显骤减，对气溶胶的冲刷明显减少，从而造成了较高的黑碳浓度。而冬季黑碳浓度较低的主要原因是大量的降雪一方面造成了人为活动的减少及 216 国道的停运，另一方面降雪本身对黑碳气溶胶具有湿清除作用。

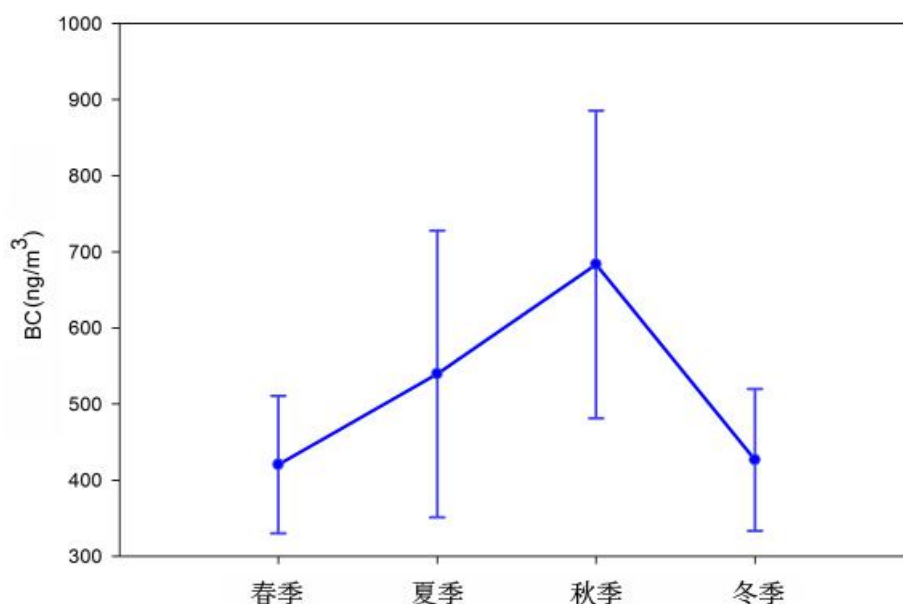


图 5.4 天山冰川站黑碳季节变化特征

Fig. 5.4 Seasonal variations of BC (with $\pm \sigma$) at TGS during the 2016.8-2017.7

我国其他地区的黑碳气溶胶季节变化也有类似特征,例如瓦里关和慕士塔格(汤洁等, 1999; Cao et al., 2009)。这些站点都比较偏远,人类活动较少,主要的人类活动仍以传统的农业和畜牧业为主,秋季秸秆的燃烧成为秋季浓度高的主要原因。此外,黑碳浓度的季节分布也可能与研究区位置有关。天山冰川站的黑碳季节变化与一些北方城市的季节变化明显不同,主要原因是北方城市的冬天往往是供暖期,大量燃煤的燃烧使得冬季黑碳浓度往往高于其他季节(Zhao et al., 2015; 周兴华等, 2008; 钟玉婷等, 2014; 张骁, 2015)。例如,距离天山冰川站仅有一百多公里的乌鲁木齐市,冬季的黑碳浓度高达 $12.37 \mu\text{g}/\text{m}^3$,而夏秋季仅有 $3.84 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (钟玉婷等, 2011; 刘新春等, 2011)。研究发现冬季在海拔 1000-2400 m 处有强烈的逆温层,逆温层的出现使污染物难以传输到更高海拔地区。因此即便乌鲁木齐市冬季污染情况特别严重,但是乌鲁木齐河源区的大气仍较为清洁(张寅生等, 1994)。

5.1.3 黑碳日内变化

分析黑碳浓度的日内变化,对于了解微气象过程和当地人为活动的关系有很好的帮助。图 5.5 显示了天山冰川站不同季节黑碳浓度的日内变化特征。天山冰川站的黑碳浓度在凌晨和中午低、早晚高。天山冰川站黑碳气溶胶有两个明显的峰期和有两个明显的谷期,两个峰期的出现时间分别是北京时间 10:00-11:00 和 18:00-21:00,两个谷值的出现时间分别是北京时间 3:00-5:00 和 14:00-15:00,呈

现出了双峰与双谷特点。北京时间 5:00 该站黑碳浓度开始上升，次峰值出现在北京时间 10:00-11:00，然后开始下降，在北京时间 3:00-5:00 出现较低值，接着从下午开始不断增大，在北京时间 18:00-21:00 保持在较高值，最后黑碳浓度从凌晨开始不断降低至谷底。在北京时间 10:00-11:00 出现峰值浓度，大概是因为日出时段，人类活动增加，导致黑碳排放相对较高，并且由于日出后太阳辐射不断增强，加热了大气，但此时冷地面还没有来得及升温，从而造成清晨大气逆温，黑碳气溶胶含量较高。北京时间 18:00-21:00 的峰值与当地居民的活动和扩散条件有关。夜间由于近地面出现了逆温层，大气相对稳定，污染物不易扩散，从而导致这一时间段内黑碳浓度相对较高。而北京时间 3:00-5:00 出现最低值，与夜间较少的人为活动有很大关系。在北京时间 14:00-15:00 出现谷值，是由于中午边界层湍流旺盛，混合层增高，污染物易于扩散，地面观测的黑碳浓度在这一时间段通常较低（Babu et al., 2002）。夜间（北京时间 20:00-次日 8:00）黑碳的平均浓度（496 ng/m³）略低于日间（北京时间 8:00-20:00）黑碳的平均浓度（539 ng/m³）。边界层高度、当地的排放和气象因素共同造成了这种日内变化。

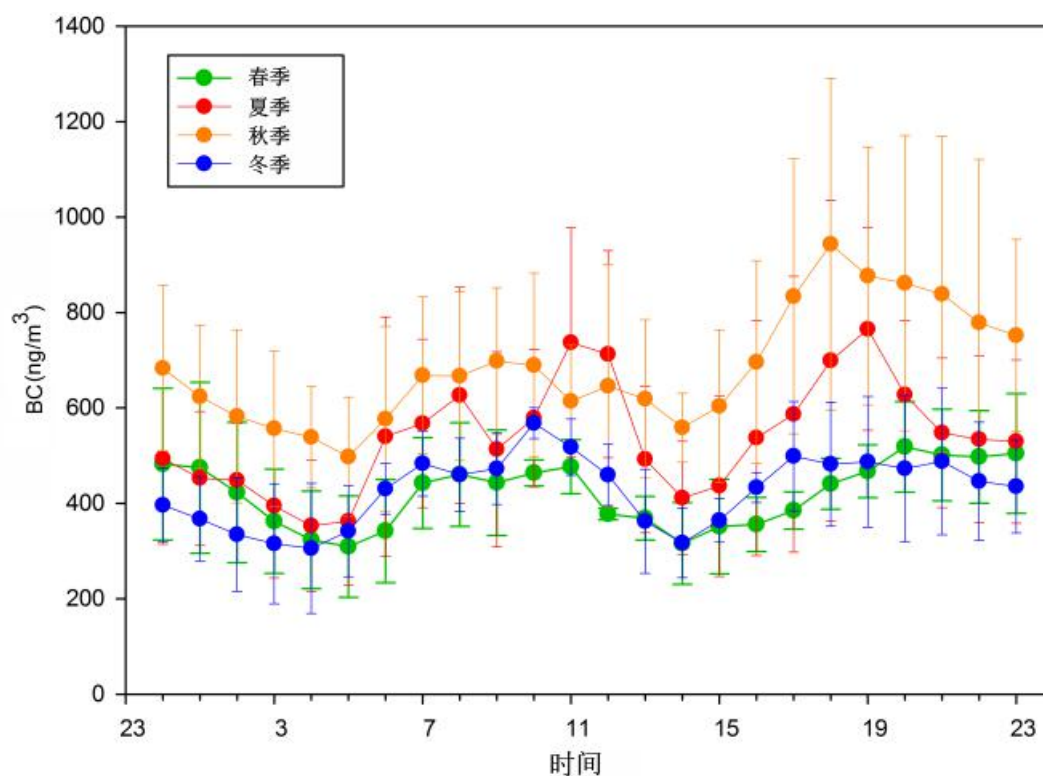


图 5.5 天山冰川站黑碳日内变化特征

Fig. 5.5 Diurnal variations of BC concentrations at TGS during the 2016.8-2017.7

这种日内变化特征与部分郊区的观测较为相似，即日出后浓度开始升高，上

午出现次高峰，下午出现较低值，但是傍晚出现最高值，随后开始降低。

5.1.4 黑碳本底浓度

本底浓度是指某地区大气环境中某种物质基本混合均匀后的浓度，能够反映出某一尺度区域内处于均匀混合状态的某种成分的大气浓度水平，这里把频率最高的峰值浓度作为该地区的本底浓度（秦世广等，2001）。图 5.6 为天山冰川站内观测得到的四个季节黑碳浓度频率分布图。天山冰川站黑碳的本底浓度在春季、夏季和秋季分别为 253 ng/m^3 、 271 ng/m^3 和 290 ng/m^3 ，而冬季黑碳的本底浓度仅为 162 ng/m^3 ，与黑碳浓度的季节变化一致，均是夏秋高、冬春低。

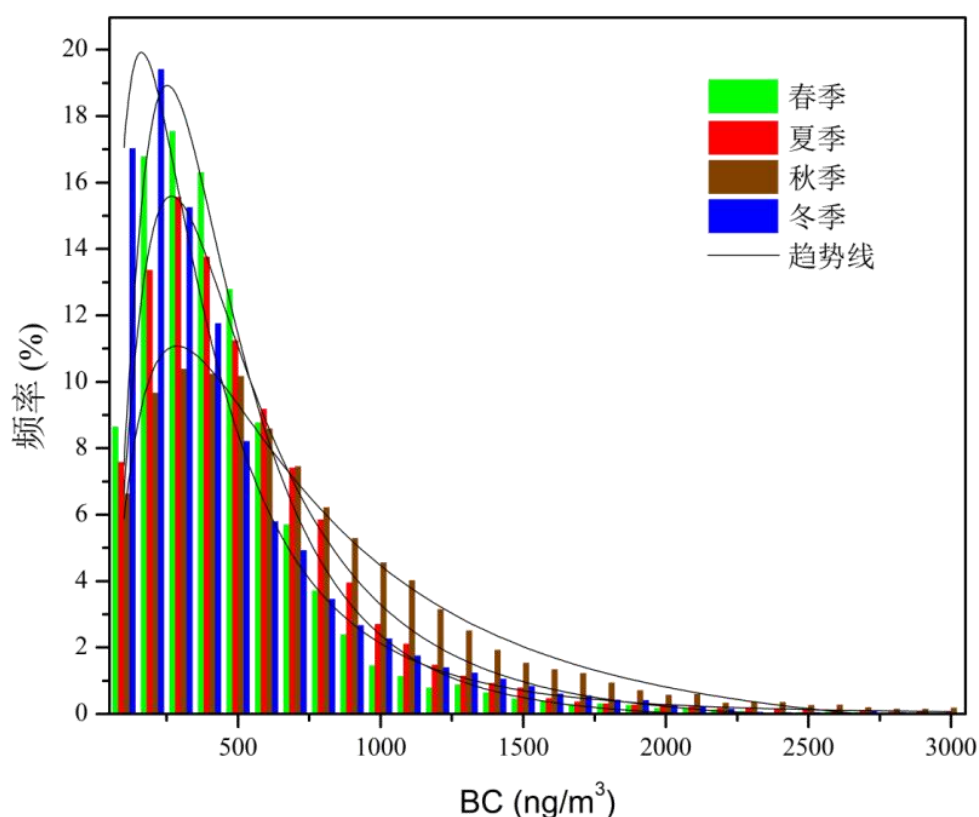


图 5.6 四个季节黑碳浓度频率分布

Fig. 5.6 Frequency distributions of BC concentration in the four seasons

5.2 黑碳的光学特性

如图 5.7 所示，本论文用 PAX 短期观测了 2016 年春季 4、5 月份黑碳气溶胶的浓度、散射系数、吸收系数、单次散射反照率（SSA）。结果表明，黑碳气溶胶浓度为 889 ng/m^3 ，且与吸收系数同步变化。这一结果接近于 2011 年 7 月用热光法观测的在北京时间 8:00-20:00 时间段内的黑碳气溶胶浓度值 1380 ng/m^3 。

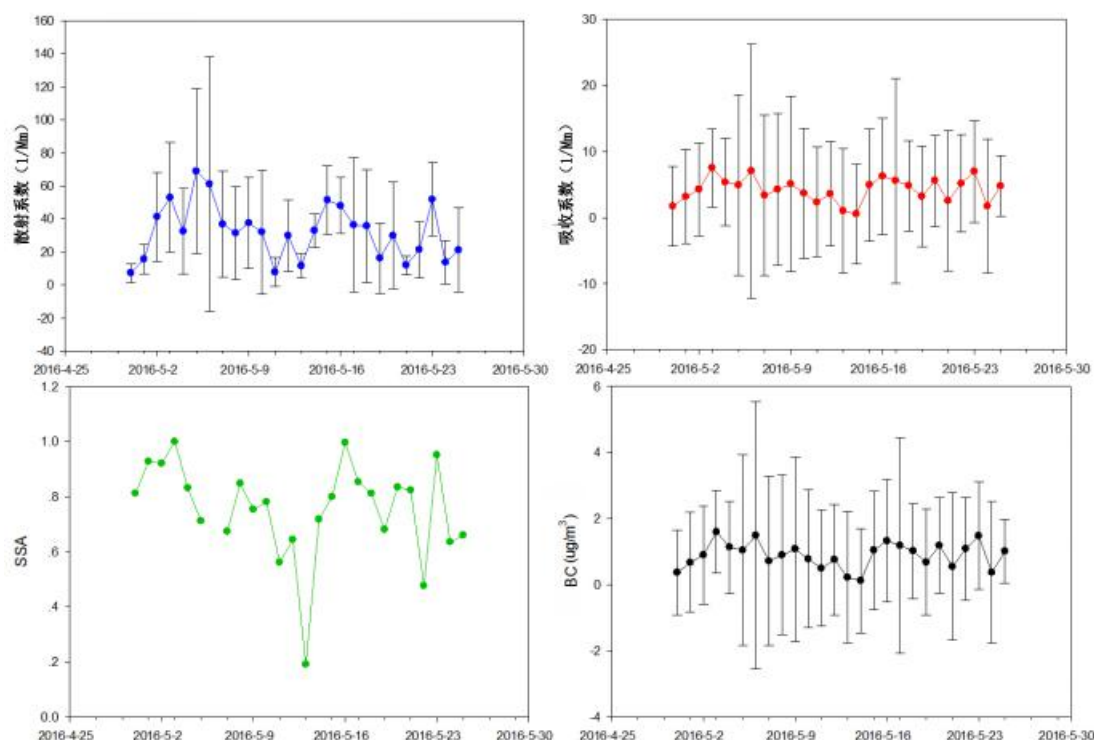


图 5.7 天山冰川站黑碳光学特征

Fig. 5.7 Optical characteristics of BC at TGS

5.3 大气中黑碳的影响因子

(1) 风向和风速

风速和风向通常是影响黑碳浓度的两个重要因子。图 5.8 显示了 2015.5-2015.9 时间段内天山冰川站黑碳浓度与风速和风向的关系，其中气象数据使用观测站气象塔观测的近地面处风速和风向数据。天山冰川站的风速越大、黑碳浓度越低，反之风速越小、浓度越高。当风速小于 1.5 m/s 时，黑碳的平均浓度明显偏高，这与较低风速导致的较差的扩散条件有关。然而当风速大于 1.5 m/s 时，黑碳浓度开始降低。当风速大于 6 m/s 时，黑碳浓度往往小于 69 ng/m^3 ，这表明高的风速可以加快黑碳气溶胶的扩散，进而使得黑碳气溶胶浓度降低。在 SW 风向下，黑碳浓度相对较高。这表明受西风影响时更容易出现黑碳峰值浓度。在 N 和 NWN 风向下，黑碳浓度相对较低。黑碳与风速的这种关系很大程度反映了短距离排放对于黑碳的影响起到了主导作用。

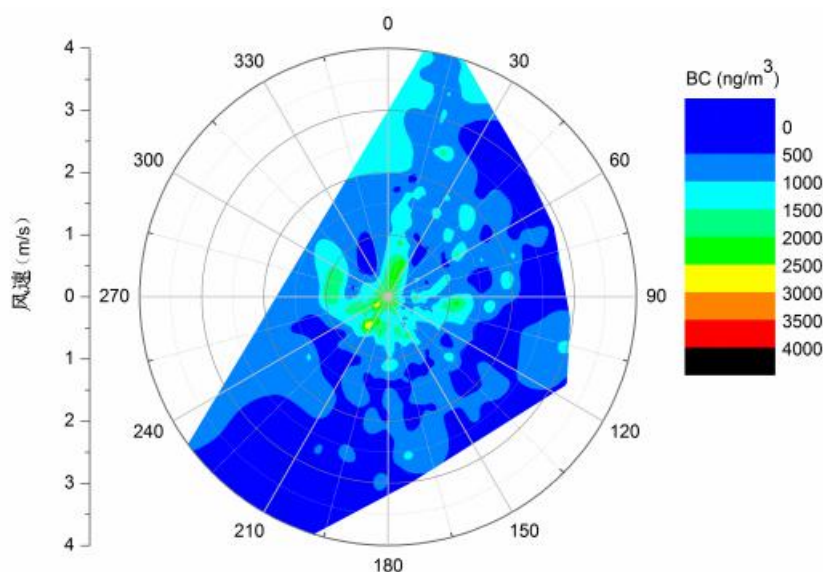


图 5.8 天山冰川站黑碳浓度与风速、风向的关系

Fig. 5.8 the relationship of average BC and winds during the study period

(2) 降水、温度和相对湿度

与风速/风向一样，降水也是影响黑碳浓度的主要因子之一。图 5.9 显示了降雨和降雪天气发生时，黑碳浓度的变化情况。降水对黑碳气溶胶具有湿沉降的作用，夏季有频繁的降水事件发生，黑碳气溶胶浓度大大降低。在降水发生后的三天里，黑碳浓度低于当月的黑碳平均浓度，在降水的当天出现这个时间段内黑碳的最低值，然后随着时间的推移，浓度开始变大，且慢慢接近当月正常天气情况下黑碳气溶胶的平均浓度。而降雪比降雨对黑碳气溶胶的沉降作用更强，且降雪发生后黑碳浓度恢复到平均浓度时所需要的时间也比降雨后所需要的时间长。相较于秋季，夏季的降水占到了全年的 60%，大量的降水对黑碳气溶胶存在明显的清除作用。

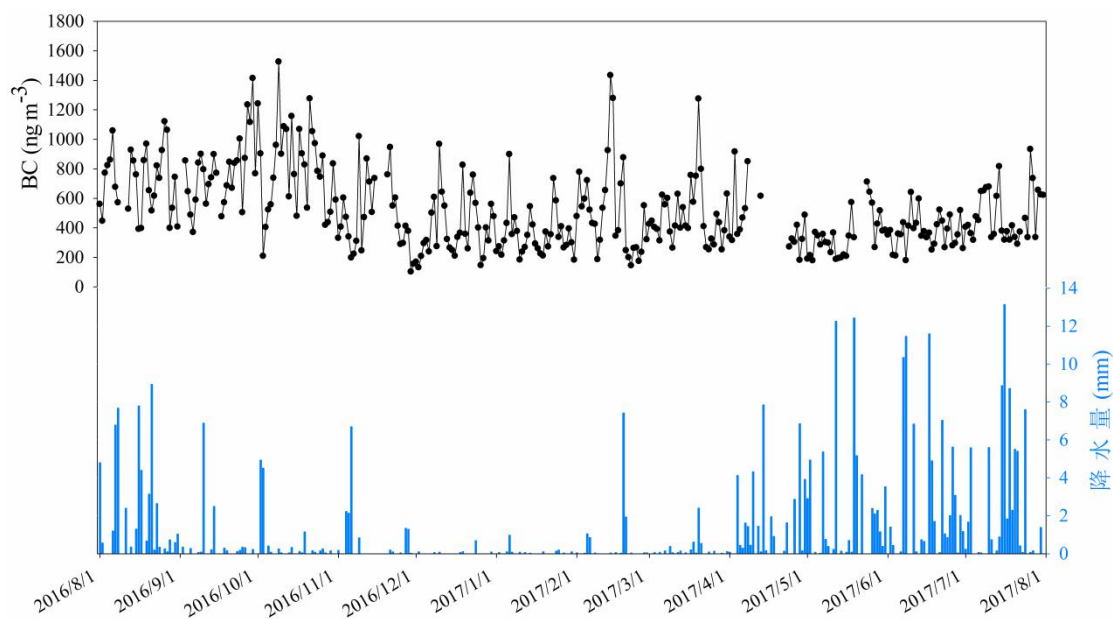


图 5.9 观测期间黑碳浓度与降水的变化

Fig. 5.9 the variation of BC concentration and precipitations during the study period

