分类号	密级
UDC	编号

中国科学院研究生院

博士学位论文

天山不同地区典型冰川厚度及储量变化分析

王璞玉

指导教师	李忠勤 研究员,理学博士,博士生导师
	中国科学院寒区旱区环境与工程研究所
申请学位级别	
论文提交日期	<u>2011 年 10 月</u> 论文答辩日期 <u>2011 年 11 月</u>
培养单位	中国科学院寒区旱区环境与工程研究所
学位授予单位	中国科学院研究生院

答辩委员会主席_____

Analysis on Changes of Ice-thickness and Volume for Representative Glaciers in Different Areas of Tian Shan

A dissertation submitted to Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute (CAREERI) Chinese Academy of Sciences (CAS)

For the Degree of **Doctor of Philosophy**

Presented by

Wang Puyu

Accepted on the recommendation of

Prof. Li Zhongqin, Supervisor

State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, CAREERI, Chinese Academy of Sciences October, 2011

原创性声明

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

本声明的法律责任由本人承担。

研究生签名:_____

日期:_____

关于学位论文使用授权的说明

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

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名:	日期:
导师签名:	日期:

摘要

我国西北内陆干旱区分布着 22 240 条山岳冰川,保存着大量的水资源,是 人类社会、经济赖以生存和发展的"固体水库"。在全球气候变暖的背景下,我 国西北内陆大部分地区冰川快速退缩,20 世纪 80 年代以来呈现加速趋势,直接 影响到河川径流的变化,这势必对我国西部内陆干旱地区可持续发展带来深远的 影响。因此,开展冰川变化研究,尤其是冰川厚度及储量变化研究对提高天山冰 川变化的认识和为今后新疆地区的水资源变化分析、社会经济发展规划的制定具 有重要的意义。

本研究主要在 GPR-3S 技术的支持下,基于冰川长时间序列的定位观测数据, 最新的、丰富的野外考察第一手资料、不同时期的地形图和高精度的遥感影像, 针对天山乌鲁木齐河源1号冰川、博格达峰地区黑沟8号冰川和四工河4号冰川、 托木尔峰地区青冰滩72号冰川重点开展冰川厚度及储量变化研究,并进一步对 冰川面积、长度、表面形态变化等方面作以分析,初步得出了如下结论:

 基于天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测厚、冰川测图等多年实测资料计 算出了该冰川 1962 年、1981 年、1986 年、2001 年和 2006 年的储量分别为 10
736.7×10⁴ m³、10 296.2×10⁴ m³、9 989.4×10⁴ m³、8 797.9×10⁴ m³ 和 8 115.0×10⁴ m³。

研究恢复了1号冰川底部基岩地形,并获得了1962~2006年的冰川厚度变化, 结果表明,1962~2006年冰川整体处于减薄状态,减薄幅度下部远高于上部。44 年间1号冰川面积、长度、厚度及储量均呈现减小趋势,相对于1962年,冰川 面积缩小14.0%,长度缩短7.6%,平均厚度减薄12.1%,储量减少24.4%。1号 冰川储量亏损2621.7×10⁴m³,即1号冰川的消融对河川径流补给量可达 2359.5×10⁴m³。1981年之前,冰川面积和长度的减小是造成冰储量减少的主要 原因;1981~2001年,厚度、面积、长度的减小共同造成冰储量的减少,面积的 减小仍是主导因素;2001年以后,冰川厚度的减小成为冰储量减少的主要因素。 分析表明,1号冰川储量的加速减少可能与该区气温升高、冰川表面反照率降低 有直接关系。

冰储量变化与冰川厚度、面积和长度变化之间在不同时期存在不同的比率关系,与冰川形态等因素有很大关系。若使用某一时段的比率关系来估算另一时段

I

储量的变化, 会产生较大误差。

2) 博格达峰南坡黑沟 8 号冰川冰舌厚度集中分布在 0~178 m之间,平均厚度 58.7 m,冰储量为 115.1×10⁶ m³,折合水当量 103.5×10⁶ m³。1986~2009 年, 黑沟 8 号冰川冰舌平均减薄 13±6 m,年均减薄约 0.57±0.26 m,由此造成的冰量 亏损达 25.5±11.8×10⁶ m³,即黑沟 8 号冰川消融对河川径流的补给至少为 22.9±10.6×10⁶ m³。