通过分析黑碳浓度与相对湿度的相关性得出（图 5.10），黑碳浓度和相对湿度呈现出明显的负相关关系，黑碳浓度越高、相对湿度越小。当相对湿度大于 85% 时，黑碳浓度均小于 1000 ng/m^3 ；当相对湿度大于 65% 且气温低于 10 $^{\circ}\text{C}$ 时，黑碳浓度通常小于 600 ng/m^3 ；当相对湿度小于 55% 时，黑碳浓度明显高于相对湿度大于 55% 时。温度对于黑碳浓度的影响并不明显，但是当温度大于 10 $^{\circ}\text{C}$ 时的黑碳浓度明显高于温度小于 10 $^{\circ}\text{C}$ 时的黑碳浓度。

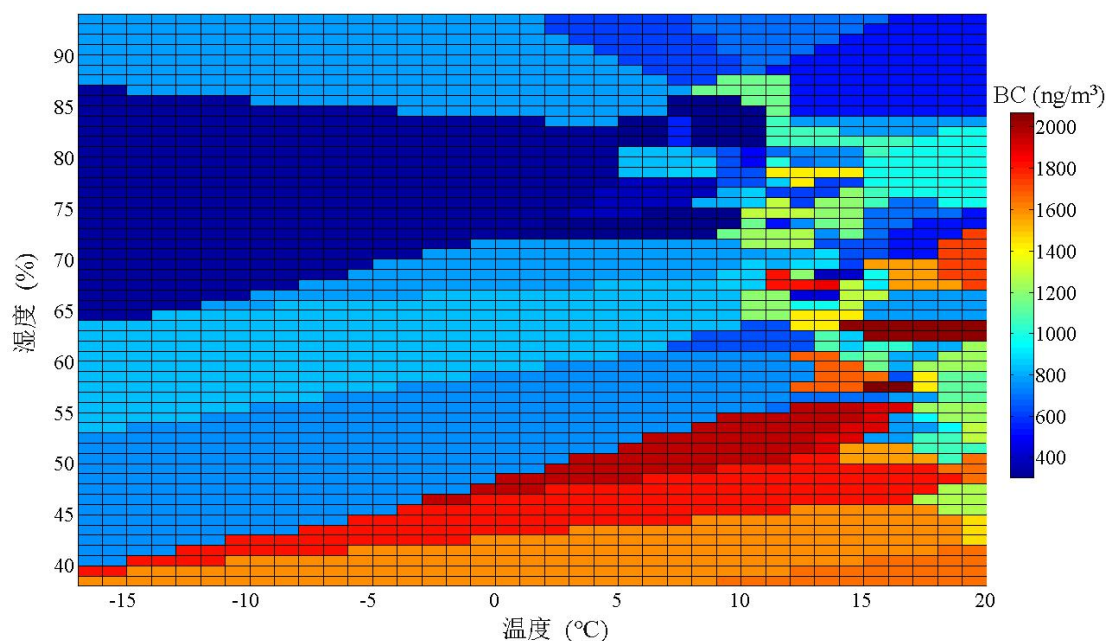


图 5.10 黑碳浓度与温度、湿度的关系

Fig. 5.10 the relationship of BC concentration and temperature、relative humidity

（3）沙尘天气

测量样品造成的光的衰减是黑碳仪的工作原理，同时认为样品造成的光的衰减完全是由黑碳气溶胶的吸收造成的。然而沙尘天气时较细的沙尘被吸入仪器所造成的光的散射，也被记录为是黑碳气溶胶影响的结果，这也导致沙尘天气仪器观测到的黑碳浓度比正常值要大。黑碳是气溶胶中重要的吸光性杂质之一，对光的吸收高达 90% 以上，而沙尘天气往往会影响到其对光的吸收性，从而影响到黑碳气溶胶的浓度（杨溯等，2010；薛福民等，2010），本节讨论了沙尘天气对于黑碳浓度的影响。

针对沙尘天气对黑碳气溶胶影响的研究，不同地区的黑碳气溶胶受沙尘影响的程度各不相同。高润详等在甘肃兰州进行了相关研究，表明兰州等我国西北地区的重工业发达和污染较为严重的城市，黑碳气溶胶的本地排放量较大。其中沙尘暴的前期由于风力小、黑碳气溶胶的浓度较高，但随着风力的加大，大风稀释了空气中的黑碳气溶胶，导致黑碳浓度出现了明显的下降趋势，这也说明了该地区黑碳气溶胶主要是由本地的排放和聚集造成的（高润详等，2008）。陆辉等在新疆塔中地区也开展了相关研究，发现塔中地区，虽然较少受到人类活动的影响，但是由于春季风沙大，而大量沙尘中含有的少数黑色腐殖质和沙尘气溶胶本身都会增加气溶胶的吸收特性，因此春季沙尘吸收系数约占总吸收系数的 50.5%，沙尘天气影响时段（沙尘暴、浮尘、扬沙），沙尘气溶胶对吸收消光的贡献平均为 60.6%，从而增加了等效黑碳气溶胶（黑碳与沙尘的总和）的含量。由于沙尘气溶胶本身在 880 nm 波段附近也有一定的吸收作用，黑碳测量仪观测到的黑碳浓度应该是沙尘和黑碳共同作用的结果，大气中实际的黑碳浓度要远远低于黑碳测量仪观测到的浓度值（陆辉等，2014）。

乌鲁木齐河源区在春季容易受到沙尘事件的影响（魏文寿等，2003）。2017 年 4 月 28 日至 5 月 3 日沙尘期黑碳浓度平均值仅为 262 ng/m³，明显小于春季的平均值 420 ng/m³。沙尘期间，黑碳浓度明显减小，与降水的湿清除作用相似，同时沙尘过境后黑碳浓度仍保持在相对较低的水平。其主要原因是沙尘来临时风力较强，随着风速的增大，大气中黑碳气溶胶的扩散速度也随之加快，很难在大气中累积，稀释了大气中的黑碳浓度，同时导致第二天黑碳的浓度也相对较低。因此，还需要结合其他仪器（如热分析法黑碳仪等）对沙尘天气黑碳气溶胶的浓度进行研究，以此来确定沙尘天气对黑碳气溶胶浓度造成的影响。相关研究显示，当黑碳气溶胶颗粒被完全包裹时，其吸收性大概增长 30%-50%；当包裹物外壳

和黑碳内核的直径比是 1.2 时，黑碳气溶胶颗粒的吸收性大概增长 30%。因此，沙尘天气时，黑碳气溶胶和其他气溶胶的共同作用导致了黑碳气溶胶浓度的变化。而每次沙尘事件的来源、携带污染物的种类和数量以及黑碳颗粒包裹程度都不尽相同，但是由于缺乏相关的仪器，目前尚不能定量地描述每次沙尘事件中，沙尘对乌鲁木齐河源区黑碳气溶胶浓度影响的微物理过程（张磊等，2011）。故在沙尘天气测得的黑碳气溶胶浓度会因为观测仪器的不同或高于或低于正常值，所以对于沙尘天的黑碳数据要进行修正。

（4）边界层高度

图 5.11 反映了乌鲁木齐河源区边界层高度与日内黑碳浓度的关系，黑碳浓度与边界层高度呈现出明显的负相关。凌晨随着边界高度的降低，黑碳气溶胶的浓度开始上升，当边界层高度降低到最低时，黑碳气溶胶的浓度达到了最高值。主要原因是边界层高度的降低容易造成黑碳在近地面大量的富集。大气边界层高度与污染浓度的相关研究也表明，大气边界层高度对污染物浓度有显著的影响，当没有降水时，大气边界层高度降到 400 m 以下，污染物浓度会上升（王耀庭等，2012；钟杰，2016）。

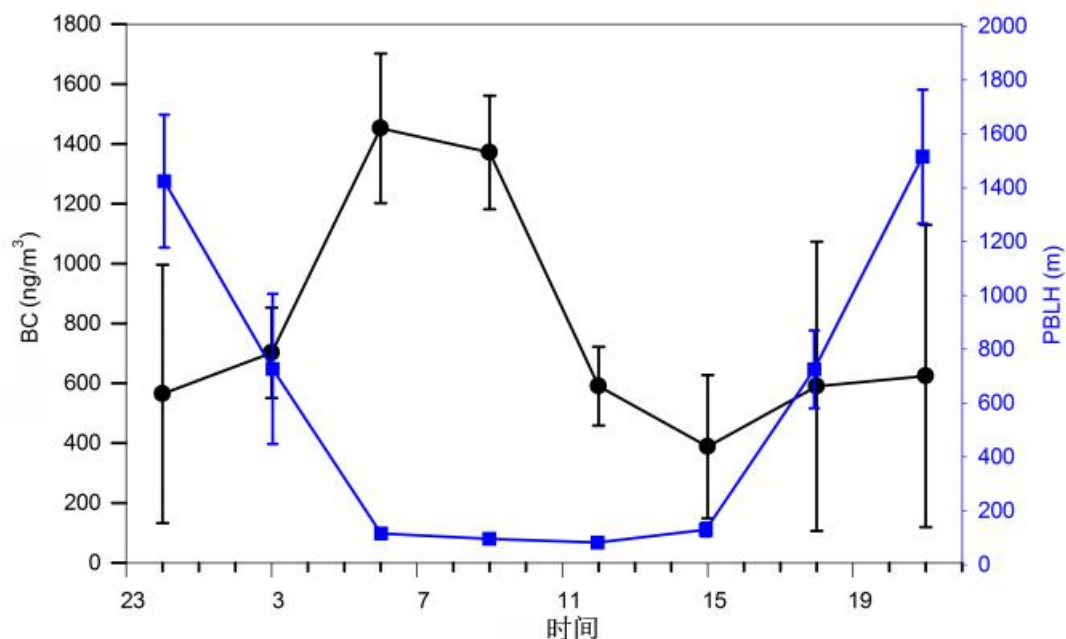


图 5.11 边界层高度与黑碳浓度的关系

Fig. 5.11 the relationship of PBLH and BC concentration

5.4 大气中黑碳的来源解析

如图 5.12 所示，通过远距离传输到达天山冰川站的气团主要有 6 条传输路

径。其中轨迹 1 和轨迹 5 代表着来自新疆省内的气团，占到了总轨迹数的 61.8%。轨迹 2 代表着来自欧洲的气团，仅占 2.9%。轨迹 3 和 4 代表着来自中亚的气团，分别占 37.3%和 9.8%。轨迹 6 代表着来自西亚的气团，占到了 6.9%。

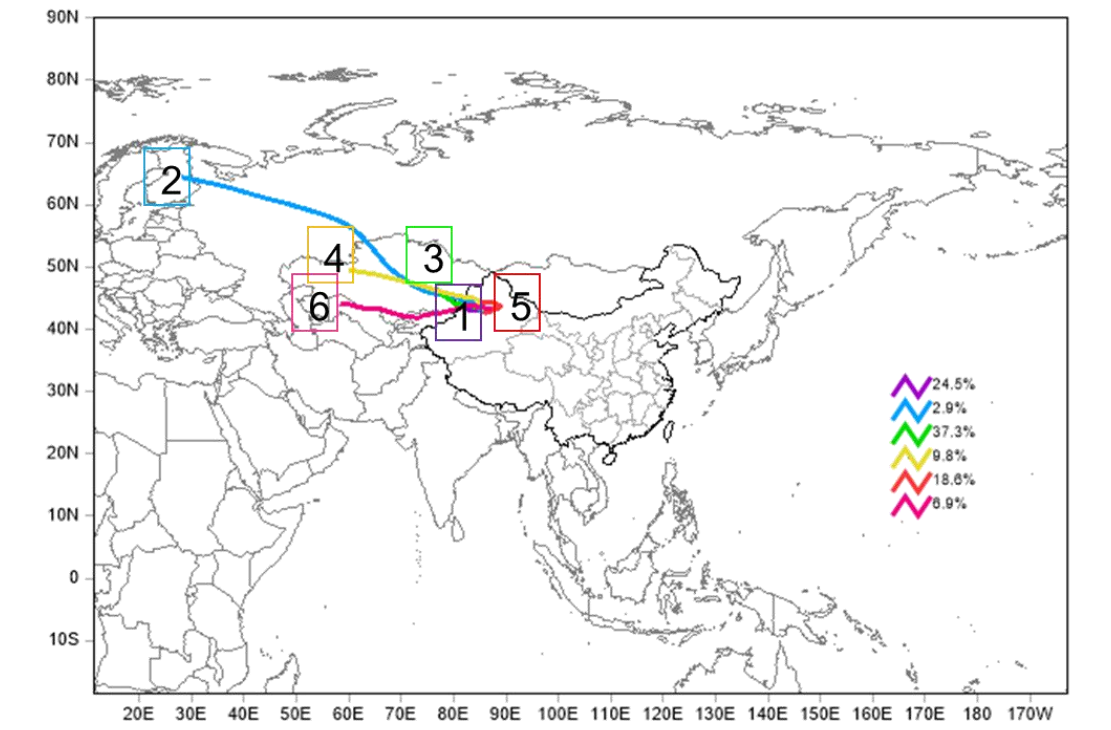


图 5.12 天山冰川站 5 天典型气团后向轨迹聚类分析

Fig. 5.12 Cluster-mean 5-day backward air-mass trajectories calculated by the HYSPLIT model ending at the TGS including the percentages of each cluster trajectories

表 5.2 统计了采样期间的轨迹数和黑碳浓度。污染事件定义为黑碳日均浓度的峰值（超过 1452 ng/m³），峰值主要发生在轨迹 1（36.8%）、轨迹 3（21.1%）和轨迹 5（42.1%）。轨迹 2、轨迹 4 和轨迹 6 主要受夏季西风的影响，降水对黑碳气溶胶起到了湿清除的作用，并没有出现黑碳峰值浓度。通过后向轨迹的聚类统计可知，近源排放或短距离传输是乌鲁木齐河源区黑碳浓度的主要来源。

表 5.2 天山冰川站不同轨迹平均浓度及其峰值浓度

Tab. 5.2 Statistics of trajectories and BC concentrations at TGS during the study period				
轨迹编号	轨迹数目	黑碳平均浓度 (ng/m ³)	峰值数目	黑碳峰值浓度 (ng/m ³)
1	25	1116±458	7	1736±176
2	3	840±31	0	0
3	38	941±378	4	1697±75
4	10	984±320	0	0
5	19	1233±545	8	1747±221

6	7	754±411	0	0
All	102	1027±440	19	1732±175

乌鲁木齐河源区的黑碳浓度除了受到本地源排放的影响，其他地区气流远距离的输送也可能造成该地区黑碳浓度的变化。不同季节气团轨迹使用 HYSPLIT 进行聚类平均后的结果如图 5.13 所示。春季，源于天山周边干旱区局地的近距离气团占到了总条数的 86.4%；源于西部里海和中亚干旱地区的气团占到了总条数的 12.5%；源于西北方向，途经哈萨克斯坦的气团仅占到 1.1%。夏季来自中亚传输过来的气流逐步增多，源于天山周边的近距离气团所占比重明显降低，仅为总条数的 45.7%，而源于西北和西南的气团明显开始增多。秋季源于天山周边的近距离气团所占比重开始增多，占到了 64.6%，但是仍有 21.2%的气团源于中亚地区，经西天山的北麓、土库曼斯坦和乌兹别克斯坦由伊犁河谷进入并影响乌鲁木齐河源区上空（李忠勤，2008）。冬季源于天山周边的近距离气团所占比重继续增多，占到了总条数的 86.7%，仅有 8.9%的气团源于乌兹别克斯坦、哈萨克斯坦、塔吉克斯坦等地区，4.4%的气团源于里海附近。

乌鲁木齐河源区主要受到了天山周边近距离气团的影响，同时也必然保留了途经的周边市区（如乌鲁木齐等）人类生产生活等造成的污染信号。但是夏季和秋季来自于天山周边干旱区局地的近距离气团所占比例相对较低，分别占到了 45.7%和 64.6%，在这一时间段内主要是来自于中亚地区远距离传输的影响。中亚地区夏季和秋季大量生物质燃烧的排放物，通过远距离传输能短期地影响乌鲁木齐河源区的黑碳浓度，如果再结合中亚城市群的碳排放情况，来自于中亚地区黑碳的传输量会更多。由上可知，远距离传输在适宜的条件下也会对乌鲁木齐河源区的黑碳浓度造成较大影响（王圣杰等，2011）。

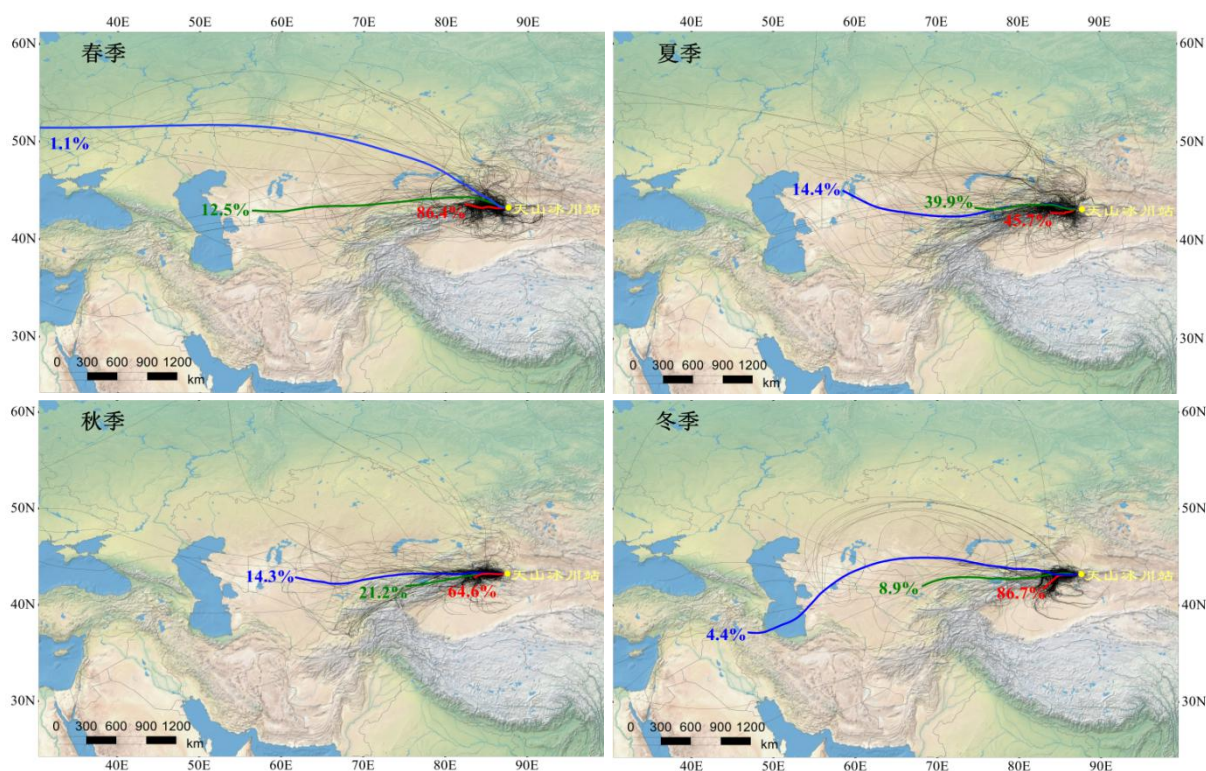


图 5.13 天山冰川站不同季节 5 天典型气团后向轨迹聚类分析

Fig. 5.13 Cluster-mean 5-day backward air-mass trajectories calculated by the HYSPLIT model ending at the TGS including the percentages of each cluster trajectories during spring, summer, autumn and winter

图 5.14 显示了 2015 年 5 月至 2015 年 9 月天山冰川站及其周边地区 (30°N–60°N, 50°E–90°E) 的 AOD (550 nm) 平均状况。与中亚地区相比, 新疆西部的 AOD 值较高, 但是与南亚地区相比, 处于较低的水平。表明局地的黑碳排放可能对天山冰川站的黑碳浓度造成重要的影响。

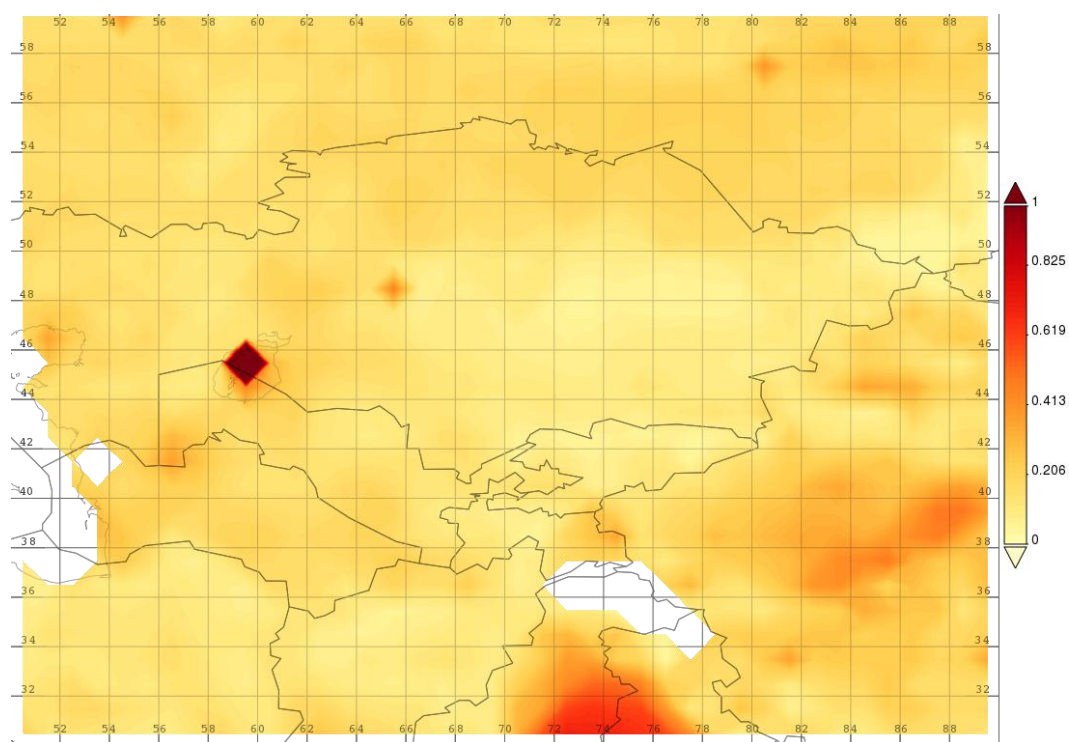


图 5.14 天山冰川站及其周边地区的 AOD 分布

Fig. 5.14 AOD distribution at TGS and surrounding areas

人为的生物质和化石燃料燃烧会排放大量的黑碳，除此之外，造成黑碳产生的重要原因还有生物质的燃烧（如森林火灾及农业生产中的秸秆燃烧等）。

考虑到燃烧事件对黑碳气溶胶的显著影响，本论文利用 NASA 全球火点记录数据对污染较重的 2015 年 8 月的火灾分布进行了分析（图 5.15），由分析结果可知，研究时段内中亚地区发生了大量火灾，而青藏高原及新疆大部分地区火灾发生次数较少。虽然生物质的燃烧是造成黑碳产生的重要原因，但是需要气流的输送。分析中亚城市地区的黑碳排放情况，并结合后向轨迹发现，中亚夏季生物质燃烧的产物可以短期地改变乌鲁木齐河源区的黑碳浓度，也就是说远源的碳排放在适宜条件下也可能会对乌鲁木齐河源区黑碳浓度的变化造成一定的影响。随着相隔时间的增加，较近地区的燃烧对黑碳气溶胶浓度的影响开始减弱，而由较远地区的燃烧所产生的黑碳则需要传输一段时间，才可能会引起乌鲁木齐河源区的黑碳气溶胶浓度产生变化。

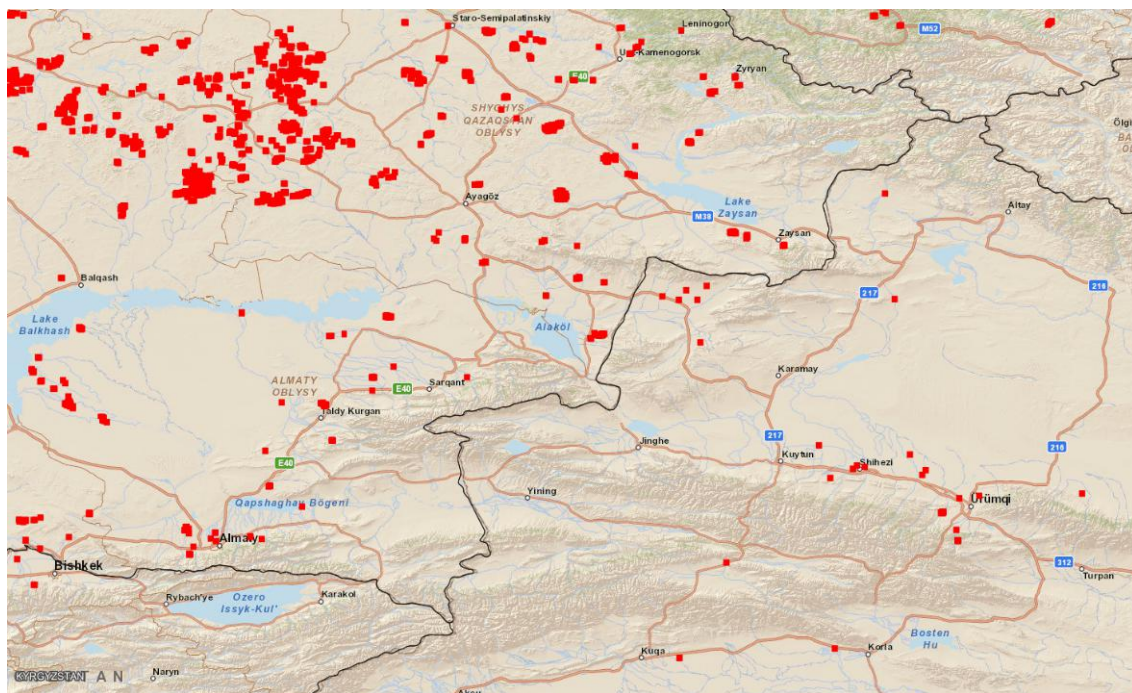


图 5.15 观测期间天山冰川站及其周边地区的火点分布

Fig. 5.15 Fire distribution at TGS and surrounding areas

5.5 小结

利用 AE-31 黑碳仪对乌鲁木齐河源区黑碳气溶胶进行了实时动态观测，对比分析了 2015 年 5-9 月与 2016 年 8 月至 2017 年 7 月乌鲁木齐河源区大气中黑碳气溶胶的日变化、日内变化和季节变化等时间变化特征，揭示了乌鲁木齐河源区黑碳气溶胶的本底浓度，同时分析了气象条件、远距离传输和大气光学厚度等对黑碳浓度的影响。主要结果如下：

(1) 2015.5-2015.9 期间乌鲁木齐河源区大气黑碳气溶胶浓度的变化范围为 445-1829 ng/m^3 ，平均浓度为 $1011 \pm 441 \text{ ng}/\text{m}^3$ ，明显高于 2016.8-2017.7 期间的 520 ng/m^3 。

(2) 乌鲁木齐河源区春季、夏季、秋季和冬季的浓度分别为 425 ng/m^3 、536 ng/m^3 、686 ng/m^3 和 427 ng/m^3 ，呈现出了夏秋季高、冬春季低的特点。

(3) 乌鲁木齐河源区黑碳浓度的日内变化有显著的双峰双谷特点。乌鲁木齐河源区黑碳气溶胶有两个明显的峰值和两个明显的谷值，两个峰值的出现时间分别是北京时间 10:00-11:00 和 18:00-21:00，两个谷值的出现时间分别是北京时间 3:00-5:00 和 14:00-15:00。

(4) 乌鲁木齐河源区黑碳气溶胶本底浓度在春季、夏季和秋季分别为 253 ng/m^3 、271 ng/m^3 和 290 ng/m^3 ，而冬季黑碳的本底浓度仅为 162 ng/m^3 。与其他

偏远地区相比,乌鲁木齐河源区当地排放源较多,且有着较高的黑碳浓度本底值。

(5) 当风速小于 1.5 m/s 时,黑碳的平均浓度明显偏高。当相对湿度大于 55%时,黑碳浓度明显偏低。由后向轨迹分析的结果可知,乌鲁木齐河源区的黑碳浓度除了受本地排放影响以外,还容易受到中亚地区远距离传输的影响。

6 雪冰中黑碳的时空分布及其对反照率的影响

6.1 雪冰中黑碳的时间变化

表 6.1 反映了乌鲁木齐河源 1 号冰川表面黑碳浓度及其他吸光性杂质的时间变化情况。黑碳浓度在 $32\text{--}2258\text{ ng g}^{-1}$ 范围之间变化, 平均值为 582 ng g^{-1} , 有机碳浓度在 $102\text{--}5712\text{ ng g}^{-1}$ 之间变化, 平均值为 1590 ng g^{-1} ; 粉尘浓度在 $2\text{--}484\text{ ppm}$ 范围之间变化, 平均值为 110 ppm 。黑碳含量的差异主要是由于不同的冰川表面消融条件不同所造成的。当冰川表面为新雪覆盖时, 黑碳的含量较低, 仅为 $39\pm 61\text{ ng g}^{-1}$; 当冰川表面的雪冰强烈消融时, 黑碳的含量较高, 达到 $676\pm 435\text{ ng g}^{-1}$; 当冰川被大量老雪覆盖时, 黑碳的平均含量也可以达到 $2258\pm 2887\text{ ng g}^{-1}$ 。

表 6.1 黑碳、有机碳和粉尘浓度统计表

Tab. 6.1 Statistical table of BC、OC and dust

日期	地点	样品数	BC (ng g^{-1})	OC (ng g^{-1})	Dust (ppm)	OC/BC
2015/6/28	东支	10	2258 ± 2887	5712 ± 4820	202 ± 137	3.67
2015/6/29	西支	8	1479 ± 2501	4255 ± 5214	239 ± 278	3.11
2015/8/2	东支	21	676 ± 435	2726 ± 1270	484 ± 299	4.47
2015/8/12	东支	20	39 ± 61	214 ± 193	8 ± 10	8.77
2015/8/13	西支	20	32 ± 38	567 ± 634	29 ± 22	19.99
2015/8/17	东支	2	94 ± 9	161 ± 26	8	1.69
2015/8/21	东支	5	397 ± 208	296 ± 157	14 ± 7	0.78
2015/8/27	东支	1	97	102	2	1.05
2015/9/12	东支	9	166 ± 47	280 ± 87	10 ± 4	1.69

OC/BC比在表面新雪中变化幅度较大, 介于0.78-19.99之间。其中东支的最高值出现在8月12日, 为 8.77 ng g^{-1} ; 西支的最高值出现在8月13日, 为 19.99 ng g^{-1} 。这表明与黑碳相比, 有机碳在新雪中往往占很大的比重, 但是随着新雪的融化逐渐变少, 有机碳比黑碳更容易被清除; 而在新雪中黑碳比有机碳更容易富集 (Ming et al., 2007)。较高的OC/BC比可以反映出当地的排放以生物质燃烧为主, 而不是化石燃料的燃烧。OC/BC比在初秋时期稳定在1.69, 有机碳和黑碳的清除效率保持稳定。

本论文对不同月份的黑碳浓度进行了分析。其中6月28日采集了10个表层雪样, 黑碳浓度为 $203\text{--}8626\text{ ng g}^{-1}$ 。虽然7月份没有更多的数据, 依然可以推测吸光性杂质可能富集在雪冰表面, 通过沉积增加吸光性杂质的浓度, 当雪开始融化时,

引起表面反照率的进一步增加（Xu et al., 2012; Ming et al., 2009）。8月2日，裸冰暴露在冰川表面，融水会带走雪杂质，可能会降低冰融化过程中带来的杂质的影响。如图6.1所示，8月12日，乌鲁木齐河源1号冰川发生了降雪事件，冰川表面被新雪覆盖，新雪中黑碳浓度的均值仅为 $39\pm 61\text{ ng g}^{-1}$ ，5天以后，表层雪大量融化，黑碳浓度增加到了 $94\pm 9\text{ ng g}^{-1}$ ，这说明了表面雪冰融化将会导致黑碳大量富集在冰川表面。8月27日再次发生降雪，在东支采集了唯一一个表面雪样品，黑碳浓度为 97 ng g^{-1} 。9月12日在东支采集了九个老雪样品，冰雪消融速率较低，黑碳浓度处于较低水平，一直持续到下一个融雪季节（2016年春季）。

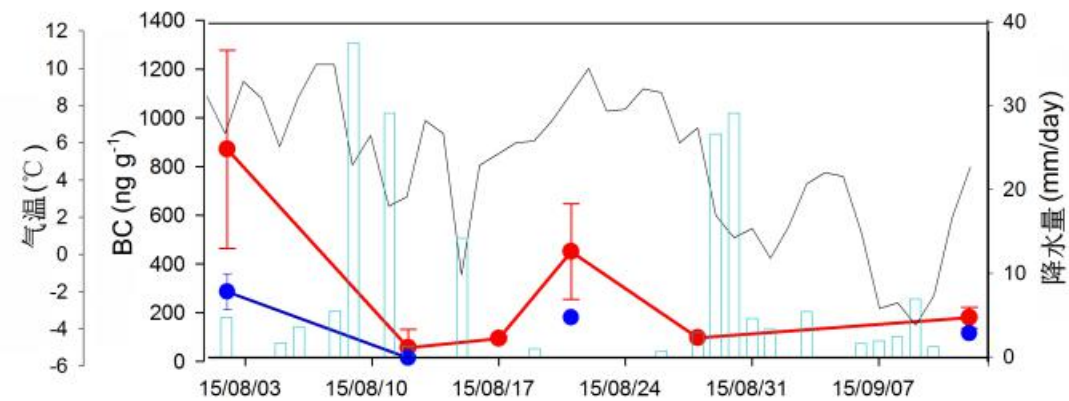


图 6.1 黑碳浓度、温度和降水时间变化图

Fig. 6.1 Temporal variations of BC concentration, temperature and precipitation. The red line is average of BC concentration in ablation area. The blue line is average of BC concentration in accumulation area. The black line is average of temperature from AWS and the blue bar graph represents precipitation

结合 2004-2005 年乌鲁木齐河源 1 号冰川黑碳气溶胶的逐月浓度变化情况可以发现（图 6.2），冰川积累区表层雪中的黑碳浓度表现为夏季明显高于其他季节的特点。主要原因是夏季冰川强烈消融，冰川表面以裸冰为主，大量的黑碳暴露在冰川表面。扎当冰川表层雪中富集的黑碳浓度平均值是 404 ng g^{-1} ，相对较高的黑碳浓度发生在乌鲁木齐河源 1 号冰川的主要原因可能是该冰川距离人类污染源更近，黑碳气溶胶在传输的过程中消耗更少，更容易受到人类活动的影响（Dong et al., 2016; Qu et al., 2014）。

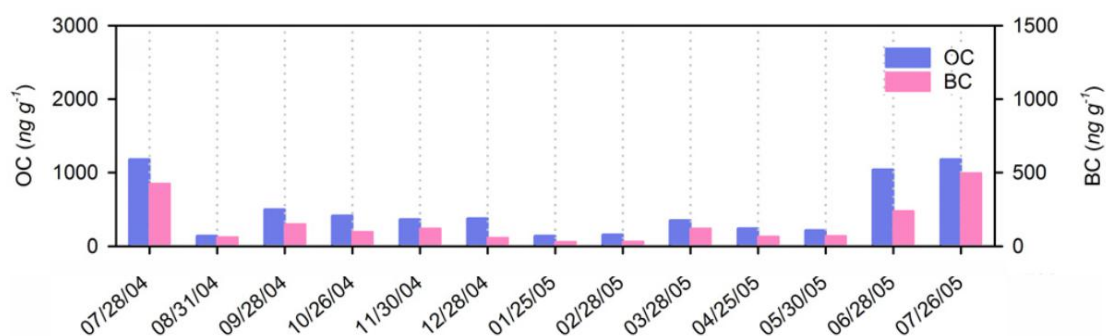


图 6.2 2004.7-2005.7 表层雪中黑碳和有机碳的浓度 (Xu et al., 2012)

Fig. 6.2 BC and OC concentrations in surface snow from July 2004 to July 2005 (Xu et al., 2012)

6.2 雪冰中黑碳的空间变化

本论文将雪冰样品分为三种类型，即新雪、老雪和裸冰。分别在 6 月 28 日、8 月 2 日和 8 月 12 日对老雪、裸冰和新雪进行了采样。图 6.3 显示了三种样品中冰川表面的黑碳浓度随海拔变化的情况。在乌鲁木齐河源 1 号冰川，随着海拔高度的降低，黑碳的浓度总体上逐渐增加。但是老雪中的黑碳浓度在不同海拔上差异明显。可能原因是乌鲁木齐河源 1 号冰川的特殊地形条件导致黑碳容易在平坦的地方大量富集。6 月 28 日，冰川表面被老雪覆盖，大量的黑碳富集在坡度较缓的冰舌处。裸冰和老雪中黑碳浓度的变化幅度明显大于新雪。在海拔较低的地方，黑碳更容易沉积。海拔小于 3900 m 处比海拔大于 3900 m 处黑碳浓度高，说明海拔对黑碳气溶胶的沉降具有重要影响。

总体上，乌鲁木齐河源 1 号冰川表面黑碳的浓度随着海拔高度的上升而逐渐减少，这表明冰川表面的强烈消融使得黑碳大量富集在冰川末端 (Kaspari et al., 2014)。

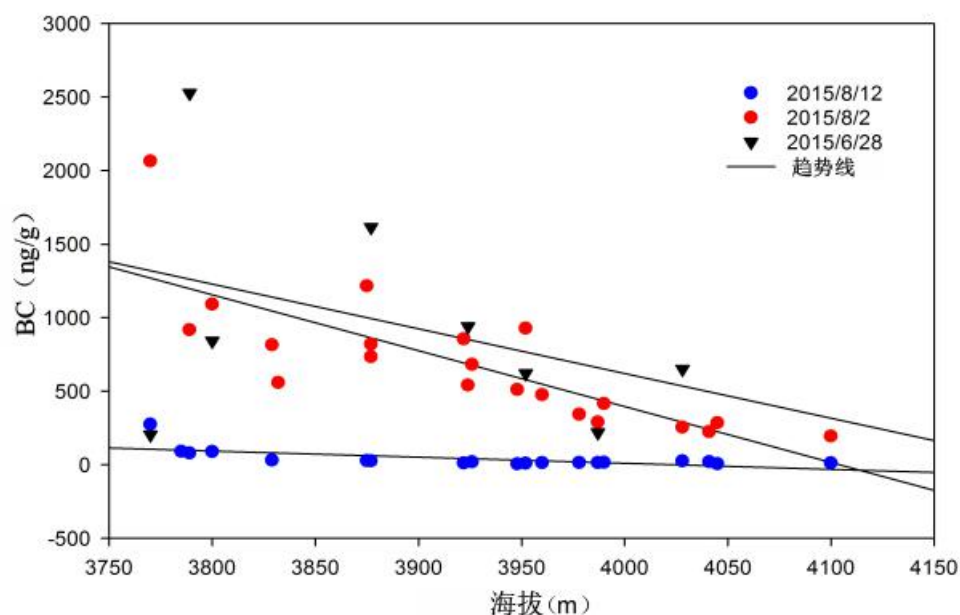


图 6.3 不同类型雪冰中黑碳浓度沿海拔变化情况

Fig. 6.3 The relationship of BC concentrations and elevation in glacier surface

为了进一步研究黑碳气溶胶在冰川表面的分布情况，本论文以乌鲁木齐河源1号冰川东支的物质平衡花杆点为采样点，使用了克里金法对冰川表面的黑碳浓度进行了空间分析（图6.4）。黑碳浓度在冰川表面随着海拔变化，最大的黑碳浓度值出现在冰舌。8月2日，冰川表面以裸冰为主，随着海拔的升高，黑碳浓度呈现降低趋势。主要原因是海拔较低处冰川消融较快，使得大量的黑碳富集在冰川海拔较低处。值得一提的是冰川主流线上的黑碳浓度明显低于两侧，可能是由于冰川融水携带了大量的黑碳，并流向冰川末端。8月12日，整条冰川被新雪覆盖，黑碳浓度达到最低值，为 $39 \pm 61 \text{ ng g}^{-1}$ ，把这个值作为乌鲁木齐河源1号冰川