博格达峰北坡四工河 4 号冰川, 1962~2009 年间冰舌整体处于减薄状态,平均减薄 15±8 m, 年均减薄 0.32±0.17 m, 冰储量亏损达 14.0±8.0×10⁶ m³。随海拔 变化,冰川表面高程变化特征存在显著差异,海拔较低区域冰面高程变化最为强 烈。该冰川快速减薄的同时,末端急剧退缩,面积不断减少, 1962~2009 年共退 缩 376 m,退缩速率为 8.0 m/a,冰川面积减少 0.53 km²,占 1962 年 15.8%的冰川 已经完全消失。

3) 2008 年,托木尔峰青冰滩 72 号冰川冰舌厚度介于 0~148 m之间,冰储量 55.9×10⁶ m³,折合水当量 50.3×10⁶ m³。雷达探测不仅可以获取到清晰的雷达图 像来分析冰川槽谷形态特征,而且可以获得高精度冰川厚度数据,为冰储量准确 计算及冰下地形恢复提供可靠数据支持。通过不同时期研究资料的对比,结果显 示,72 号冰川急剧退缩、面积不断缩小、厚度迅速减薄、冰储量大量亏损。 1964~2009 年,冰川后退 1 852 m,年均退缩 41.1 m,由此造成面积减少约 1.53 km²,年均减少 0.03 km²;1964~2008 年,冰舌平均减薄 9.59±6 m,年均减薄约 0.22±0.14 m,由此至少造成冰储量亏损 14.1±8.8×10⁶ m³,即 72 号冰川消融对河 川径流的补给至少为 12.7±7.9×10⁶ m³。72 号冰川对区域冰川的变化情况具有一 定代表性,标志着托木尔峰地区的冰川正处于物质严重亏损的状态,直接影响到 流域水资源状况。

4) 天山典型监测冰川近几十年变化作以比较。研究表明,相比之下,青冰 滩 72 号冰川末端退缩强烈,冰川的消融和运动补给要强得多,具有海洋型冰川 的某些特征,对气候的变化十分敏感。黑沟 8 号冰川末端退缩亦相对强烈,减薄 速率与天山典型监测冰川近几十年的变化基本保持一致,与乌鲁木齐河源 1 号冰 川和科其喀尔冰川相差不大,稍大于四工河 4 号冰川和哈密庙尔沟冰川。这种差 异与区域间 (冰川区) 气候差异、冰川所处位置、末端海拔、冰川类型、形态特 征、运动速度、表碛覆盖等因素有直接关系。

П

5) 本研究将 GPR 与 3S 技术 (GPS、RS 和 GIS) 综合运用在冰川学领域, 提供了一种新的解决问题的方法。GPR 是一种获取信息和进行数据采集更新的 重要手段; GPS 可以准确获取空间三维位置信息; RS 是获取地球空间数据及其 动态变化资料的主要技术手段; GIS 则具有强大地理空间信息处理优势。将这四 种技术有机结合,有效解决了数据获取、定位、空间分析等一系列问题,在空间 信息技术日益发展的今天,具有十分可观的应用前景。

关键词:天山;探地雷达; 3S 技术;冰川厚度;冰储量;冰川变化;水资源

Abstract

There are 22 240 glaciers distributed in the arid area of northwestern China, which contain lots of water resources. Glaciers play an important role in the human life and social economic development as solid reservoir. However, these glaciers were in a state of rapid shrinkage against the background of climatic warming since the 1980s, directly influencing changes of river runoff. Therefore, studies of glacier changes, especially the ice-thickness and volume changes have important significance for not only the enhancement of understanding glacier changes in Tian Shan, but also the analysis on changes of glacial water resources. Furthermore, it has an impact on the establishment of social economic development program in Xinjiang Uyger Autonomous Region.

With the support of GPR (Ground Penetrating Radar) and 3S technology (GPS, RS and GIS), this paper studied ice-thickness and volume changes of the four typical glaciers in the three areas of Tian Shan (Ürümqi glacier No.1; Heigou glacier No.8 and Glacier No.4 of Sigong River over Mt. Bogda; Qingbingtan glacier No.72 in the Tomor region). The area, length and morphologic changes of the glaciers were further analyzed based on the first-hand field observation data, topographic maps and high-resolution remote sensing images of different periods. The preliminary results are as follows:

1) Results indicated that the ice-volume of Ürümqi glacier No.1 was 10 736.7×10^4 m³, 10 296.2×10⁴ m³, 9 989.4×10⁴ m³, 8 797.9×10⁴ m³ and 8 115.0×10⁴ m³ in 1962, 1981, 1986, 2001 and 2006, respectively.