上新雪的基准值。有机碳的浓度和海拔之间也呈负相关关系，说明大气中大量的黑碳和有机碳一起以干湿沉降的方式沉降到了低海拔（或消融区）的地方。

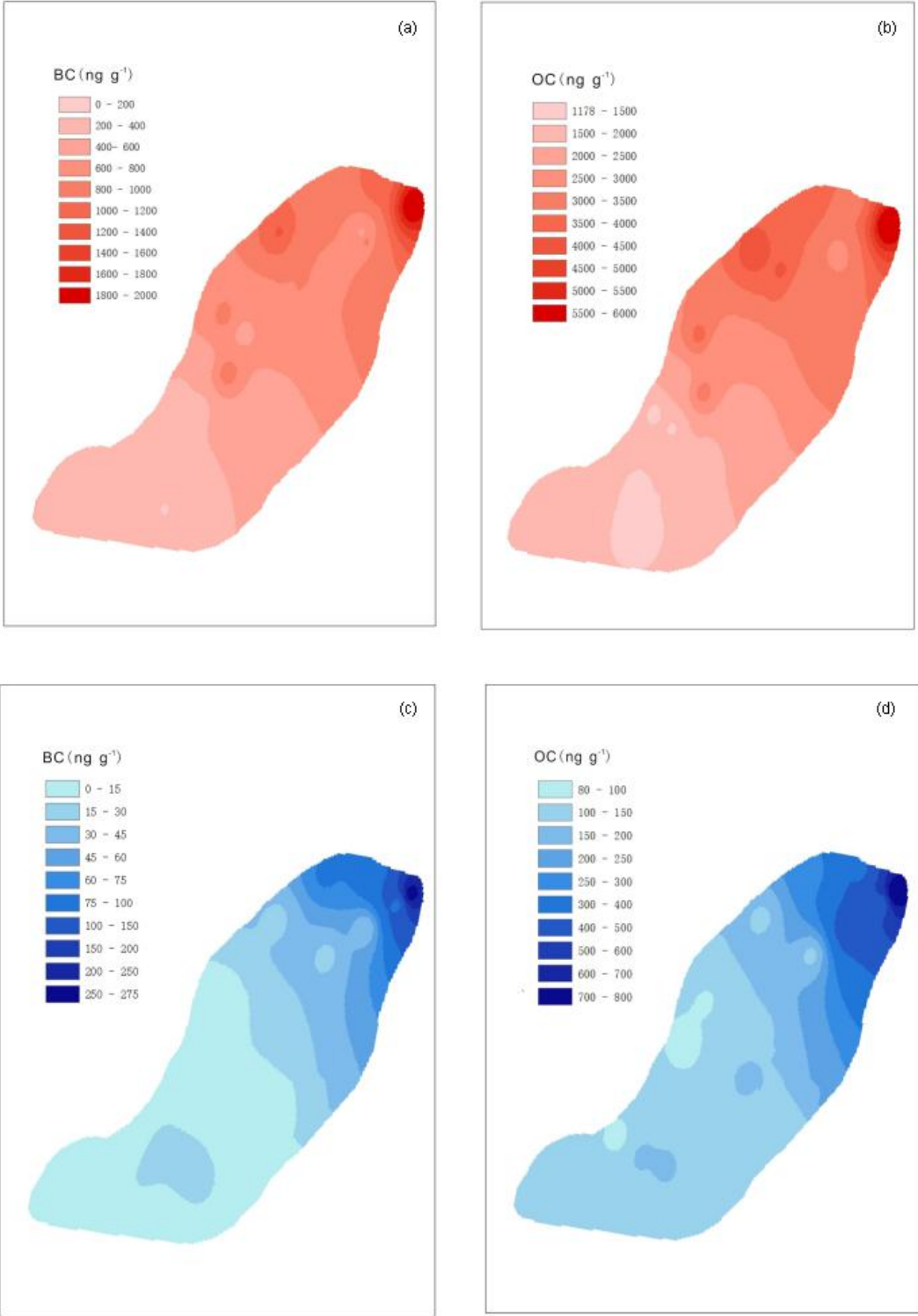


图6.4 乌鲁木齐河源1号冰川黑碳的空间分布，其中图a和图b分别表示2015年8月2日冰川表面BC和OC的浓度；图c和图d分别表示2015年8月12日冰川表面BC和OC的浓度

Fig. 6.4 Spatial distribution of BC

在同一个采样点，黑碳的浓度随着雪坑深度的不同而变化。结合 2004 年 7 月 26 日和 2005 年 7 月 28 日乌鲁木齐河源 1 号冰川雪坑中的黑碳和有机碳浓度（图 6.5），可以发现雪坑剖面中黑碳和有机碳浓度存在着显著的波动，最大值与最小值存在明显的差异，并且在污化层黑碳和有机碳的浓度较高。这是由于污化层不溶微粒相对丰富，在湿季强烈的淋溶作用下，沉积于雪层中的黑碳和有机碳在污化层附近大量富集，引起黑碳浓度剖面发生显著变化。也就是说，乌鲁木齐河源 1 号冰川东支表层雪中黑碳和有机碳的浓度相对较高，除了表层雪和污化层，黑碳和有机碳浓度都较低，入污化层后，二者浓度突然升高，达到了最大值。

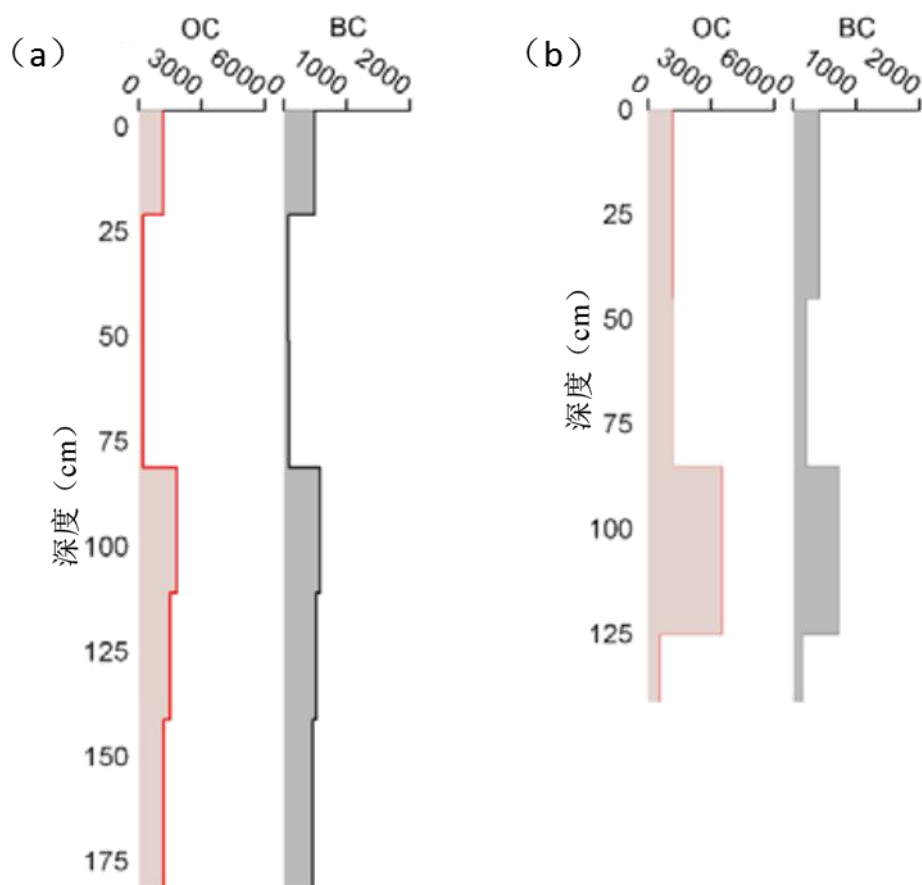


图 6.5 雪坑中黑碳和有机碳的浓度（Xu et al., 2012）

Fig. 6.5 BC and OC concentrations in snowpack（Xu et al., 2012）

通过对比扎当冰川的研究发现，这两条冰川表面的黑碳浓度都有随海拔升高而降低的趋势，主要是由于低海拔的冰川消融区温度更高，雪冰更容易融化，污化物更容易在冰川表面富集。本论文的采样海拔范围基本在 4200 m 以下，扎当冰川的采样点均在 5500 m 以上，海拔的差异也可能是造成不同区域冰川表面黑碳浓度差异的原因之一。

6.3 雪冰中黑碳对反照率的影响

为研究乌鲁木齐河源 1 号冰川反照率的空间分布情况,于 2015 年 8 月 12 日实地测量了乌鲁木齐河源 1 号冰川各观测点的反照率变化情况。由图 6.6 可见:冰川反照率随着海拔有逐渐升高的趋势,积累区具有最高的反照率,是由于随着海拔升高,气温逐渐降低,冰川消融速度变慢,冰川表面由附加冰慢慢过渡到积雪,同时冰川表面黑碳和粉尘等的含量减少,从而导致了冰川自下而上反照率逐渐升高。随着时间的推移,各观测点反照率开始下降,如 3591 m 处午后的反照率值远低于上午的 3597 m 处的观测值,其主要原因可以解释为,随着积雪接收到太阳辐射时间的增加,积雪粒径相应增大,造成了反照率的降低。乌鲁木齐河源 1 号冰川表面反照率差异明显,主要原因是低于 3800 m 的冰川表面聚集了大量的污化物,而 3800 m 以上则仍有积雪覆盖。

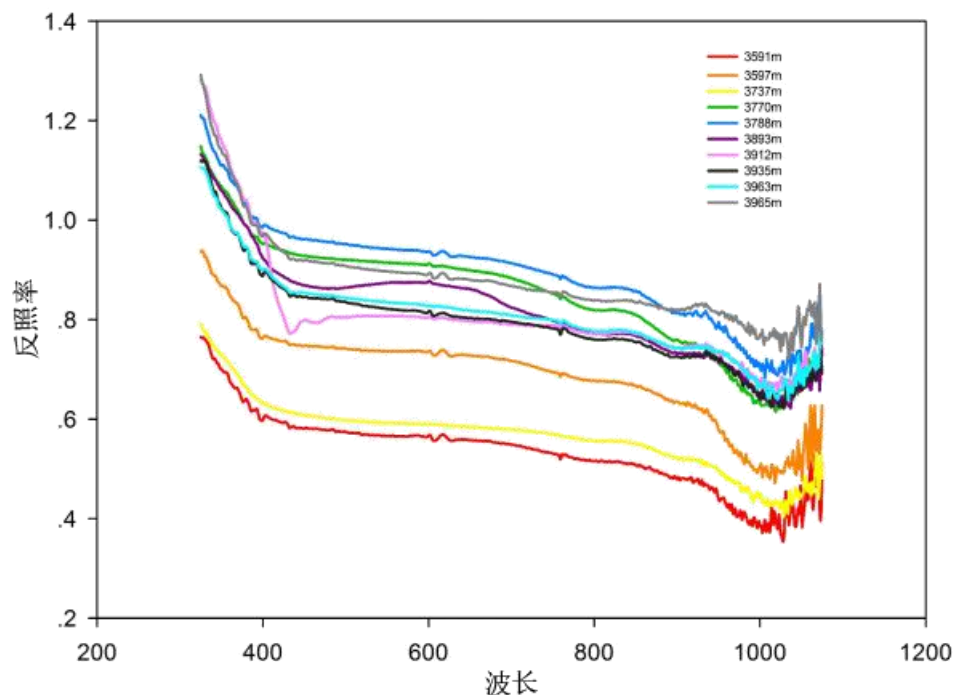


图 6.6 反照率与海拔关系图

Fig. 6.6 The relationship of albedo and elevation

冰川表面的反照率随着海拔的升高而升高,与黑碳含量的变化恰好相反(图 6.7),这表明黑碳可能会对雪冰反照率造成一定的影响。

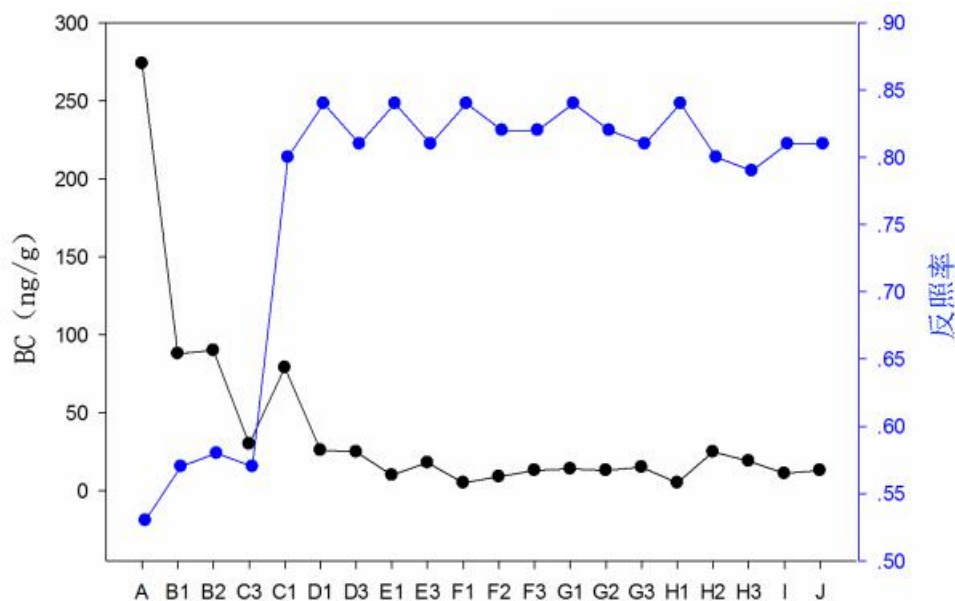


图 6.7 黑碳与反照率的关系

Fig. 6.7 The relationship between BC and albedo

2007年Flanner等人基于双向流辐射传输解决方案开发出SNICAR模型，该模型集成了雪、冰和气溶胶辐射三个模块，通常用来模拟雪冰反照率。明镜等利用SNICAR模型分析了吸光性杂质对喜马拉雅山冰川反照率的影响，结果显示，吸光性杂质对该地区冰川反照率降低的贡献率约为34%，其中BC的贡献率为21%，粉尘的贡献率为13%。

为验证SNICAR模型在乌鲁木齐河源1号冰川的适用性，本试验首先选取了2015年8月12日在东支采集的光谱数据与模拟结果进行对比分析（图6.8）。结果表明，实测黑碳值与模拟黑碳值相关性较高（ $R^2=0.95$ ），可用于模拟分析。

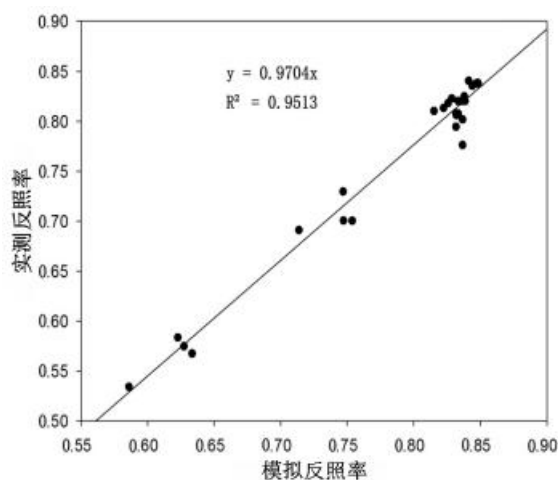


图 6.8 实测反照率和模拟反照率

Fig. 6.8 Measured albedo and simulated albedo

(1) 输入参数

本论文根据实测数据和当地的实际情况对模型的参数进行了设置，具体参数如下：入射太阳辐射类型（Incident radiation）选择直射（Direct），表面光谱分布类型（Surface spectral distribution）设定为中纬度地区冬季晴天，雪深为0.05 m。根据当地的采样时间和地理位置，计算了太阳的天顶角。根据现场观测，潜在的地面反照率在可见光波段为0.2-0.6，在近红外波段为0.1-0.4。黑碳的（MAC）被设定为11.3（Ming et al., 2016），这是典型的MAC值的中位数（Hadley and Kirchstetter, 2012）。建模结果涵盖了从350到2500 nm的光谱反照率，这里只研究了325-1075 nm的范围。雪颗粒有效粒径半径（Snow grain effective radius），根据观测设置为50-800 pm，积雪密度（Snowpack density）根据实测数据进行设置，积雪下为裸冰，实测裸冰在近红外波段的范围是0.7-5.0 μm ，反照率是0.11；在可见光波段内的范围是0.3-0.7 μm ，反照率是0.14。黑碳、粉尘含量根据实测数据进行设置。具体如表6.2所示。

表6.2 SNICAR模型输入参数

日期	编号	黑碳 (ng g^{-1})	密度 (kg/m^3)	太阳高 度角($^{\circ}$)	粒径 (μm)	粉尘(ppm)
2015/8/12	TS2015-04	79	268	59	50	2
2015/8/12	TS2015-06	26	296	62	50	3
2015/8/12	TS2015-07	25	292	38	50	21
2015/8/12	TS2015-08	10	291	62	50	3
2015/8/12	TS2015-09	18	200	41	50	3
2015/8/12	TS2015-10	5	266	61	50	1
2015/8/12	TS2015-11	9	223	45	50	9
2015/8/12	TS2015-12	13	242	43	50	5
2015/8/12	TS2015-13	14	219	60	50	2
2015/8/12	TS2015-14	13	213	46	50	2
2015/8/12	TS2015-15	15	232	49	50	2
2015/8/12	TS2015-16	5	209	57	50	0
2015/8/12	TS2015-17	25	200	55	50	0
2015/8/12	TS2015-18	19	203	50	50	0
2015/8/12	TS2015-19	11	222	51	50	4
2015/8/12	TS2015-20	13	199	53	50	12
2015/9/12	TS2015-29	212	270	35	500	10
2015/9/12	TS2015-34	199	270	37	50	8
2015/9/12	TS2015-35	135	270	37	50	13
2015/9/12	TS2015-36	123	270	38	50	15
2015/9/12	TS2015-37	107	270	38	50	12

2015/9/12	TS2015-30	153	270	35	200	6
2015/9/12	TS2015-31	229	270	36	200	3
2015/9/12	TS2015-32	210	270	36	200	10
2015/9/12	TS2015-33	121	270	36	50	16
2015/8/12	TS2015-01	274	379	35	500	44
2015/8/12	TS2015-02	88	374	35	500	11
2015/8/12	TS2015-03	90	363	35	500	16
2015/8/12	TS2015-05	30	342	36	500	10
2015/8/2	TS2015-44	819	480	40	800	1333
2015/8/2	TS2015-45	734	480	62	800	469
2015/8/2	TS2015-46	854	480	41	800	299
2015/8/2	TS2015-47	540	480	61	800	450
2015/8/2	TS2015-48	681	480	45	800	681
2015/8/2	TS2015-49	510	480	43	800	735
2015/8/2	TS2015-50	927	480	60	800	878
2015/8/2	TS201500351	475	480	46	800	784
2015/8/2	TS201500352	342	480	49	800	453
2015/8/2	TS201500353	289	480	57	800	439
2015/8/2	TS201500354	414	480	55	800	402
2015/8/2	TS201500355	284	480	50	800	517
2015/8/2	TS201500356	254	480	51	800	222
2015/8/2	TS201500357	224	480	53	800	687
2015/8/2	TS201500358	193	480	53	800	158

(2) 敏感性分析

本论文利用 SNICAR 模型进行敏感性分析，具体步骤如下：

- 1) 将模型中 BC 和粉尘浓度均设置为 0，其他条件保持一致，计算出没有 BC、粉尘影响时雪冰的反照率；
- 2) 向模型中输入粉尘数据，BC 含量设为 0，模拟粉尘对雪冰反照率的影响；
- 3) 然后再向模型中输入 BC 数据，模拟 BC 和粉尘共同对雪冰反照率产生的影响。

通过 SNICAR 模型的敏感性分析（表 6.3），可以得出如下结果：冰川表面强烈消融时，大量的黑碳在冰川表面富集，使得乌鲁木齐河源 1 号冰川表面的反照率降低，降低了 0.083，此时冰川表面反照率平均为 0.47；而当乌鲁木齐河源 1 号冰川为老雪覆盖时，黑碳导致平均反照率降低了 0.0165。

表6.3 SNICAR模型敏感性分析

Tab. 6.3 sensitivity analysis of SNICAR model

日期	编号	位置	PURE	P+BC	P+BC +DUST	BC%	DUST%
2015/8/12	TS2015-04	C1	0.85	0.84	0.84	19.11	1.45

2015/8/12	TS2015-06	D1	0.85	0.85	0.85	21.57	8.08
2015/8/12	TS2015-07	D3	0.83	0.82	0.82	20.66	48.89
2015/8/12	TS2015-08	E1	0.85	0.85	0.85	8.74	8.85
2015/8/12	TS2015-09	E3	0.83	0.82	0.82	15.70	8.85
2015/8/12	TS2015-10	F1	0.85	0.85	0.85	5.11	3.61
2015/8/12	TS2015-11	F2	0.83	0.83	0.83	8.41	27.61
2015/8/12	TS2015-12	F3	0.83	0.83	0.83	13.81	17.78
2015/8/12	TS2015-13	G1	0.85	0.84	0.84	12.44	6.09
2015/8/12	TS2015-14	G2	0.83	0.83	0.83	30.32	7.78
2015/8/12	TS2015-15	G3	0.83	0.83	0.83	6.01	2.74
2015/8/12	TS2015-16	H1	0.84	0.84	0.84	23.21	4.36
2015/8/12	TS2015-17	H2	0.84	0.84	0.84	6.30	0.08
2015/8/12	TS2015-18	H3	0.83	0.83	0.83	4.88	0.61
2015/8/12	TS2015-19	I	0.84	0.84	0.83	4.21	5.17
2015/8/12	TS2015-20	J	0.84	0.84	0.83	4.35	13.02
2015/9/12	TS2015-29	A	0.74	0.72	0.71	49.38	6.20
2015/9/12	TS2015-34	E2	0.85	0.84	0.83	51.78	5.29
2015/9/12	TS2015-35	F2	0.85	0.84	0.84	37.98	9.62
2015/9/12	TS2015-36	G2	0.85	0.84	0.84	35.17	11.32
2015/9/12	TS2015-37	H2	0.85	0.84	0.84	31.30	9.55
2015/9/12	TS2015-30	B2	0.77	0.76	0.75	24.27	2.74
2015/9/12	TS2015-31	C1	0.77	0.75	0.75	34.78	1.25
2015/9/12	TS2015-32	C3	0.77	0.75	0.75	53.23	6.91
2015/9/12	TS2015-33	D2	0.85	0.84	0.84	14.52	5.05
2015/8/12	TS2015-01	A	0.65	0.60	0.59	41.42	14.17
2015/8/12	TS2015-02	B1	0.65	0.63	0.63	22.53	7.65
2015/8/12	TS2015-03	B2	0.65	0.63	0.62	34.16	4.51
2015/8/12	TS2015-05	C3	0.64	0.64	0.63	7.14	6.69
2015/8/2	TS2015-44	D2	0.62	0.49	0.35	29.79	30.97
2015/8/2	TS2015-45	D3	0.67	0.56	0.50	22.20	14.37
2015/8/2	TS2015-46	E1	0.62	0.49	0.44	28.42	10.54
2015/8/2	TS2015-47	E2	0.66	0.58	0.51	17.97	16.11
2015/8/2	TS2015-48	E3	0.63	0.51	0.42	28.15	24.87
2015/8/2	TS2015-49	F1	0.62	0.53	0.41	21.56	27.64
2015/8/2	TS2015-50	F2	0.66	0.54	0.44	26.33	19.66
2015/8/2	TS201500351	F3	0.63	0.54	0.42	20.76	30.05
2015/8/2	TS201500352	G1	0.63	0.57	0.51	18.04	15.72
2015/8/2	TS201500353	G2	0.65	0.60	0.51	14.37	25.29
2015/8/2	TS201500354	G3	0.65	0.58	0.50	31.29	34.73
2015/8/2	TS201500355	H1	0.64	0.58	0.47	22.98	45.49
2015/8/2	TS201500356	H2	0.64	0.59	0.53	16.99	20.84
2015/8/2	TS201500357	H3	0.65	0.60	0.47	23.50	67.25
2015/8/2	TS201500358	I	0.64	0.61	0.56	12.95	16.39

(3) 模拟结果

冰川在消融季节，其表面特征会对其融化产生重要影响，冰川表面消融状态主要划分为三种情形，即冰川表面为裸冰覆盖；冰川表面为新雪覆盖；冰川表面为老雪覆盖。为研究在不同的表面特征下，黑碳和粉尘对冰川反照率的影响，利用 SNICAR 模型分别模拟了以上三种不同情况下黑碳和粉尘对冰川消融的影响（Ming et al., 2013b; Qu et al., 2014; Li et al., 2017; Niu et al., 2017）。

图 6.9 显示了黑碳和粉尘对减少乌鲁木齐 1 号冰川表面雪冰反照率的影响。结果显示新雪中黑碳和粉尘对反照率分别降低了 12.8% 和 10.3%，老雪中黑碳和粉尘对反照率分别降低了 33.7% 和 7%，裸冰中黑碳和粉尘对反照率分别降低了 22.4% 和 26.7%。相对于粉尘来说，黑碳是降低新雪和老雪中冰川反照率的主要因素，说明黑碳在乌鲁木齐河源 1 号冰川积雪消融过程中起着至关重要的作用，而随着积雪的消失殆尽，粉尘逐渐对冰川消融起到了主导作用。

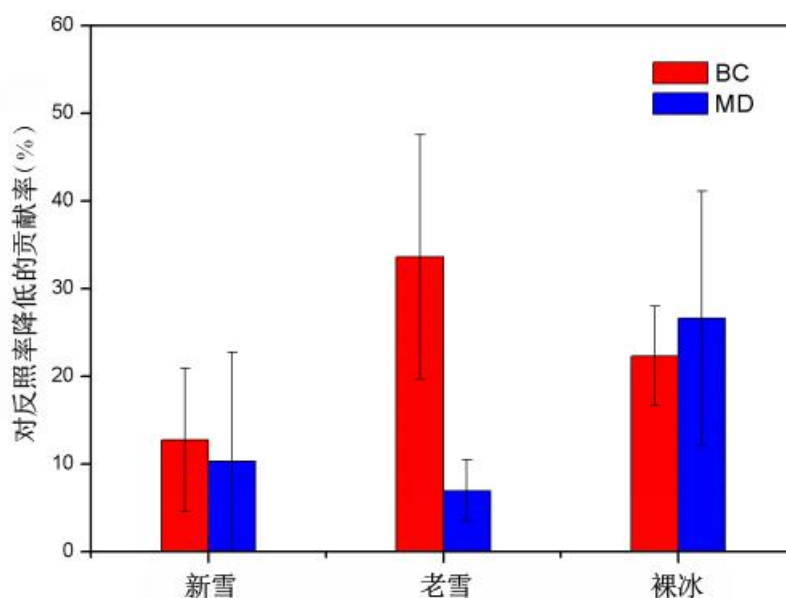


图6.9 不同类型雪冰中黑碳和粉尘对反照率的影响

Fig. 6.9 the influence of albedo by BC and dust in different type of snow

相关研究表明，扎当冰川表面以裸冰为主时，粉尘为其反照率降低的贡献率可以达到 58%，而黑碳的贡献率为 27%，表明在冰川表面为裸冰并覆盖吸光性杂质时，粉尘是降低冰川反照率最重要的因素，在加速冰川融化的过程中起到了主导作用。当冰川为老雪覆盖时，粉尘和黑碳对其反照率降低的贡献率分别为 36% 和 29%，说明在该情景下，粉尘和黑碳均对冰川反照率具有重要影响。当扎当冰川表面基本为新雪覆盖时，模拟结果表明在该种情景下，黑碳对冰川表面积雪反照率降低的贡献率是 12%，而粉尘对扎当冰川表面积雪反照率降低的贡献率是 3%。由此可见，当扎当冰川表面基本为新雪覆盖时，黑碳是降低冰川反照

率最重要的因素。

6.4 雪冰中黑碳对于辐射强迫的影响

本论文所需要的太阳短波入射辐射数据来自于自动气象站上太阳短波净辐射表，其波谱在 $0.2-100\ \mu\text{m}$ 范围内。如图 6.10 所示，以 2015 年 8 月 12 日短波辐射为例，日均短波辐射为 $250.4\ \text{W/m}^2$ 。

本论文运用以下公式来计算黑碳产生的辐射强迫（公式 6-1）：

$$RF = R_{\text{in} - \text{short}} \cdot \Delta\alpha \quad (6-1)$$

式中， $R_{\text{in} - \text{short}}$ 代表太阳短波入射辐射， $\Delta\alpha$ 代表不同表面特征下的黑碳对于反照率的降低值。

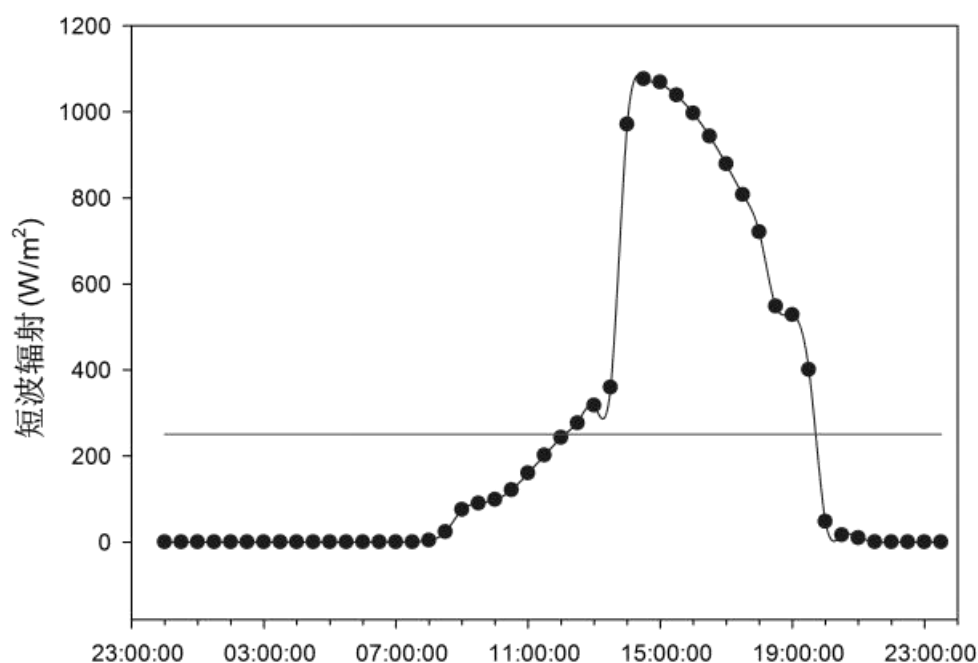


图 6.10 短波辐射日内变化

Fig. 6.10 the diurnal variations of shortwave radiation

本论文计算了乌鲁木齐 1 号冰川黑碳和粉尘的辐射强迫（图 6.11）。模拟结果显示，乌鲁木齐河源 1 号冰川的黑碳和粉尘引起的辐射强迫在新雪中分别为 $1.38\ \text{W m}^{-2}$ 和 $1.52\ \text{W m}^{-2}$ ；在老雪中分别为 $18.4\ \text{W m}^{-2}$ 和 $4.18\ \text{W m}^{-2}$ ；在裸冰中分别为 $53.8\ \text{W m}^{-2}$ 和 $57.9\ \text{W m}^{-2}$ 。裸冰和老雪中黑碳和粉尘引起的辐射强迫比新雪高，说明裸露的冰川比表面有雪覆盖的冰川更容易消退。新雪和裸冰中粉尘引起的辐射强迫比黑碳高，而老雪中黑碳引起的辐射强迫比粉尘高。

类似的研究在高亚洲其他地区也进行过，黑碳引起的乌鲁木齐 1 号冰川辐射强迫值高于高亚洲地区的大部分冰川，比如冬克玛底冰川（ $6.69\ \text{W m}^{-2}$ ），七一

冰川（ 3.2 W m^{-2} ），老虎沟 12 号冰川（ 4.5 W m^{-2} ）。这可能是由于 1 号冰川黑碳和粉尘的含量远远高于其他冰川所致。

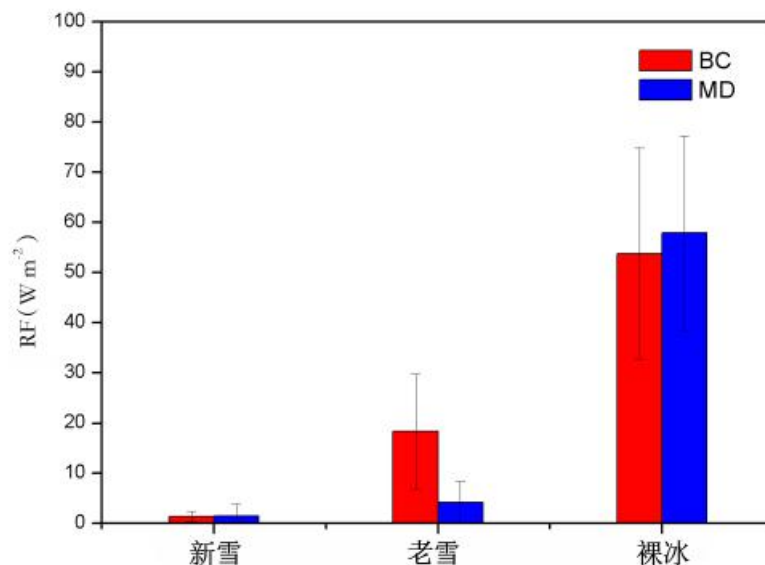


图 6.11 不同类型雪冰中黑碳和粉尘造成的辐射强迫估算

Fig. 6.11 the RF caused by BC and dust in different type of snow

6.5 黑碳对于冰川消融的影响分析

大气中的黑碳气溶胶作为一种重要的吸光性杂质，是除温室气体外最大的人为辐射强迫因子。因为它可以通过改变直接辐射强迫、雪冰表面的反照率和相关反馈机制，影响大气和雪冰介质的能量平衡，从而改变地球的气候系统。

黑碳气溶胶通过干湿沉降到达冰川表面，会造成雪冰反照率显著下降，进一步影响冰川消融。因此，本论文计算了纳木错站黑碳沉降至扎当冰川表层积雪中的浓度和天山冰川站碳气溶胶沉降至乌鲁木齐河源 1 号冰川表层积雪中的浓度。

其中，通过干沉降到达冰川表层积雪中的黑碳气溶胶浓度计算如下（公式 6-2）：

$$BC_{snow} = BCD \times A / (\rho_{snow} \times A \times Thickness_{snow}) \quad (6-2)$$

其中沉降通量（ BCD ，单位是 $\mu\text{g m}^{-2}$ ）是指单位面积和单位时间内沉降到下垫面的物质浓度。这里，假定黑碳气溶胶均匀分布在大气中，然后持续沉降在表层雪。黑碳气溶胶沉降通量计算如下（公式 6-3）：

$$BCD = C_a \times V_{min} \times t / 1000 \quad (6-3)$$

其中 C_a 为大气黑碳浓度，单位是 ng m^{-3} ； V_{min} 为黑碳最小沉降速率，单位为 m s^{-1} ； t 为单个样品的采样持续时间，单位是 s ，每小时的总干沉积通量时间为 3600 s 。因为沉降速率与空气密度和黏滞系数呈反相关，则将沉降速率设定为

$1.0 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ (Yasunari et al., 2010)。因此，本论文这里估算的黑碳气溶胶的沉降通量应该为该地区沉降通量最低限，但对于估算表层雪中黑碳气溶胶的含量有指示意义。

通过计算，纳木错站黑碳通过干沉降可使得 $0.98 \mu\text{g kg}^{-1}$ 黑碳沉积在表层雪中。天山冰川站黑碳通过干沉降可使得 $1.44 \mu\text{g kg}^{-1}$ 黑碳沉积在表层雪中。

通过湿沉降到达表层雪中的黑碳气溶胶浓度计算如下（公式 6-4），

$$C_s = C_a \times \omega / \rho_a \quad (6-4)$$

C_a 代表大气中黑碳的浓度 (ng/m^3)， ρ_a 是校正到标准温度和压力的空气密度 (g m^{-3})， C_s 是雪冰中黑碳的浓度 (ng g^{-1})， ω 是下雪时特定物种的清除比例。因为没有 ω 的实测资料， ω (125) 全球平均值的值被采用并用于本论文的估算。

通过计算，纳木错站黑碳通过湿沉降可使得 $12 \mu\text{g kg}^{-1}$ 黑碳沉积在表层雪中，天山冰川站黑碳通过湿沉降可使得 $36 \mu\text{g kg}^{-1}$ 黑碳沉积在表层雪中。其中湿沉降对于表层雪中黑碳的浓度贡献高达 90% 以上。

纳木错周围地势平坦开阔，扎当冰川距离纳木错站 20 km 左右，本论文用该站黑碳气溶胶粗略代表扎当冰川表面沉降的黑碳浓度。乌鲁木齐河源 1 号冰川距离天山冰川站约 30 km 左右，考虑到站点海拔和站点周围排放源等问题，实际沉积在乌鲁木齐河源 1 号冰川表层雪中的黑碳浓度低于计算所得。

黑碳通过干沉降、湿沉降沉积到冰川表面，大大降低了冰川表面的反照率，导致冰川表面对太阳辐射的吸收作用增强，从而加速了冰川表面的消融，进而影响冰川消融。因此，大气和雪冰中黑碳气溶胶的含量可能是冰川消融的影响因子之一（明镜等，2006；明镜等，2009）。

由冰川物质平衡计算可知，乌鲁木齐河源 1 号冰川的平均消融量自 1959 年以来增加了将近 6 倍，并具有强烈的加速消融趋势。冰川消融主要发生在夏季，可能与夏季气温有直接的关系。但是自 1959 年以来，乌鲁木齐河源 1 号冰川夏季消融季节（5-8 月）的平均气温仅升高了 0.6°C ，这低于平均气温的升高值 (0.8°C)，因此，单纯以夏季气温升高作为冰川加速消融的原因可能不太合理。结合近几年的观测研究发现，冰川加速消融的原因可能还有其他两个，一是冰川温度的升高，二是冰川表面反射率的降低。

由冰川表面热量平衡可知，冰川表面接受的一半以上的热量是来自于净辐射，其他来自于感热等。其中净辐射的大小很大程度上是由冰川表面反射率的大

小决定的。而冰川表面的组成及特征随着高度的变化而产生变化，夏季消融期无新降雪发生时，积累区被老雪覆盖，而附加冰带以下的消融区表面主要是裸露的冰面。

近几十年来，随着气温升高，积累区，老雪的厚度变薄，雪层内反照率高的细粒雪减少，吸光性杂质含量高，具有较低反照率的粗粒雪增加，这样便造成积累区反照率整体上的下降。而在消融区，由于冰川表面含有大量吸光性杂质，很大程度上降低了冰面的反射率。同时，气温的升高导致了消融区面积扩大，而新的降雪在吸光性杂质的作用下又会很快融化，这都导致了冰川反射率的大幅度降低，净辐射的吸收量增大，从而导致冰川加速消融。

由上可知，雪冰中存在的吸光性杂质能明显改变雪冰的反照率，从而影响雪冰的消融速度，进而对气候和水文过程产生影响。

6.6 小结

为研究冰川在不同状态下，BC 和粉尘对其反照率的影响，2015 年对乌鲁木齐河源 1 号冰川进行了多次实地考察，获取了该冰川在三种不同消融状态下的反照率、BC、粉尘含量数据，得出以下主要结论：

(1) 乌鲁木齐河源 1 号冰川在不同消融条件下表层雪冰中黑碳的含量差异很大，黑碳浓度在 $32\text{--}2258 \text{ ng g}^{-1}$ 范围内变化。黑碳浓度的时间变化说明雪冰中黑碳的浓度随冰雪消融强度的增加而增加。黑碳浓度的空间变化说明雪冰中黑碳和海拔息息相关，在冰川的低海拔处含量较高，大量黑碳富集。雪冰中黑碳的时空变化主要是由新降雪中浓度水平和雪冰融化的程度差异导致。和扎当冰川不同，导致乌鲁木齐河源 1 号冰川在消融期雪冰中黑碳含量较高的主要原因有两个，一是由于乌鲁木齐河源 1 号冰川距离人类污染物排放源更近，二是由于采样的海拔范围较低。

(2) 黑碳可以明显降低雪的反照率，冰川表面黑碳对反照率的降低在新雪、老雪和裸冰中分别是 12.8%、33.6%和 22.4%，而冰川表面粉尘对反照率的降低在新雪、老雪和裸冰中分别是 10.3%、7%和 26.7%。表明黑碳在加速乌鲁木齐河源 1 号冰川表面积雪消融的过程中起到了主导作用，但粉尘在冰的融化中起到了关键作用。