This study obtained the ice-bed topographic map and analyzed the ice-thickness changes. Analysis showed that the whole glacier underwent thinning during 1962-2006 and the largest decrease was concentrated at the terminus. The ice-volume had reduced by 24.4% during the past 44 years. The reduction rate of ice thickness, area and maximum length were 12.1%, 14.0% and 7.6%, respectively. Ürümqi glacier No.1 has lost the ice-volume of 2 621.7×10^4 m³ during the corresponding period, providing the river runoff of 2 359.5×10^4 m³. Before 1981, area shrinkage and terminus retreat was the key cause of the ice-volume reduction; during 1981-2001, the reduction of ice-volume was caused by three aspects: ice thickness, area and length.

And the area shrinkage was considered as the main factor; the noticeable reduction in ice-volume is due to the intensive thinning of the ice thickness after 2001. Analysis showed that the accelerated ice-volume loss of Ürümqi glacier was probably related to the increase of temperature in this region and the decrease of glacier surface albedo. The ratios of ice-volume, thickness, area and length changes vary in the different periods, which were related to the factors such as glacial morphology. If using ratio relation of some periods to estimate ice-volume changes of the other periods, big errors will occur.

2) Results showed that the distribution of ice-thickness in the tongue of Heigou glacier No.8, which was located in the south slope of Mt. Bogda, was between 0 and 178 m in 2009, with the mean ice-thickness of 58.7 m. The estimated ice-volume was about 115.1×10^6 m³ (103.5×10^6 m³ water equivalent). During 1962-2009, the ice tongue thinned by 13 ± 6 m, with the mean thinning rate of 0.57 ± 0.26 m/a, corresponding to the loss in ice-volume of $25.5\pm 11.8 \times 10^6$ m³ ($22.9\pm 10.6 \times 10^6$ m³ water equivalent).

Glacier No.4 located in the north slope of Mt. Bogda experienced dramatic thinning, terminus retreat and area shrinkage since 1962. The ice surface-elevation decreased up to 15 ± 8 m (0.32\pm0.17 m/a) with the ice-volume loss of $14.0\pm8.0\times10^6$ m³ over the period 1962-2009. There was obvious variability of ice surface-elevation changes with the elevation changes. The rate of ice surface-elevation change at lower elevations was much higher than that of higher elevations. The terminus retreated by 376 m during 1962-2009, approximately 8.0 m/a. The area shrinkage was about 0.53 km² from 1962 to 2009, which was 15.8% of the area in 1962.

3) It indicated that the ice-thickness distribution of Qingbingtan glacier No.72 was from 0 to 148 m with the ice-volume of 55.9×10^6 m³, corresponding to the estimated water equivalent of 50.3×10^6 m³. By the comparison of data in different periods, the glacier terminus had retreated by 1 852 m (41 m/a) from 1964 to 2009, which brought about the area shrinkage of 1.53 km² (0.03 km²/a). During 1964-2008, the ice tongue thinned by 9.59±6 m, with the mean thinning rate of 0.22±0.14 m/a, corresponding to the loss in ice-volume of 14.1±8.8×10⁶ m³ (12.7±7.9×10⁶ m³ water equivalent). Qingbingtan glacier No.72 is a reference glacier of this region, which represents the serious mass loss of glaciers in the Tomor region, directly influencing the water resources.

4) Comparison was made between the typical monitored glaciers in different areas

of Tian Shan. Analysis indicated that Qingbingtan glacier No.72 was melting most intensively, characterized by some features of monsoonal maritime glaciers. The terminus retreat of Heigou glacier No.8 was relatively rapid. The thinning rate of Heigou glacier No.8 had little differences with Ürümqi glacier No.1 and Keqikaer glacier. However, it was slightly larger than that of Glacier No.4 of Sigong River and Miaoergou glacier. The differences were directly influenced by regional climate, elevation of glacier terminus, glacier types, debris-cover and other factors.