(3) 黑碳和粉尘引起的辐射强迫，在新雪中分别是 1.38 W m^{-2} 和 1.52 W m^{-2} ；老雪中分别是 18.4 W m^{-2} 和 4.18 W m^{-2} ；裸冰中分别是 53.8 W m^{-2} 和 57.9 W m^{-2} 。

(4) 大气中的黑碳气溶胶通过干湿沉降到达冰川表面，在消融区由于冰川

表面含有大量黑碳等吸光性杂质，导致冰面的反射率大幅度降低，净辐射的吸收量增大，引起冰川加速消融。积累区，老雪的厚度变薄，雪层内反照率高的细粒雪减少，吸光性杂质含量高，具有较低反照率的粗粒雪增加，这样便造成积累区反照率整体上的下降。

7 研究总结与展望

7.1 研究结论

本论文选择青藏高原腹地和天山地区开展了大气中黑碳气溶胶实时的、在线的观测，与传统方法相比，这种方法可以更好的进行日内分析，实现长期地、连续地观测。获取了 2010-2014 年间纳木错地区和 2015-2017 年间乌鲁木齐河源区黑碳气溶胶的实测数据。在开展大气中黑碳的观测分析的基础上，分析了气象因子对黑碳气溶胶的影响，并结合当地的人为活动进行了分析。在来源解析方面，本论文首次结合月尺度 AOD 数据，分析了黑碳与不同区域范围 AOD 之间的相关性，判别了黑碳的可能来源。结合后向轨迹判别了远距离传输对于冰川区气溶胶的可能影响。

同时在不同季节、不同海拔对乌鲁木齐河源 1 号冰川进行了野外观测与采样，分析雪冰样品中黑碳的含量，明确受西风影响的冰川表面雪冰中黑碳等吸光性杂质的含量水平、组成特征、空间变化与季节差异。结合野外地物光谱仪观测的反照率数据，利用 SNICAR 模型，定量评估黑碳及粉尘对冰川表面反照率与辐射强迫的影响机制及差异，明确了黑碳及粉尘对冰川表面不同区域（如新雪区、老雪区、裸冰区）引起的辐射强迫的差异与机理。结合物质平衡观测数据，评估了雪冰中黑碳等吸光性杂质对冰川消融的贡献。通过本论文的研究主要得出了如下结论：

（1）对大气中黑碳的观测研究表明：

纳木错地区日均黑碳浓度为 $74 \pm 50 \text{ ng/m}^3$ ，可以很好的反映出全球大气黑碳浓度的背景状况。月均黑碳浓度在 2 月至 5 月相对较高，在 6 月至 1 月相对较低。在不同季节，气象条件的不同造成了黑碳浓度的差异。例如，当风向为 W 和 WSW 且风速小于 6 m/s 时，黑碳浓度出现极值（大于 210 ng/m^3 ）。季风前期，黑碳浓度高达到 100 ng/m^3 以上，主要原因是较低的风速和稀少的降水，其他季节则保持在 50 ng/m^3 左右。纳木错地区黑碳气溶胶浓度的日内变化在北京时间 10:00-15:00 具有一个明显的峰值，并且季节变化特点明显，这是由当地的人为活动（如居民日常生活和旅游活动等）造成的。纳木错及其周围地区（ 30°N - 40°N ， 90°E - 100°E ）的大气光学厚度与黑碳浓度有显著的关系，以及边界层高度与黑碳浓度同步变化，这都表明近源排放或短距离传输是纳木错地区黑碳浓度的主要来源。

乌鲁木齐河源区大气黑碳气溶胶浓度在 2015.5-2015.9 期间的变化范围为 445-1829 ng/m^3 , 平均浓度为 $1011 \pm 441 \text{ ng/m}^3$, 明显高于 2016.8-2017.7 期间的 520 ng/m^3 。乌鲁木齐河源区春季、夏季、秋季和冬季的浓度分别为 425 ng/m^3 、536 ng/m^3 、686 ng/m^3 和 427 ng/m^3 , 呈现出了夏秋季高、冬春季低的特点。乌鲁木齐河源区黑碳浓度的日内变化具有两个显著的峰值, 分别出现在北京时间 10:00-11:00 和 18:00-21:00, 在北京时间 3:00-5:00 和 14:00-15:00 有两个明显的谷值, 具有明显的双峰双谷特征。乌鲁木齐河源区黑碳气溶胶的本底浓度在春季、夏季和秋季分别为 253 ng/m^3 、271 ng/m^3 和 290 ng/m^3 , 而冬季黑碳的本底浓度仅为 162 ng/m^3 。与其他偏远地区相比, 乌鲁木齐河源区当地排放源较多, 且有着较高的黑碳浓度本底值。当风速小于 1.5 m/s 时, 黑碳的平均浓度明显偏高。当相对湿度大于 55% 时, 黑碳浓度明显偏低。当发生沙尘天气时, 风速增大, 并会持续一段时间, 使得黑碳浓度急剧降低。同样的, 降雨和降雪事件的发生也会降低大气中的黑碳浓度, 并使其接近本底浓度值, 且降雪对大气中黑碳浓度的清除效果比降雨更好。在分析后向轨迹、AOD 和火点的基础上得出, 近源排放或短距离传输是乌鲁木齐河源区黑碳浓度的主要来源, 但是除了受本地排放影响以外, 还容易受到中亚地区远距离传输的影响。

通过对比发现, 乌鲁木齐河源区大气中黑碳除了受近源排放的影响外, 还容易受到中亚地区远距离传输的影响; 而纳木错地区大气中的黑碳气溶胶主要受印度季风和西风环流的影响, 除了南亚的排放影响以外, 本地排放也有一定的影响。

(2) 对雪冰中黑碳的观测研究表明:

乌鲁木齐河源 1 号冰川在不同的消融条件下, 表层雪冰中黑碳的含量差异很大, 黑碳浓度在 32-2258 ng g^{-1} 范围内变化。黑碳浓度的时间变化说明雪冰中黑碳的浓度随冰雪消融强度的增加而增加。而扎当冰川表层雪中富集的黑碳浓度平均值是 $237.3 \pm 224.1 \text{ ng g}^{-1}$, 相对较高的黑碳浓度发生在乌鲁木齐河源 1 号冰川的主要原因是乌鲁木齐河源 1 号冰川距离人类污染物排放源更近, 同时采样的海拔范围较低。黑碳浓度和海拔息息相关, 在冰川的低海拔处黑碳含量较高, 有大量的黑碳富集; 黑碳能引起雪反照率的降低, 富集在冰川表面的黑碳在新雪、老雪和裸冰中对反照率的降低分别是 12.8%、33.6% 和 22.4%; 而粉尘对反照率的降低在新雪、老雪和裸冰中, 分别是 10.3%、7%、26.7%; 黑碳和粉尘引起的辐射强迫, 在新雪中分别是 1.38 W m^{-2} 和 1.52 W m^{-2} ; 老雪中分别是 18.4 W m^{-2} 和 4.18 W m^{-2} ; 裸冰中分别是 53.8 W m^{-2} 和 57.9 W m^{-2} 。表明黑碳在加速乌鲁木齐

河源 1 号冰川表面积雪消融的过程中起到了主导作用，但粉尘在冰的融化过程中起到了关键作用。

大气中的黑碳等吸光性杂质可以通过干湿沉降的方式到达雪冰表面，会显著改变雪冰反照率，进而影响到积累区和消融区雪冰的消融过程，从而对气候和水文过程产生影响。

7.2 创新点

(1) 本论文以受到西南季风和西风环流影响的纳木错地区和受到西风环流影响的乌鲁木齐河源区作为研究区，通过黑碳仪开展了黑碳气溶胶实时的、在线的观测，与传统方法相比，这种方法可以更好的进行日内分析，实现长期地、连续地观测，可以更好的揭示黑碳气溶胶日内变化的过程。

(2) 揭示了青藏高原腹地黑碳气溶胶的日内变化规律，即显著的昼高夜低的变化特征，并揭示了其原因；同时揭示了天山中部黑碳气溶胶的季节变化和日内变化，即夏秋高、春冬低的季节变化特点和傍晚较高的日内变化特征。

(3) 结合气象数据和大气光学厚度等数据讨论了纳木错地区和乌鲁木齐河源区大气环境状况及其影响因素，丰富了大气环境影响的评估体系。

(4) 本论文的开展很大程度上弥补和完善了国内外黑碳研究的空白，尤其是在天山中部的偏远地区。具体在乌鲁木齐河源 1 号冰川的消融区和积累区开展了冰川表面黑碳气溶胶的连续观测研究，并借助模型定量评估了黑碳对于反照率降低的影响及其可能造成的辐射强迫。

7.3 工作展望

本论文在青藏高原以及天山地区进行实时在线观测黑碳气溶胶的基础上，重点对黑碳气溶胶的时间变化特征进行了研究，并结合气团轨迹等对其来源进行了探讨。在获得偏远地区黑碳气溶胶时空分布及大气环境状况的同时，为进一步研究黑碳气溶胶对冰川的影响，本论文在乌鲁木齐河源 1 号冰川开展了雪冰中黑碳的观测研究。但是由于时间和水平的限制，对于黑碳气溶胶的物理化学特性（如浓度、粒径、形状、混合状态以及化学成分等）和光学特性（光学厚度、粒子谱分布和单次散射反照率等）的研究有所欠缺。同时对黑碳气溶胶清除机制、气-雪关系及其对冰川消融影响等方面并未展开系统的分析与深入研究。此外，对比分析较为粗浅，受地理因素等各种条件限制，存在采样点少、采样时间短等问题。因此，在以后还应当加强以下研究：

(1) 在已有采样的基础上, 加强降雨/雪前后气溶胶样品的采集, 并结合降雨/雪样品的分析, 增强黑碳气溶胶清除机制的研究, 研究降雨或降雪对于黑碳气溶胶的清除效应。同时加强对新雪及表层雪样品的采集与分析, 通过加强大气中和雪冰中黑碳气溶胶的相关研究, 为黑碳气溶胶对冰川消融的影响提供大量可靠的基础数据。

(2) 坚持对乌鲁木齐河源 1 号冰川开展长期连续采样的基础上, 同时加强对其他冰川区大气中的黑碳气溶胶进行长时间连续观测, 通过不同区域的布点采样, 进而为研究黑碳气溶胶的空间差异性及大气环境状况提供了保障。

(3) 继续坚持黑碳气溶胶在我国冰川区的长期观测, 一方面可以丰富我国气溶胶的研究, 同时解析污染事件中天气条件和局地地形的不同对黑碳造成的不同影响可以了解冰川区空气污染的形成原因, 从而可以有效地进行防控和治理。另一方面在冰川区开展黑碳的观测分析的基础上, 为进一步研究冰川区气溶胶的辐射效应, 评估大气辐射强迫等提供了基础数据。

(4) 目前关于黑碳对雪冰消融的定量评估的研究才刚刚起步, 如何通过模型来定量评估黑碳等吸光性杂质对雪冰消融的影响仍然是一个迫切需要解决的难题。本研究主要致力于量化黑碳和粉尘对雪冰表面反照率的影响及其辐射强迫作用, 关于黑碳对雪冰消融的贡献的研究则较少。所以需要结合雪冰消融模型, 进一步量化由于吸光性杂质而产生的雪冰物质损失量, 从而评估吸光性杂质对冰川变化的贡献。

参考文献

- Artaxo P, Martins J V, Yamasoe M A, et al. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2002, 107(D20): LBA-1-LBA 49-14.
- Babu S S, Satheesh S K, Moorthy K K. Aerosol radiative forcing due to enhanced black carbon at an urban site in India[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(18): 27-21.
- Bauer S E, Bausch A, Nazarenko L, et al. Historical and future black carbon deposition on the three ice caps: Ice core measurements and model simulations from 1850 to 2100[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2013, 118(14): 7948-7961.
- Bisiaux M M, Edwards R, McConnell J R, et al. Changes in black carbon deposition to Antarctica from two high-resolution ice core records, 1850–2000 AD[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2012, 12(9): 4107-4115.
- Bizjak M, Turšič J, Lešnjak M, et al. Aerosol black carbon and ozone measurements at Mt. Kravac EMEP/GAW station, Slovenia[J]. *Atmospheric Environment*, 1999, 33(17): 2783-2787.
- Bond T C, Doherty S J, Fahey D W, et al. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, 118(11): 5380-5552.
- Bond T C, Zarzycki C, Flanner M G, et al. Quantifying immediate radiative forcing by black carbon and organic matter with the Specific Forcing Pulse[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2011, 11(4): 1505-1525.
- Cachier, H. Combustion carbonaceous aerosols in the atmosphere: Implications for ice-core studies, in: *Ice Core Studies of Biogeochemical Cycles*[J]. *Nato ASI Ser*, 1995, 30: 347–360.
- Cao J J, Lee S C, Ho K F, et al. Spatial and seasonal variations of atmospheric organic carbon and elemental carbon in Pearl River Delta Region, China[J]. *Atmospheric Environment*, 2004, 38(27): 4447-4456.
- Cao J, Xu B, He J, et al. Concentrations, seasonal variations, and transport of carbonaceous aerosols at a remote Mountainous region in western China[J]. *Atmospheric Environment*, 2009, 43(29): 4444-4452.
- Carrico C M, Rood M J, Ogren J A. Aerosol light scattering properties at Cape Grim, Tasmania, during the First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1)[J]. *Journal of Geophysical*

- Research Atmospheres, 1998, 103(D13): 16565-16574.
- Chung C E, Ramanathan V, Kim D, et al. Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations[J]. Journal of Geophysical Research, 2005, 110(D24).
- Chung S H, Seinfeld J H. Global distribution and climate forcing of carbonaceous aerosols[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2002, 107(D19): AAC-1-AAC 14-33.
- Chylek P, Johnson B, Damiano P A, et al. Biomass burning record and black carbon in the GISP2 Ice Core[J]. Geophysical Research Letters, 1995, 22(2): 89-92.
- Chylek P, Johnson B, Wu H. Black carbon concentration in Byrd Station ice core - From 13,000 to 700 years before present[J]. Annales Geophysicae, 1992, 10(8):625-629.
- Clarke A D, Noone K J. Soot in the Arctic snowpack: a cause for perturbations in radiative transfer[J]. Atmospheric Environment, 1985, 19(12): 2045-2053.
- Clarke G K C, Marshall S J, Hillaire - Marcel C, et al. A Glaciological Perspective on Heinrich Events[M]// Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales. American Geophysical Union, 2013: 243-262.
- Clarke W. Babe (And Other Projects by Warren Clarke)[J]. Stained Glass Quarterly of the Stained Glass Association of Ame, 1998.
- Coen M C, Weingartner E, Apituley A, et al. Minimizing light absorption measurement artifacts of the Aethalometer: evaluation of five correction algorithms[J]. Atmospheric Measurement Techniques, 2009, 3(2010): 457-474.
- Cong Z, Kang S, Gao S, et al. Historical trends of atmospheric black carbon on tibetan plateau as reconstructed from a 150-year lake sediment record[J]. Environmental Science & Technology, 2013, 47(6): 2579-2586.
- Cong Z, Kang S, Smirnov A, et al. Aerosol optical properties at Nam Co, a remote site in central Tibetan Plateau[J]. Atmospheric Research, 2009, 92(1): 42-48.
- Ding A J, Huang X, Nie W, et al. Enhanced haze pollution by black carbon in megacities in China[J]. Geophysical Research Letters, 2016, 43(6): 2873-2879.
- Dong Z, Qin D, Kang S, et al. Individual particles of cryoconite deposited on the mountain glaciers of the Tibetan Plateau: Insights into chemical composition and sources[J]. Atmospheric Environment, 2016, 138: 114-124.
- Duan F, He K, Ma Y, et al. Characteristics of carbonaceous aerosols in Beijing, China[J].

- Chemosphere, 2005, 60(3): 355-364.
- Eckhardt S, Quennehen B, Olivié D J L, et al. Current model capabilities for simulating black carbon and sulfate concentrations in the Arctic atmosphere: a multi-model evaluation using a comprehensive measurement data set[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2015, 15(16): 9413-9433.
- Eleftheriadis K, Vratolis S, Nyeki S. Aerosol black carbon in the European Arctic: Measurements at Zeppelin station, Ny - Ålesund, Svalbard from 1998–2007[J]. Geophysical Research Letters, 2009, 36(2).
- Elser M, Huang R-J, Wolf R, et al. New insights into PM_{2.5} chemical composition and sources in two major cities in China during extreme haze events using aerosol mass spectrometry[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2016, 16(5): 3207-3225.
- Fan J, Xiao J, Wen R, et al. Carbon and nitrogen signatures of sedimentary organic matter from Dali Lake in Inner Mongolia: Implications for Holocene hydrological and ecological variations in the East Asian summer monsoon margin[J]. Quaternary International, 2017, 452: 65-78.
- Fily M, Bourdelles B, Dedieu J P, et al. Comparison of in situ, and Landsat Thematic Mapper derived snow grain characteristics in the alps[J]. Remote Sensing of Environment, 1997, 59(3): 452-460.
- Flanner M G, Zender C S, Hess P G, et al. Springtime warming and reduced snow cover from carbonaceous particles[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2009, 9(7): 2481-2497.
- Flanner M G, Zender C S, Randerson J T, et al. Present-day climate forcing and response from black carbon in snow[J]. Journal of Geophysical Research, 2007, 112(D11).
- Forsström S, Isaksson E, Skeie R B, et al. Elemental carbon measurements in European Arctic snow packs[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2013, 118(24): 13-13, 627.
- Forsström S, Ström J, Pedersen C A, et al. Elemental carbon distribution in Svalbard snow[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2009, 114(D19).
- Fuglestad J S, Shine K P, Berntsen T, et al. Transport impacts on atmosphere and climate: Metrics[J]. Atmospheric Environment, 2010, 44(37): 4648-4677.
- Gabbi J, Huss M, Bauder A, et al. The impact of Saharan dust and black carbon on albedo and long-term mass balance of an Alpine glacier[J]. Cryosphere Discussions, 2015, 9(1): 1385-1400.