5) Combined application of GPR, GPS, RS and GIS in the field of Glaciology provide a new method of solving questions. GPR is an important means for collecting information, acquiring data and timely updating mass data. GPS can accurately obtain the three-dimensional space data. RS is an important technique for acquiring geospatial data and the dynamic change information. GIS shows a strong advantage in the spatial information processing. The combination of GPR, GPS, RS and GIS allow data measurement, positioning and processing integrated, supplying reliable data for the determination of ice-thickness distribution, volume calculation and their changes, which have broad application prospect.

Key words: Tian Shan; Ground Penetrating Radar; 3S technology; ice-thickness; ice-volume; glacier change; water resources

摘 要			I
Abstrac	t		IV
目 录			. VII
第1章	绪	论	1
	1.1	研究意义	1
	1.2	GPR 及"3S"技术	4
	1.3	国内外研究概况	10
	1.4	论文选题、思路及创新点	14
第2章	研究	究区概况	17
	2.1	天山冰川及其变化特征	17
	2.2	乌鲁木齐河源1号冰川	22
	2.3	博格达峰黑沟 8 号冰川和四工河 4 号冰川	24
	2.4	托木尔峰青冰滩 72 号冰川	27
第3章	数	居与方法	30
	3.1	野外观测数据	30
	3.2	遥感、地形图分析资料	38
	3.3	GPR-3S 技术集成	39
第4章	乌鲁	鲁木齐河源1号冰川厚度和储量变化	42
	4.1	研究背景	42
	4.2	冰储量计算及厚度变化分布	44
	4.3	不同时期冰储量及其变化特征	46
	4.4	冰储量变化与冰川厚度、面积及长度变化之间的关系	47
	4.5	本章小结	50
第5章	博	各达峰黑沟 8 号冰川和四工河 4 号冰川厚度与储量分析	51
	5.1	研究背景	51
	5.2	黑沟 8 号冰川厚度分布及变化分析	52
	5.3	四工河 4 号冰川厚度变化	57
	5.4	本章小结	61
第6章	托	木尔峰青冰滩 72 号冰川厚度和储量变化	63
	6.1	研究背景	63
	6.2	雷达探测	63
	6.3	冰川厚度分布、冰储量及冰下地形	66
	6.4	冰川厚度变化	68
<u></u>	6.5	本章小结	72
第7章	对	七分析	74
	7.1	典型冰川 (区域) 变化对比	74
	7.2	与天山其它监测冰川 (区域) 变化对比	76
	7.3	冰川变化差异可能原因分析	78
第8章	结证	伦与展望	82
	8.1	主要结论	82

8.2	展望
参考文献	
个人简历	
致 谢	

第1章绪论

Chapter 1 Introduction

1.1 研究意义

冰川是自然界重要而且极具潜力的淡水资源,它覆盖了地球上陆地面积的十分之一,而且五分之四的淡水储存于冰川。我国是中、低纬度地区冰川最发育的国家,冰川面积达5943 km²,占全球中、低纬度冰川面积的50%以上^[1,2],对干旱区自然生态环境演变、绿洲农业和社会经济文明发展具有举足轻重的作用。

冰川是调节河川径流的"固体水库"。在湿润低温年份,热量不足,冰川消 融微弱,冰川积累增加,冰川融水径流减少;在干旱少雨年份,晴朗天气增多, 冰川消融加剧,释放出大量冰川融水。冰川对流域水资源的年内分配亦具有重要 的调节作用,干旱少雨的夏季,有冰川融水补给河流,就不会发生河道断流干枯 的现象;遇到暴雨,部分降水会以固态的形式保留在冰川上而减少洪水危害。冰 川是气候变化的指示器,是最为敏感的气候变化响应指标^[3,4]。在全球变暖的背 景下,极地冰盖和山岳冰川快速消融,物质严重亏损、冰川末端持续退缩、冰储 量不断减少,已受到世界各国政府和科学家的普遍关注^[5-30]。

天山横亘于亚洲中部,东西全长约2500km。我国境内的天山横亘新疆维吾 尔族自治区全境,东西绵延1700km,占天山山系总长度的2/3以上^[31],发育有 冰川9081条,冰川面积9236km²,冰储量1012km³,分别占整个天山冰川总 条数、面积和冰储量的56.9%、59.9%和96.5%,分别占中国冰川条数、面积和 冰储量的19.6%、15.6%和18.1%^[32-36]。根据新疆气象局观测数据,近50年新疆 气温呈现升高趋势,尤其是最近50年(1998~2007)增温显著,是全疆50多年 中最暖的时期,平均年气温升高了0.9℃,高于全球平均增温幅度。受气温升高 的影响,新疆大多数冰川自20世纪50年代以来,一直处于退缩状态,80年代 以前,退缩速度较为缓慢,之后呈加速退缩趋势。那些面积小,海拔低的冰川对 气候变暖的响应最为敏感,目前处在迅速缩小甚至消亡之中。气候变暖对新疆水 资源的影响,首先使冰川融水径流增大,而径流增加是以消耗冰川固体冰为代价

的,随着冰川储量的迅速减少,冰川融水径流也会随之急剧减少,冰川水资源及 其对河流的调节作用也随之消失。在冰川剧烈消融期,大量冰川融水径流常造成 冰川阻塞湖溃决,产生突发性洪水灾害,需要特别关注和防范。

根据 IPCC2007 评估报告^[37]和新疆气象局的预测,在未来百年尺度,全球气 温还将升高 1.2~3.8℃,新疆地区 21 世纪初期 (2001~2020 年) 年平均温度增加 幅度在 0.5~0.9℃; 21 世纪前期 (2021~2030 年),温度增加幅度在 1.2℃左右;到 21 世纪中后期气温将进一步增高。如此剧烈的升温,无疑会造成冰川、积雪水 资源的更大变化,而这一变化对新疆水文、水资源产生的影响,关系到国家的安 全、新疆的稳定和社会经济的可持续发展,是一个亟待搞清的科学问题。

在冰川水文学研究中,冰储量变化与冰川水资源量变化以及冰川对河川径流 的贡献量密切相关,是冰川变化研究中不可或缺的重要参数,然而,冰储量的计 算首先要解决冰川厚度资料的获取。随着探地雷达 (GPR) 技术的发展,冰川厚 度数据的准确获取成为可能,为冰储量的计算提供了可靠的数据支持,国外已有 长时间的研究实践^[38-41],国内也取得了许多重要成果^[42-49]。20世纪 80 年代初, 采用我国自行研制的 B-1 型冰川测厚雷达,在天山、祁连山、西昆仑山和横断山 脉贡嘎山地区二十余条冰川上进行过厚度测量。基于这些数据,建立针对不同区 域、类型、规模冰川的面积—体积经验公式,估算冰储量^[50-52]。新一代探地雷达 设备更为高效和轻便。例如,加拿大 SSI 公司生产的 pulse EKKO 探地雷达。在 配置不同中心频率的天线后,对数十米到上千米厚的冷型冰川进行厚度测量,效 果满意^[53]。

在冰川厚度测量技术更新换代的同时,通过两期高分辨率数字高程模型 (DEM)差值,来确定冰川厚度变化的工作,也取得飞速发展。这些研究着眼于 冰川储量的变化,便于和冰川物质平衡及水资源研究紧密地结合起来。高精度差 分全球定位系统 (GPS),在测量中的垂直精度已经达到 cm 量级,完全满足冰川 表面高程变化测量的精度要求。另外,随着遥感技术 (RS) 的发展日新月异,可 使用的高分辨率 DEM 数量不断增加。因此,将 GPR 与 GPS、RS 和 GIS (地理 信息系统)结合起来,集成为 GPR-3S 技术,对冰川厚度及储量的研究是目前国 际上的趋势和热点。

过去 5 年,天山冰川站运用 GPR-3S 技术,对天山和祁连山的 11 条冰川 (天山乌鲁木齐河源 1 号冰川,奎屯河流域哈希勒根 51 号冰川,哈密庙儿沟平顶冰