- Gertler C G, Puppala S P, Panday A, et al. Black carbon and the Himalayan cryosphere: A review[J]. *Atmospheric Environment*, 2016, 125: 404-417.
- Ginot P, Dumont M, Lim S, et al. A 10 year record of black carbon and dust from a Mera Peak ice core (Nepal): variability and potential impact on melting of Himalayan glaciers[J]. *Cryosphere*, 2014, 8(8): 1479-1496.
- Grenfell T C, Perovich D K, Ogren J A. Spectral albedos of an alpine snowpack[J]. *Cold Regions Science & Technology*, 1981, 4(2): 121-127.
- Hadley O L, Corrigan C E, Kirchstetter T W, et al. Measured black carbon deposition on the Sierra Nevada snow pack and implication for snow pack retreat[J]. *Atmospheric Chemistry & Physics Discussions*, 2010, 10(4): 7505-7513.
- Hadley O L, Kirchstetter T W. Black-carbon reduction of snow albedo[J]. *Nature Climate Change*, 2012, 2(6): 437-440.
- Hansen A D A, Bodhaine B A, Dutton E G, et al. Aerosol black carbon measurements at the South Pole: Initial results, 1986 - 1987[J]. *Geophysical Research Letters*, 1988, 15(11): 1193-1196.
- Hansen A D A, Conway T J, Strele L P, et al. Correlations among combustion effluent species at Barrow, Alaska: Aerosol black carbon, carbon dioxide, and methane[J]. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 1989, 9(1-3): 283-299.
- Hansen J, Nazarenko L. Soot climate forcing via snow and ice albedos.[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2004, 101(2): 423-428.
- Haywood J M, Ramaswamy V. Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1998, 103(D6): 6043-6058.
- He C, Li Q, Liou K, et al. Black carbon radiative forcing over the Tibetan Plateau[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 41(22): 7806-7813.
- He L, Huang X, Xue L, et al. Submicron aerosol analysis and organic source apportionment in an urban atmosphere in Pearl River Delta of China using high-resolution aerosol mass spectrometry[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2011, 116(D12304).
- Healy R M, Sciare J, Poulain L, et al. Sources and mixing state of size-resolved elemental carbon particles in a European megacity: Paris[J]. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 2012, 12(11): 1681-1700.
- Hirdman D, Burkhardt J F, Sodemann H, et al. Long-term trends of black carbon and sulphate

- aerosol in the Arctic: changes in atmospheric transport and source region emissions[J]. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 2010, 10(19): 12133-12184.
- Hopper J F, Worthy D E J, Barrie L A, et al. Atmospheric observations of aerosol black carbon, carbon dioxide and methane in the high arctic[J]. *Atmospheric Environment*, 1994, 28(18): 3047-3054.
- Hung N T Q, Lee S B, Hang N T, et al. Characterization of black carbon at roadside sites and along vehicle roadways in the Bangkok Metropolitan Region[J]. *Atmospheric Environment*, 2014, 92: 231-239.
- IPCC I. IPCC Fourth Assessment Report: climate change 2007[M]. 2007, 1340-1356.
- Jacobson M Z. Climate response of fossil fuel and biofuel soot, accounting for soot's feedback to snow and sea ice albedo and emissivity[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2004, 109(D21).
- Jenk T M, Szidat S, Schwikowski M, et al. Radiocarbon analysis in an Alpine ice core: record of anthropogenic and biogenic contributions to carbonaceous aerosols in the past (1650–1940)[J]. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 2006, 6(4): 5381-5390.
- Jennings S G, Spain T G, Doddridge B G, et al. Concurrent measurements of black carbon aerosol and carbon monoxide at Mace Head[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1996, 101(D14): 19447-19454.
- Kaspari S D, Schwikowski M, Gysel M, et al. Recent increase in black carbon concentrations from a Mt. Everest ice core spanning 1860-2000 AD[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(4): 155-170.
- Kaspari S, Painter T H, Gysel M, et al. Seasonal and elevational variations of black carbon and dust in snow and ice in the Solu-Khumbu, Nepal and estimated radiative forcings[J]. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 2014, 14(15): 8089-8103.
- Kopacz M, Mauzerall D L, Wang J, et al. Origin and radiative forcing of black carbon transported to the Himalayas and Tibetan Plateau[J]. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 2011, 11(6): 158-166.
- Lavanchy V M H, Gäggeler H W, Schotterer U, et al. Historical record of carbonaceous particle concentrations from a European high-alpine glacier (Colle Gnifetti, Switzerland)[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1999, 104(D17): 21227-21236.
- Lee W L, Liou K N. Effect of absorbing aerosols on snow albedo reduction in the Sierra

- Nevada[J]. *Atmospheric Environment*, 2012, 55(13): 425-430.
- Lee Y H, Lamarque J F, Flanner M G, et al. Evaluation of preindustrial to present-day black carbon and its albedo forcing from ACCMIP (Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project)[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 2012, 12(8): 21713-21778.
- Legrand M, Preunkert S, Schock M, et al. Major 20th century changes of carbonaceous aerosol components (EC, WinOC, DOC, HULIS, carboxylic acids, and cellulose) derived from Alpine ice cores[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2007, 112(D23).
- Lei Z, Zhang D L, et al. Property of black carbon concentration over outskirts of Lanzhou, Northwest China[J]. *China Environmental Science*, 2011, 31(8): 1248-1255.
- Li C, Bosch C, Kang S, et al. Sources of black carbon to the Himalayan-Tibetan Plateau glaciers[J]. *Nature Communications*, 2016, 7:12574.
- Li X, Kang S, He X, et al. Light-absorbing impurities accelerate glacier melt in the Central Tibetan Plateau[J]. *Science of the Total Environment*, 2017, s 587–588(3): 482-490.
- Li Y, Chen J, Kang S, et al. Impacts of black carbon and mineral dust on radiative forcing and glacier melting during summer in the Qilian Mountains, northeastern Tibetan Plateau[J]. *The Cryosphere Discussions*, 2016: 1-14.
- Liu D, Whitehead J, Alfarra M R, et al. Black-carbon absorption enhancement in the atmosphere determined by particle mixing state[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(3): 184-188.
- Lu Z, Streets D G, Zhang Q, et al. A novel back - trajectory analysis of the origin of black carbon transported to the Himalayas and Tibetan Plateau during 1996–2010[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(1):1809.
- Mao Y, Liao H. Impacts of meteorological parameters and emissions on decadal, interannual, and seasonal variations of atmospheric black carbon in the Tibetan Plateau[J]. *Advances in Climate Change Research*, 2016, 7(3): 123-131.
- Masiello C A. Black Carbon in Deep-Sea Sediments[J]. *Science*, 1998, 280(5371): 1911-1913.
- Mazzerà D M, Lowenthal D H, Chow J C, et al. PM measurements at McMurdo Station, Antarctica[J]. *Atmospheric Environment*, 2001, 35(10):1891-1902.
- McConnell J R, Edwards R, Kok G L, et al. 20th-century industrial black carbon emissions altered Arctic climate forcing[J]. *Science*, 2007, 317(5843): 138- 4.
- Menon S, Hansen J, Nazarenko L, et al. Climate effects of black carbon aerosols in China and

- India.[J]. Science, 2002, 297(5590): 2250-2253.
- Ming J, Cachier H, Xiao C, et al. Black carbon record based on a shallow Himalayan ice core and its climatic implications[J]. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 2007, 7(5): 14413-14432.
- Ming J, Wang Y, Du Z, et al. Widespread albedo decreasing and induced melting of Himalayan snow and ice in the early 21st century[J]. PloS One, 2015, 10(6): e0126235.
- Ming J, Xiao C, Cachier H, et al. Black Carbon (BC) in the snow of glaciers in west China and its potential effects on albedos[J]. Atmospheric Research, 2009, 92(1): 114-123.
- Ming J, Xiao C, Du Z, et al. An overview of black carbon deposition in High Asia glaciers and its impacts on radiation balance[J]. Advances in Water Resources, 2013, 55(3): 80-87.
- Ming J, Xiao C, Sun J, et al. Carbonaceous particles in the atmosphere and precipitation of the Nam Co region, central Tibet[J]. Journal of Environmental Sciences, 2010, 22(11): 1748-1756.
- Ming J, Xiao C, Wang F, et al. Grey Tianshan Urumqi Glacier No.1 and light-absorbing impurities[J]. Environmental Science and Pollution Research, 2016, 23(10): 9549-9558.
- Ming J, Zhang D, Kang S, et al. Aerosol and fresh snow chemistry in the East Rongbuk Glacier on the northern slope of Mt. Qomolangma (Everest)[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2007, 112(D15).
- Moosmüller H, Chakrabarty R K, Arnott W P. Aerosol light absorption and its measurement: A review[J]. Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 2009, 110(11): 844-878.
- Nair V S, Babu S S, Moorthy K K, et al. Black carbon aerosols over the Himalayas: direct and surface albedo forcing[J]. Tellus Series B-chemical & Physical Meteorology, 2013, 65(1): 129-133.
- Niu H, Kang S, Shi X, et al. In-situ measurements of light-absorbing impurities in snow of glacier on Mt. Yulong and implications for radiative forcing estimates.[J]. Science of the Total Environment, 2017, 581-582: 848-856.
- Painter T H, Flanner M G, Kaser G, et al. End of the Little Ice Age in the Alps forced by industrial black carbon.[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2013, 110(38): 15216-15221.
- Panicker A S, Park S H, Lee D I, et al. Observations of Black Carbon characteristics and radiative

- forcing over a Global Atmosphere Watch supersite in Korea[J]. *Atmospheric Environment*, 2013, 77(3): 98-104.
- Peng J, Hu M, Guo S, et al. Markedly enhanced absorption and direct radiative forcing of black carbon under polluted urban environments[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2016, 113(16): 4266.
- Petzold A, Ogren J A, Fiebig M, et al. Recommendations for reporting "black carbon" measurements[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2013, 13(16): 8365-8379.
- Qian Y, Flanner M G, Leung L R, et al. Sensitivity studies on the impacts of Tibetan Plateau snowpack pollution on the Asian hydrological cycle and monsoon climate[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2011, 11(5): 2549.
- Qian Y, Yasunari T J, Doherty S J, et al. Light-absorbing particles in snow and ice: Measurement and modeling of climatic and hydrological impact[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2014, 32(1): 64-91.
- Qu B, Ming J, Kang S C, et al. The decreasing albedo of the Zhadang glacier on western Nyainqentanglha and the role of light-absorbing impurities[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2014, 14(20): 11117-11128.
- Ramanathan V, Chung C, Kim D, et al. Atmospheric Brown Clouds: Impacts on South Asian Climate and Hydrological Cycle[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2005, 102(15): 5326-5333.
- Ramanathan V, Feng Y. Air pollution, greenhouse gases and climate change: Global and regional perspectives[J]. *Atmospheric Environment*, 2009, 43(1): 37-50.
- Retama A, Baumgardner D, Raga G B, et al. Seasonal and diurnal trends in black carbon properties and co-pollutants in Mexico City[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2015, 15(16): 9693-9709.
- Ruppel M M, Isaksson I, Ström J, et al. Increase in elemental carbon values between 1970 and 2004 observed in a 300-year ice core from Holtedahlfonna (Svalbard)[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2014, 14(20): 11447-11460.
- Safai P D, Raju M P, Budhavant K B, et al. Long term studies on characteristics of black carbon aerosols over a tropical urban station Pune, India[J]. *Atmospheric Research*, 2013, 132(s 132–133): 173-184.
- Santos F, Fraser M P, Bird J A. Atmospheric black carbon deposition and characterization of

- biomass burning tracers in a northern temperate forest[J]. *Atmospheric Environment*, 2014, 95: 383-390.
- Schmale J, Flanner M, Kang S, et al. Modulation of snow reflectance and snowmelt from Central Asian glaciers by anthropogenic black carbon.[J]. *Scientific Reports*, 2017, 7: 40501.
- Schmitt C G, All J D, Schwarz J P, et al. Measurements of light-absorbing particles on the glaciers in the Cordillera Blanca, Peru[J]. *Cryosphere*, 2015, 9(1): 331-340.
- Scott Pegau W, Paulson C A. The albedo of Arctic leads in summer[J]. *Annals of Glaciology*, 2001, 33(1): 221-224.
- Sharma S, Ishizawa M, Chan D, et al. 16 - year simulation of Arctic black carbon: Transport, source contribution, and sensitivity analysis on deposition[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2013, 118(2): 943-964.
- Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al. The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[J]. *Computational Geometry*, 2013, 18(2): 95-123.
- Svensson J, Virkkula A, Meinander O, et al. Soot on snow experiments: light-absorbing impurities effect on the natural snowpack[J]. *The Cryosphere Discussions*, 2015, 9(1): 1227-1267.
- Thevenon F, Anselmetti F S, Bernasconi S M, et al. Mineral dust and elemental black carbon records from an Alpine ice core (Colle Gnifetti glacier) over the last millennium[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2009, 114(D17).
- Thompson L G, Yao T, Mosleythompson E, et al. A high-resolution millennial record of the south asian monsoon from himalayan ice cores[J]. *Science*, 2000, 289(5486): 1916-1920.
- Tripathi S N, Dey S, Tare V, et al. Aerosol black carbon radiative forcing at an industrial city in northern India[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(8): 351-394.
- Trippetta S, Caggiano R, Telesca L. Analysis of particulate matter in anthropized areas characterized by the presence of crude oil pre-treatment plants: The case study of the Agri Valley (Southern Italy)[J]. *Atmospheric Environment*, 2013, 77(1): 105-116.
- Veira A, Kloster S, Schutgens N a J, et al. Fire emission heights in the climate system – Part 2: Impact on transport, black carbon concentrations and radiation[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2015, 15(13): 7173-7193.
- Wang M, Xu B, Cao J, et al. Carbonaceous aerosols recorded in a southeastern Tibetan glacier: analysis of temporal variations and model estimates of sources and radiative forcing[J].

- Atmospheric Chemistry & Physics, 2015, 15(3): 1191-1204.
- Wang X, Xu B, Ming J. An overview of the studies on black carbon and mineral dust deposition in snow and ice cores in East Asia[J]. Journal of Meteorological Research, 2014, 28(3): 354-370.
- Wang X, Zender C S. MODIS snow albedo bias at high solar zenith angles relative to theory and to in situ observations in Greenland[J]. Remote Sensing of Environment, 2010, 114(3): 563-575.
- Wang Z, Zhang H, Shen X. Radiative forcing and climate response due to black carbon in snow and ice[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2011, 28(6): 1336-1344.
- Weingartner E, Saathoff H, Schnaiter M, et al. Absorption of light by soot particles: determination of the absorption coefficient by means of aethalometers[J]. Journal of Aerosol Science, 2003, 34(10): 1445-1463.
- Wild M. Global dimming and brightening: A review[J]. Journal of Geophysical Research, 2009, 114(D10).
- Willis M D, Healy R M, Riemer N, et al. Quantification of black carbon mixing state from traffic: implications for aerosol optical properties[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2016, 16(7): 4693-4706.
- Wolff G. Particulate Elemental Carbon in the Atmosphere[J]. Air Repair, 1981, 31(9): 935-938.
- Wu G, Xu T, Zhang X, et al. The visible spectroscopy of iron oxide minerals in dust particles from ice cores on the Tibetan Plateau[J]. Tellus Series B-chemical & Physical Meteorology, 2016, 68(1).
- Wu Y. Spectral Light Absorption of Ambient Aerosols in Urban Beijing during Summer: An Intercomparison of Measurements from a Range of Instruments[J]. Aerosol & Air Quality Research, 2015, 15(4): 1178-1187+i.
- Xu B Q, Cao J J, Hansen J, et al. Black soot and the survival of Tibetan glaciers.[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2009, 106(52): 22114-22118.
- Xu B, Cao J, Joswiak D R, et al. Post-depositional enrichment of black soot in snow-pack and accelerated melting of Tibetan glaciers[J]. Environmental Research Letters, 2012, 7(1): 17-35.
- Xu B, Wang M, Joswiak D R, et al. Deposition of anthropogenic aerosols in a southeastern Tibetan

- glacier[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114(D17).
- Xu B, Yao T, Liu X, et al. Elemental and organic carbon measurements with a two-step heating–gas chromatography system in snow samples from the Tibetan Plateau[J]. *Annals of Glaciology*, 2006, 43(1): 257-262.
- Xu J, Wang Z, Yu G, et al. Seasonal and diurnal variations in aerosol concentrations at a high-altitude site on the northern boundary of Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Atmospheric Research*, 2013, 120: 240-248.
- Yan P, Tang J, Huang J, et al. The measurement of aerosol optical properties at a rural site in Northern China[J]. *Atmospheric Chemistry & Physics Discussions*, 2007, 7(5): 2229-2242.
- Yang S, Xu B, Cao J, et al. Climate effect of black carbon aerosol in a Tibetan Plateau glacier[J]. *Atmospheric Environment*, 2015, 111: 71-78.
- Yasunari T J, Bonasoni P, Laj P, et al. Estimated impact of black carbon deposition during pre-monsoon season from Nepal Climate Observatory – Pyramid data and snow albedo changes over Himalayan glaciers[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10(14): 6603-6615.
- Yasunari T J, Koster R D, Lau K M, et al. Influence of dust and black carbon on the snow albedo in the NASA Goddard Earth Observing System version 5 land surface model[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116(D2).
- Yasunari T J, Tan Q, Lau K M, et al. Estimated range of black carbon dry deposition and the related snow albedo reduction over Himalayan glaciers during dry pre-monsoon periods[J]. *Atmospheric Environment*, 2013, 78(7): 259-267.
- Yong P K, Moon K C, Lee J H. Organic and elemental carbon in fine particles at Kosan, Korea[J]. *Atmospheric Environment*, 2000, 34(20): 3309-3317.
- Zha S, Cheng T, Tao J, et al. Characteristics and relevant remote sources of black carbon aerosol in Shanghai[J]. *Atmospheric Research*, 2014, s 135-136(1): 159-171.
- Zhang N, Cao J, Liu S, et al. Chemical composition and sources of PM_{2.5} and TSP collected at Qinghai Lake during summertime[J]. *Atmospheric Research*, 2014, 138(3): 213-222.
- Zhang N, Qin Y, Xie S D. Spatial distribution of black carbon emissions in China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2013, 58(31): 3830-3839.
- Zhang R, Wang H, Qian Y, et al. Quantifying sources, transport, deposition, and radiative forcing of black carbon over the Himalayas and Tibetan Plateau[J]. *Atmospheric Chemistry and*

- Physics, 2015, 15(11): 6205-6223.
- Zhang X, Han Y, Sun Y, et al. Asian Dust, Eolian Iron and Black Carbon—Connections to Climate Changes[J], 2014, 16: 339-433.
- Zhang X, Rao R, Huang Y, et al. Black carbon aerosols in urban central China[J]. Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, 2015, 150: 3-11.
- Zhao C, Hu Z, Qian Y, et al. Simulating black carbon and dust and their radiative forcing in seasonal snow: a case study over North China with field campaign measurements[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2014, 14(20): 11475-11491.
- Zhao S, Li Z, Zhou P. Ion chemistry and individual particle analysis of atmospheric aerosols over Mt. Bogda of eastern Tianshan, Central Asia[J]. Environ Monit Assess, 2011, 180(1-4): 409-26.
- Zhao S, Ming J, Sun J, et al. Observation of carbonaceous aerosols during 2006-2009 in Nyainqentanglha Mountains and the implications for glaciers.[J]. Environmental Science & Pollution Research, 2013, 20(8): 5827-5838.
- Zhao S, Ming J, Xiao C, et al. A preliminary study on measurements of black carbon in the atmosphere of northwest Qilian Shan[J]. Journal of Environmental Sciences, 2012, 24(1): 152-159.
- Zhao S, Tie X, Cao J, et al. Seasonal variation and four-year trend of black carbon in the Mid-west China: The analysis of the ambient measurement and WRF-Chem modeling[J]. Atmospheric Environment, 2015, 123: 430-439.
- Zhu C S, Cao J J, Hu T F, et al. Spectral dependence of aerosol light absorption at an urban and a remote site over the Tibetan Plateau[J]. Science of the Total Environment, 2017, s 590–591: 14-21.
- Zhu C, Cao J, Ho K, et al. The optical properties of urban aerosol in northern China: A case study at Xi'an[J]. Atmospheric Research, 2015, 160: 59-67.
- 白建辉, 王庚辰. 黑碳气溶胶研究新进展[J]. 科学技术与工程, 2005(09): 585-591.
- 蔡子颖, 韩素芹, 黄鹤,等. 天津夏季黑碳气溶胶及其吸收特性的观测研究[J]. 中国环境科学, 2011, 31(05): 719-723.
- 曹国良, 张小曳, 王亚强,等. 中国大陆黑碳气溶胶排放清单[J]. 气候变化研究进展, 2006(06): 259-264.
- 陈慧忠, 吴兑, 廖碧婷,等. 东莞与帽峰山黑碳气溶胶浓度变化特征的对比[J]. 中国环境科学,

- 2013, 33(04): 605-612.
- 陈霖, 张镔, 张磊,等. 半干旱地区黑碳气溶胶和含碳气体特征及来源[J]. 中国环境科学, 2012, 32(08): 1345-1352.
- 陈霖. 半干旱地区不同下垫面黑碳气溶胶变化特征[D]. 兰州大学, 2012.
- 仇广乐, 刘娜, 冯新斌,等. 贵阳市大气黑碳污染特征[J]. 生态学杂志, 2011, 30(05): 1018-1022.
- 邓彦阁, 孙天乐, 曾立武,等. 华南沿海某大气背景点黑碳气溶胶污染特征[J]. 环境科学与技术, 2012, 35(11): 79-82.
- 丁铭, 邹强, 葛顺,等. 苏州市黑碳气溶胶的污染特征分析[J]. 中国环境监测, 2014, 30(06): 67-71.
- 董志文, 秦大河, 任贾文,等. 近 50 年来天山乌鲁木齐河源 1 号冰川平衡线高度对气候变化的响应[J]. 科学通报, 2013, 58(9): 825-832.
- 杜川利, 李星敏, 陈闯, 等. 陕西省榆林市秋冬季黑碳观测研究[J]. 中国沙漠, 2014, 34(03): 869-877.
- 杜川利, 余兴, 李星敏,等. 西安泾河夏季黑碳气溶胶及其吸收特性的观测研究[J]. 中国环境科学, 2013, 33(04): 613-622.
- 高枫亭, 张仁健, 苏丽欣. 长春秋冬季大气黑碳气溶胶的特征分析[J]. 高原气象, 2009, 28(4): 803-807.
- 高润祥, 牛生杰, 张华,等. 2006 年春季西北地区黑碳气溶胶的观测研究[J]. 南京气象学院学报, 2008(05): 655-661.
- 高少鹏. 青藏高原雪冰中的燃烧排放指示物及其环境意义[D]. 中国地质大学(北京), 2016.
- 胡志远. 大气和积雪中气溶胶的数值模拟研究[D]. 兰州大学, 2016.
- 花艳, 汤莉莉, 刘丹彤,等. 南京春夏秸秆焚烧期间大气黑碳气溶胶来源解析[J]. 环境科学与技术, 2017, 40(01): 147-155.
- 怀保娟, 李忠勤, 孙美平,等. SRM 融雪径流模型在乌鲁木齐河源区的应用研究[J]. 干旱区地理(汉文版), 2013, 36(1): 41-48.
- 康兴成. 天山乌鲁木齐河流域年轮气候的初步分析[J]. 冰川冻土, 1985, 7(2): 133-140.
- 李瑞雪, 张明军, 金爽,等. 乌鲁木齐河流域气候变化的区域差异特征及突变分析[J]. 干旱区地理(汉文版), 2010, 33(2): 243-250.
- 李帅, 郭志忠, 胡列群,等. 乌鲁木齐冬季大气中黑碳气溶胶污染特征[J]. 干旱区研究, 2012, 29(04): 727-734.