第1章 绪论

川,托木尔峰地区青冰滩 72 号冰川、青冰滩 74 号冰川和托木尔冰川,博格达 峰地区四工河 4 号冰川、扇形分流冰川、黑沟 8 号冰川,以及祁连山七一冰川 和十一冰川)进行了观测研究,取得了大量资料 (图 1-1)。对这些资料的分析研 究尚在进行中,本研究主要介绍已有初步分析结果的几条天山地区的冰川,包括 乌鲁木齐河源1号冰川,博格达峰地区的黑沟8号冰川和四工河4号冰川,以及 托木尔峰地区的青冰滩 72 号冰川。选择天山这三个不同地区的四条典型冰川开 展本项研究,主要是考虑到:乌鲁木齐河源1号冰川是我国监测时间最长、观测 资料连续性最好的一条冰川,观测研究已有 50 余年的历史, 20 世纪 50 年代以 来,有过3次冰川厚度测量和7次地形测量制图,每年2次冰川末端位置测量, 为本研究提供了长序列的数据保证,50年的物质平衡观测资料也是本研究不可 多得的验证资料: 位于天山东端的博格达峰地区地处亚洲大陆腹地, 高大山体的 顶峰终年积雪并发育大量冰川,是盆地平原地表径流和地下水可靠的补给源,在 该区域具有非常重要的地位。冰川积雪融水是北坡三工河、四工河流域绿洲经济 发展的基础,也是南坡的吐鲁番盆地、艾丁湖以及柴窝堡盆地的重要水资源。哈 密-吐鲁番盆地属于典型的资源性缺水地区,对博格达山冰川融水依赖性很高。 选择分居博格达峰南北两坡的黑沟8号冰川和四工河4号冰川开展冰川厚度及储 量变化研究主要缘于一方面可以有效开展南北坡冰川变化对比工作,为区域水资 源评估提供可靠的数据支持;另一方面,上世纪80年代初中日联合考察队曾对 该区进行过考察及研究工作[54-60],已经有一定的数据积累。2009 年天山冰川站 科考人员又对该区开展了大规模科学考察,获取了最新数据,有助于开展冰川近 期变化研究: 托木尔峰地区位于我国境内天山的最西端, 是天山最大的现代冰川 区,也是塔里木河的主要发源地^[61]。塔里木河流域是我国最大的内陆河流域,流 域面积约 1.02×10⁶ km²,由环塔里木盆地的九大水系大小河流 144 条组成。塔里 木河流域各支流出山径流总量中冰川径流为133.4×10⁸ m³,占流域出山径流总量 的 38.5%。冰川的变化直接影响到该区流域水资源状况及其人居环境,因此了解 该区冰川变化,尤其是冰储量变化状况至关重要。鉴于该区监测冰川甚少,缺乏 大量实测数据作为支撑,因此,在该区选择典型冰川开展连续监测工作,可以为 冰川水资源评估提供第一手的宝贵资料。



1-1 利用 GPR-3S 技术厚度研究的冰川位置图 (天山和祁连山 11 条冰川)

1.2 GPR 及"3S"技术

1.2.1 探地雷达 (GPR)

探地雷达的历史最早可追溯到 20 世纪初,1904 年,德国人 Hulsmeyer 首次 采用电磁波探测地下的金属物体。1910 年,Leimbach 和 Löwy 以专利的形式提 出了利用电磁波对埋藏物体进行定位。他们将偶极天线埋设在两孔洞中进行发射 和接收,由于高电导率的介质对电磁波的衰减作用,通过比较不同孔洞之间的接 收信号的幅度差别,可以对介质中电导率高的部位进行定位。之后,Letmbach 等又用两分离天线在地表进行发射和接收来探测地下水及其矿层,并通过地下发 射波与地表渗漏的直达波之间的干涉进行地下目标的深度判断。探测地下目标采 用连续的电磁波,主要利用了导电介质对电磁波的衰减与反射特性。1926 年, Hulsenbeck 第一次使用脉冲技术探测埋藏介质的结构,并发现了电磁波回波与土 壤介质及目标间的内在联系,为探地雷达的应用打下了理论基础。1929 年 Stern 进行探地雷达的首次实际应用,使用无线电干涉法测量了冰川的厚度。20 世纪 50 年代后期,探地雷达技术逐渐在矿井 (1960, J. C. Cook)、冰层厚度 (1963, S. Evans)、地下水位 (1966, Lundien) 的探测方面得到了较为广泛的应用。1967 年,一个与 Stern 最初用于冰川探测的仪器类似的系统被设计研制出来,1972 年 Procello 将其用于探测月球表面结构,同年, Rex Morcy 和 Art Drake 开创了 GSSI (Geophyiscal Survey Sustems Inc.) 公司,主要从事商业探地雷达的销售。随着电 子技术的发展,探地雷达在 70 年代之后得到了广泛的应用,比如石灰岩地区采 石场的探测 (1971, Takazi; 1973, Kitha-ra)、淡水和沙漠地区的探测 (1974, R. M. Morey; 1976, P. K. Kadaba)、工程地质探测 (1976, A. P. Annan and J. L. Davis; 1978, G. R. Olhoeft and L. T. Dolphin)、煤矿井探测 (1975, J. C. Cook)、 泥炭调查 (1982, C. P. F. Ulriken)、放射性废弃物处理调查 (1982, D. L. Wright; 1985, O. Olsson)、以及地面和井中雷达用于地质构造填图 (1997, M. Serzu)、 水文地质调查 (1996, A. Chanzy; 1997, Chieh-Hou Yang)、地基和道路下空洞 及裂缝调查、埋设物探测、水坝的缺陷检测、隧道及堤岸探测等。20世纪70年 代以来,探地雷达技术得到了前所未有的发展,地下较深层目标探测得以实现。 探地雷达的应用范围也迅速扩大,从冰层、盐矿等弱耗介质扩展到土层、煤层等 有耗介质,现已覆盖考古、矿产资源勘探、岩石勘探、无损检测及工程建筑物结 构调查等众多领域,并开发了用于地面、钻孔与航空卫星上的探地雷达技术。许 多商业化的通用数字探地雷达系统也先后问世,其中代表性的有: Geophisical Survey System Inc 公司的 SIR 系统, Microwave Associates 的 MK 系列,加拿大 Sensor&Software 的 Pulse EKKO 系列,瑞典地质公司 (SGAB) 的 RAMAC/GPR 系列,日本应用地质株式会社OYO公司的GEORADAR系列及一些国内产品(电 子工业部 LTD 系列,北京爱迪尔公司 CR-20、CBS-900 等)。这些雷达所使用的 中心工作频率在10~1000 MHz范围,时窗在0~20000 ns,探测深度可达40~80 m, 分辨率达 cm 级,深度符合率小于 5 cm,其基本原理大体一致,主要功能用于多 通道采集、多维显示、实时处理、变频天线、多次叠加、多波形处理等,另外还 有井中雷达系统、多态雷达系统、层析成像雷达系统等。

国内探地雷达研究工作起步相对较晚,始于 20 世纪 70 年代初,使用的雷达 多是国外引进,或在此基础上改进的。电子科技大学、西安交通大学、武汉大学、 中国电子科技集团公司第二十二研究所、中国电子科技集团公司第五十研究所、 中科院兰州冰川冻土研究所 (现中国科学院寒区旱区环境与工程研究所)等单 位曾先后开展过探地雷达研制以及应用方面的工作^[42,62-77]。20 世纪 90 年代以来,

由于大量国外先进仪器的引进,探地雷达得到了广泛的应用和研究,在隧道^[78,79]、 水利工程设施^[80]、混凝土基柱^[81]、煤矿^[82]、公路^[83-84]、岩熔^[85,86]、工程地质^[87,88]、 钻孔雷达^[89]、冰川厚度测量^[43]等方面开展过相关工作并且取得丰富的研究成果。 鉴于探地雷达具有探测速度快、探测过程连续、操作方便灵活、分辨率高、无损 性等特点,使其在国防、公安、公路、铁路、桥梁、隧道、机场建设、探矿、地 质考察、考古、冰川学研究等方面得到了广泛的应用。随着探地雷达应用范围的 推广,对其研究也越来越多。近年来每两年均举行一次专门的探地雷达国际会议, IEEE 的国际遥感会议也设有探地雷达专项, IEEE、IEE 的汇刊及国内外其它各 种期刊上近年也有较多探地雷达方面的论文。

1.2.2 "3S"技术

2004 年年初,美国劳工部将地球空间技术和纳米技术与生物技术一起确定 为新出现的和正在发展的三大最重要的技术^[90]。地球空间技术的代表—3S 技术 是全球定位系统 (GPS)、遥感 (RS) 及地理信息系统 (GIS) 的总称,即利用 GPS 快速定位和获取数据的准确地能力, RS 的多时相大面积获取地物信息, GIS 的 空间查询分析、综合处理能力,三者有机结合,实现各种技术综合应用。

1. 全球定位系统 (GPS)