- 李燕军, 张镭, 曹贤洁,等. 兰州城市和远郊区黑碳气溶胶浓度特征[J]. 中国环境科学, 2014, 34(06): 1397-1403.
- 李燕军. 兰州市区和郊区黑碳浓度特征及其来源分析[D]. 兰州大学, 2014.
- 李杨, 曹军骥, 张小曳,等. 2003 年秋季西安大气中黑碳气溶胶的演化特征及其来源解析[J]. 气候与环境研究, 2005(02): 229-237.
- 李洋, 曲斌, 康世昌,等. 念青唐古拉山扎当冰川雪冰中不溶性有机碳含量及其辐射强迫研究[J]. 环境科学学报, 2016, 36(03): 802-811.
- 李忠勤, 李开明, 王林. 新疆冰川近期变化及其对水资源的影响研究[J]. 第四纪研究, 2010, 30(1): 96-106.
- 李忠勤, 沈永平, 王飞腾,等. 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[J]. 冰川冻土, 2007, 29(3): 333-342.
- 李忠勤, 沈永平, 王飞腾,等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川消融对气候变化的响应[J]. 气候变化研究进展, 2008, 4(s1): 67-72.
- 刘昌明, 党素珍, 王中根,等. 雪冰中黑碳的研究进展[J]. 南水北调与水利科技, 2012, 10(02): 44-51.
- 刘新春, 钟玉婷, 何清,等. 2009 年冬季乌鲁木齐大气中黑碳气溶胶观测[J]. 环境化学, 2011, 30(10): 1818-1819.
- 刘新春, 钟玉婷, 何清,等. 乌鲁木齐大气黑碳气溶胶浓度变化特征及影响因素分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2013, 7(03) :36-42.
- 娄淑娟, 毛节泰, 王美华. 北京地区不同尺度气溶胶中黑碳含量的观测研究[J]. 环境科学学报, 2005(01): 17-22.
- 娄淑娟. 北京地区气溶胶的观测研究[D]. 北京大学, 2004.
- 陆辉, 魏文寿, 崔彩霞,等. 塔克拉玛干沙漠腹地黑碳气溶胶浓度[J]. 中国沙漠, 2014, 34(04): 1087-1093.
- 陆辉, 魏文寿, 吴新萍,等. 利用黑碳仪观测数据分离气溶胶吸收系数的计算方法[J]. 沙漠与绿洲气象, 2011, 5(02): 36-39.
- 明镜, 秦大河, 效存德. 雪冰中的黑碳记录研究的历史回顾[J]. 冰川冻土, 2005(04): 539-544.
- 明镜, 效存德, 杜振彩,等. 中国西部雪冰中的黑碳及其辐射强迫[J]. 气候变化研究进展, 2009, 5(06): 328-335.
- 明镜, 效存德, 秦大河,等. 雪冰黑碳的气候效应研究[J]. 气候变化研究进展, 2006(05): 238-241.

- 明镜, 效存德, 孙俊英. 雪冰中黑碳的测试分析方法综述[J]. 地球物理学进展, 2005(03): 859-863.
- 穆燕, 秦小光, 刘嘉麒, 等. 黑碳的研究历史与现状[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2011, 31(01): 143-155.
- 穆燕, 秦小光, 张磊. 光学法和热光反射法测量黑碳的比较[J]. 第四纪研究, 2014, 34(03): 676-682.
- 穆燕, 秦小光. 对热光反射法测量黑碳的误差校正[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2015, 51(01): 44-49.
- 潘小乐, 王自发, 王喜全, 等. 2008 北京奥运会前后城区黑碳气溶胶浓度的变化特征[J]. 气候与环境研究, 2010, 15(05): 616-623.
- 潘小乐, 颜鹏, 汤洁. 2006 年北京春季气溶胶吸收系数的分离研究[J]. 气候变化研究进展, 2007(05): 249-254.
- 秦世广, 汤洁, 石广玉, 等. 四川温江黑碳气溶胶浓度观测研究[J]. 环境科学学报, 2007(08): 1370-1376.
- 秦世广, 汤洁, 温玉璞. 黑碳气溶胶及其在气候变化研究中的意义[J]. 气象, 2001, 27(11): 3-7.
- 秦世广. 我国大陆地区大气黑碳气溶胶观测研究[D]. 中国气象科学研究院, 2001.
- 史晋森, 孙乃秀, 叶浩, 等. 青海高原季节性降雪中的黑碳气溶胶[J]. 中国环境科学, 2014, 34(10): 2472-2478.
- 孙欢欢, 倪长健, 崔蕾. 成都市黑碳气溶胶污染特征及与气象因子的关系[J]. 环境工程, 2016, 34(06): 119-124+129.
- 孙天乐, 何凌燕, 曾立武, 等. 2008 北京残奥会期间大气黑碳气溶胶污染特征[J]. 中国环境科学, 2012, 32(12): 2123-2127.
- 汤洁, 卞林根, 颜鹏, 等. 中国第三次北极科学考察走航路线上空黑碳气溶胶的观测研究[J]. 海洋学报(中文版), 2011, 33(02): 60-68.
- 汤洁, 温玉璞, 周凌晞, 等. 中国西部大气清洁地区黑碳气溶胶的观测研究[J]. 应用气象学报, 1999, 10(2): 160-170.
- 汤莉莉, 祝愿, 牛生杰, 等. 南京北郊大气细粒子中黑碳气溶胶的观测研究[J]. 环境科学学报, 2011, 31(04): 709-716.
- 唐祥祥, 王莱, 徐柏青. 青藏高原大气和雪冰黑碳的空间分布特征[J]. 地球科学与环境学报, 2017, 39(05): 695-703.

- 陶俊, 朱李华, 韩静磊,等. 2007 年春季广州城区黑碳气溶胶污染特征的初步研究[J]. 气候与环境研究, 2008, 13(05): 658-662.
- 陶俊, 朱李华, 韩静磊,等. 广州城区冬季黑碳气溶胶污染特征及其来源初探[J]. 中国环境监测, 2009, 25(02): 53-56.
- 田军, 王体健, 庄炳亮,等. 南京北郊黑碳气溶胶的浓度观测及辐射强迫研究[J]. 气候与环境研究, 2013, 18(05): 662-670.
- 王洪强, 贺千山, 陈勇航,等. 2008-2012 年上海黑碳浓度变化特征分析[J]. 环境科学, 2014, 35(04): 1215-1222.
- 王璞玉, 李忠勤, 李慧林. 气候变暖背景下典型冰川储量变化及其特征——以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为例[J]. 自然资源学报, 2011, 26(7): 1189-1198.
- 王圣杰, 张明军, 李忠勤,等. 近 50 年来中国天山冰川面积变化对气候的响应[J]. 地理学报, 2011, 66(1): 38-46.
- 王轩. 中国黑碳气溶胶的地面浓度观测与模拟分析[D]. 清华大学, 2012.
- 王耀庭, 李威, 张小玲,等. 北京城区夏季静稳天气下大气边界层与大气污染的关系[J]. 环境科学研究, 2012, 25(10): 1092-1098.
- 万欣, 康世昌, 李延峰,等. 2007-2011 年西藏纳木错流域积雪时空变化及其影响因素分析[J]. 冰川冻土, 2013, 35(6): 1400-1409.
- 魏文寿, 张璞, 高卫东,等. 新疆沙尘暴源区的气候与荒漠环境变化[J]. 中国沙漠, 2003, 23(5): 483-487.
- 温玉璞, 徐晓斌, 汤洁,等. 青海瓦里关大气气溶胶元素富集特征及其来源[J]. 应用气象学报, 2001(04): 400-408.
- 吴兑, 廖碧婷, 陈慧忠, 等. 珠江三角洲地区的灰霾天气研究进展[J]. 气候与环境研究, 2014, 19(02): 248-264.
- 吴兑, 毛节泰, 邓雪娇,等. 珠江三角洲黑碳气溶胶及其辐射特性的观测研究[J]. 中国科学(D 辑:地球科学), 2009, 39(11): 1542-1553.
- 伍德侠, 魏庆农, 刘文清,等. 2005 年夏季北京大气中碳黑气溶胶的观测研究[J]. 大气与环境光学学报, 2006, 1(3): 210-215.
- 肖思晗, 于兴娜, 朱彬,等. 南京北郊黑碳气溶胶的来源解析[J]. 环境科学, 2018, 39(01): 9-17.
- 肖思晗, 于兴娜, 朱彬,等. 南京北郊黑碳气溶胶污染特征及影响因素分析[J]. 环境科学, 2016, 37(09): 3280-3289.

- 肖秀珠, 刘鹏飞, 耿福海, 等. 上海市区和郊区黑碳气溶胶的观测对比[J]. 应用气象学报, 2011, 22(02): 158-168.
- 许黎, 王亚强, 陈振林, 等. 黑碳气溶胶研究进展 I :排放、清除和浓度[J]. 地球科学进展, 2006(04): 352-360.
- 许黎, 王亚强, 罗勇, 等. 黑碳气溶胶的气候效应和拓展的研究领域[J]. 气候变化研究进展, 2007(06): 328-333.
- 薛福民, 李娟, 黄侃, 等. 塔克拉玛干沙漠黑碳气溶胶的特性及来源[J]. 中国科学:化学, 2010, 40(05): 556-566.
- 杨大庆, 康尔泗, Felix Blumer. 天山乌鲁木齐河源高山区的降水特征[J]. 冰川冻土, 1992, 14(3): 258-266.
- 杨溯, 张武, 韩晶晶, 等. 上海市浦东新区秋冬季黑碳气溶胶特性[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2008(04): 66-70.
- 杨溯, 张武, 史晋森, 等. 半干旱地区黑碳气溶胶特征初步分析[J]. 气候与环境研究, 2010, 15(06): 756-764.
- 姚青, 蔡子颖, 韩素芹, 等. 天津城区秋冬季黑碳气溶胶观测与分析[J]. 环境化学, 2012, 31(03): 324-329.
- 尤晓妮, 李忠勤, 王飞腾, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川不溶微粒的季节变化特征[J]. 地球科学进展, 2006, 21(11): 1164-1170.
- 于文金, 于步云, 苏荣, 等. 青奥会期间南京市雾霾灾害事件及气溶胶特性分析[J]. 灾害学, 2016, 31(03): 95-109.
- 岳晓英. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川大气气溶胶可溶性离子特征研究[D]. 西北师范大学, 2014.
- 张灿, 周志恩, 翟崇治, 等. 重庆市黑碳气溶胶特征及影响因素初探[J]. 环境科学学报, 2014, 34(04): 812-818.
- 张宸赫, 程兴宏, 赵天良, 等. 不同季节气象条件对北京城区高黑碳浓度变化的影响[J]. 环境科学学报, 2017, 37(06): 2255-2264.
- 张国帅. 青藏高原纳木错流域扎当冰川能量物质平衡和冰川径流过程研究[D]. 中国科学院大学, 2013.
- 张华, 王志立. 黑碳气溶胶气候效应的研究进展[J]. 气候变化研究进展, 2009, 5(06): 311-317.
- 张磊, 张镭, 张丁玲, 等. 兰州远郊区黑碳气溶胶浓度特征[J]. 中国环境科学, 2011, 31(08): 1248-1255.

- 张磊. 兰州远郊榆中地区气溶胶吸收特征[D]. 兰州大学, 2011.
- 张美根, 徐永福, 张仁健,等. 东亚地区春季黑碳气溶胶源排放及其浓度分布[J]. 地球物理学报, 2005, 48(1): 46-51.
- 张骁, 汤洁, 武云飞,等. 2006-2012 年北京及周边地区黑碳气溶胶变化特征[J]. 中国粉体技术, 2015, 21(4): 24-29.
- 张骁. 京、冀地区 2006-2012 年黑碳气溶胶质量浓度长期变化特征研究[D]. 云南大学, 2015.
- 张小曳, 张养梅, 曹国良. 北京 PM₁ 中的化学组成及其控制对策思考[J]. 应用气象学报, 2012, 23(03): 257-264.
- 张小曳. 中国不同区域大气气溶胶化学成分浓度、组成与来源特征[J]. 气象学报, 2014, 72(06): 1108-1117.
- 张雪莹, 王鑫, 周越,等. 兰州市夏季大气中碳类气溶胶含量变化特征及其来源分析[J]. 高原气象, 2017, 36(02): 528-537.
- 张雪莹. 大气与积雪中碳质颗粒物测量方法对比及应用[D]. 兰州大学, 2017.
- 张瑛, 高庆先. 硫酸盐和碳黑气溶胶辐射效应的研究[J]. 应用气象学报, 1997(a00): 87-91.
- 张寅生, 康尔泗, 刘潮海. 天山乌鲁木齐河流域山区气候特征分析[J]. 冰川冻土, 1994, 16(4): 333-341.
- 张玉兰, 康世昌. 青藏高原及周边地区冰川中吸光性杂质及其影响研究进展[J]. 科学通报, 2017, 62(35): 4151-4162.
- 章秋英, 牛生杰, 沈建国,等. 半干旱区冬春季黑碳气溶胶吸收特性的观测研究[J]. 中国沙漠, 2009, 29(01): 183-188.
- 赵淑雨, 铁学熙, 曹军骥. 2008—2010 年冬季关中地区黑碳气溶胶时间变化的成因分析[J]. 地球环境学报, 2016, 7(06): 598-604.
- 赵玉成, 德力格尔, 蔡永祥,等. 西宁地区大气中黑碳气溶胶浓度的观测研究[J]. 冰川冻土, 2008(05): 789-794.
- 郑度, 林振耀, 张雪芹. 青藏高原与全球环境变化研究进展[J]. 地学前缘, 2002, 9(1): 95-102.
- 支国瑞, 张小曳, 胡秀莲,等. 可持续发展背景下的黑碳减排[J]. 气候变化研究进展, 2009, 5(06): 318-327.
- 钟杰, 翟崇治, 余家燕,等. 重庆市核心区黑碳气溶胶浓度特征以及影响因素分析[J]. 环境工程学报, 2016, 10(02): 805-810.
- 钟玉婷, 刘新春, 何清, 等. 乌鲁木齐冬季黑碳气溶胶污染特征初步研究[J]. 沙漠与绿洲气象, 2014, 8(06): 36-40.

- 钟玉婷, 刘新春, 何清,等. 2009 年夏秋季乌鲁木齐黑碳气溶胶观测研究[J]. 沙漠与绿洲气象, 2011, 5(06): 32-36.
- 周晨, 张华, 王志立. 黑碳与非吸收性气溶胶的不同混合方式对其光学性质的影响[J]. 光学学报, 2013, 33(08): 278-289.
- 周学华, 王哲, 郝明途,等. 济南市春季大气颗粒物污染研究[J]. 环境科学学报, 2008(04): 755-763.
- 朱崇抒, 曹军骥, 沈振兴,等. 西安黑碳气溶胶的污染特征及其成因分析[J]. 中国粉体技术, 2009, 15(02): 66-71.
- 朱厚玲. 我国地区黑碳气溶胶时空分布研究[D]. 中国气象科学研究院, 2003.
- 庄炳亮. 中国地区黑碳气溶胶及其气候效应研究[D]. 南京大学, 2011.

个人简历

姓名：张昕 性别：男 出生年月：1988 年 7 月

民族：汉 籍贯：甘肃省会宁县

主要学历和经历：

2007.9-2011.7：许昌学院 攻读地理科学专业学士学位

2011.9-2014.7：西北师范大学地理与环境科学学院 攻读自然地理学专业硕士学位

2014.9-至今：西北师范大学地理与环境科学学院 攻读自然地理学专业博士学位

主要野外考察情况：

2011 年-2017 年，长达 7 年时间，数次参与祁连山、阿尔泰山、天山、横断山脉等地的野外考察，每年参加时间超过半年，掌握了冰川物质平衡、水文及气象观测、气溶胶观测、冰川变化、雪冰化学方面的培训和野外实践。

参加的专业培训：

- 1、2014 年参与了南极 RICE 国际深冰芯钻取项目，掌握雪冰样品的前处理，重金属、黑碳、粉尘、甲烷、主要离子的分析；
- 2、参与了多种大气和雪冰化学仪器和冰川观测仪器操作培训，例如：AE-31 黑碳仪、PAX 消光仪、DRI 多波段有机碳、元素碳分析仪等。

参与的科研活动：

- 1、2014 年在新西兰惠林顿参加了南极 RICE 国际深冰芯实验项目，具体负责雪冰样品的前处理及其黑碳的分析工作，团队成果已发表在 *Climate of the Past Discussions*。The Ross Sea Dipole-Temperature, Snow Accumulation and Sea Ice Variability in the Ross Sea Region, Antarctica, over the Past 2,700 Years;
- 2、2014 年在北京参加了第一届中国大地测量和地球物理学学术大会，在会议期间做了题为《RICE 冰芯》的报告；
- 3、2016 年在南京参加了第二届中国大地测量和地球物理学学术大会，在会议期间做了题为《乌鲁木齐河源区大气和雪冰中黑碳的观测研究》的报告。

在学期间的研究成果

Xin Z, Jing M, Li Z, et al. The online measured black carbon aerosol and source orientations in the Nam Co region, Tibet:[J]. Environmental Science & Pollution Research, 2017, 24(32):25021-25033. (IF: 2.74)

致谢

时光飞逝，日月如梭，转眼间就到了博士论文答辩的日子。回首过去，思绪万千。几年的博士生涯，有过成功的喜悦，亦有过失败的沮丧，有太多的人和事值得记忆。

首先我要衷心感谢我的导师李忠勤老师对我的淳淳教诲和悉心关怀。从论文的选题、设计、野外试验到论文的撰写与修改，一直到论文的定稿，每一个环节中无不凝聚着导师的汗水和心血。导师国际化的视野，前沿而精髓的学术造诣，严谨勤奋的治学风格，从容、乐观、豁达、以身立行的做人风格不仅使我明白了如何看待事物，懂得了如何规划自己的人生，而且还明白了许多待人接物与为人处世的道理，深刻影响着我今后的工作和生活，您的教诲与鞭策将激励我在科学的道路上励精图治，开拓创新。在此，向老师致以崇高的敬意和深深的感谢！

感谢西北师范大学、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所和冰冻圈国家重点实验室对我的教育培养。

感谢给予我热情和无私帮助的同学和朋友。平日里一起的交流和讨论，让我时刻感受到你们的活跃思维和宽阔视野，给予了我科研方面极大的正能量。

感谢朝夕相处的同门兄弟姐妹：王飞腾、王文彬、李慧林、怀保娟、王璞玉、王林、周平、金爽、张晓宇、宋梦媛、岳晓英、张慧、徐春海、车彦军、梁鹏斌、牟建新、王彦强、邢武成、何海迪、王芳龙、周茜等。几年时间里师门的同学们给予我很多的帮助，使我时刻感受到大家庭的温暖。感谢你们在我毕业论文写作过程中的鼎力相助，没有你们的辛苦，就没有我今天的顺利答辩。

感谢国内外的一些专家和学者们，感谢他们对我科研工作的大力支持和帮助。他们所展现出的深厚的理论功底、严谨求实的工作态度、开阔的学术视野以及勇攀学术高峰的精神都令我深感敬佩，成为我今后努力的目标。

感谢西北师范大学的各位老师：张明军老师、张勃老师、赵军老师、赵成章老师等。老师们对待工作一丝不苟的敬业精神、团结协作严肃活泼的工作作风都使我深受感染，时刻感受到团队的力量。他们深厚的学术功底、丰富的科研经验、创新的研究思路，让我受益匪浅，为我在学术研究方面树立了很好的榜样。

感谢长期坚持在观测第一线的人员，是他们的辛勤劳动为我科研工作的顺利进行提供了强有力的保障：马应辉、陈洪模、陈健等。

感谢我的家人常年来对我的支持和理解！感谢你们永远都站在我身前，帮我挡风遮雨；站在我身后，做我最坚强的后盾！

感谢生活，为我在而立之年打开了另一扇门，让我的人生有了全新的体验与更好的历练。在以后的工作与生活中，我将以坚持不懈的努力去续写更为美丽精彩的人生篇章！