GPS 全球定位系统 (Navigation Satellite Timing and Ranging/Global Positioning System) 是美国国防部 U.S. Department of Defence (DOD) 于 1973 年 为满足军事部门对海上、陆地和空中进行高精度导航和定位要求而开始组织建立 的。从计划到实施共分为三个阶段: 1) 1973~1977 年方案论证和设计; 2) 1978~1988 年全面研制和试验; 3) 1989~1994 年组网阶段,到 1994 年 3 月 GPS 系统全部建成。全球定位系统主要是由三大部分组成,即 GPS 卫星、地面监控 系统和用户设备。该系统具有全球性、全天候、连续的三维导航和定位能力,以 及良好的抗干扰性和保密性。

GPS 定位和常规测量方法一致,即通过获取某种测量,建立起未知点与参考 点之间的联系来实现。基本原理为已知未知点到已知点的距离,未知点就必然位 于以已知点为球心、两点间距离为半径的球面上;如果已知三颗卫星的在轨坐标, 又测得观测站距三颗卫星的距离,然后分别以这三颗卫星为球心,以所测得的距 离为半径画三个球面,则观测站就必然位于这三个球面的相交处(若有多值解, 可通过接收方向判断而剔除),从而准确地解算出观测站的位置^[91]。

GPS 定位根据定位的模式分为绝对定位和相对定位两种。绝对定位即利用 GPS 确定运动载体在地球参考系中的位置,定位精度为百米以内。它是以 GPS 卫星和用户接收机天线之间距离—伪距的观测量为基础,通过卫星星历计算出相 应时刻的卫星瞬时坐标、建立观测方程组来解算用户接收机天线相位中心所对应 的测站坐标。相对定位是通过多机同步作业,用以确定各测站间相互关系,经过 一定时间的观测,利用数据后处理软件进行数据处理,其相对定位精度优于 10⁶, 广泛地应用在大地测量、精密工程测量、地球动力学的研究及精密导航中。GPS 相对定位是多台接收机同步观测相同的 GPS 卫星,以确定各接收机所在测站间 在地球坐标系中的相互关系 (图 1-2)。在实际工作中,常常将接收机数目扩展到 3 台以上,同时测定若干条基线向量,不仅可以提高工作效率,而且可以增加观 测量,提高观测成果的可靠性。



图 1-2 GPS 相对定位^[91]

根据定位时接收机的运动状态又可分为静态定位和动态定位。静态定位是在 定位的整个过程中保持接收机天线的位置固定不变,即在数据处理时将接收机天 线的位置作为一个不随时间改变的量。动态定位是在运动状态下实时地测定运动 客体位置的一种方法,接收机天线位置在观测过程中是随时间变化的。与静态定 位相比,它具有用户广泛性、定位实时性、速度范围宽等显著特点。

作为自动化、高精度、全天候、全球化的先进测量手段和生产新工具,GPS 是近年来发展的最具有开创意义的高新技术之一,已经融入到国防建设和社会发 展的各个领域,对测量学和相关领域产生了极其深刻的影响,既能给出精确的空 间位置、速度、距离信息,用于卫星、飞机、车船等所有在空中、海洋和陆地上 移动客体的导航,实施导弹、高速飞行体的精密制导,又能向全球播授高稳定度 的时间基准,提供高精度的频率信号^[92-95]。

2. 遥感 (RS)

遥感 (Remote Sensing),以航空摄影技术为基础,在 20 世纪 60 年代初发展 起来的一门新兴技术。它是应用探测仪器,不与探测目标相接触,从远处把目标 的电磁波特性记录下来,通过分析,提示出物体的特征及其变化的综合性探测技 术。遥感技术开始为航空遥感,1972 年美国发射了第一颗陆地卫星标志着航天 遥感时代的开始。经过几十年的迅速发展,目前遥感技术已广泛应用于资源环境、 水文、气象,地质地理等领域,成为一门实用的、先进的空间探测技术^[96-98]。

遥感是一种高效能的信息采集技术,可以进行信息处理和信息应用的综合信息流程,是获取地球空间数据及其动态变化资料的主要技术手段,具有如下特点:

1) 获取大范围数据资料

航摄飞机飞行高度为 10 km 左右, 陆地卫星的卫星轨道高度达 910 km 左右, 从而可及时获取大范围的信息;

2) 获取信息的速度快,周期短

由于卫星围绕地球运转,从而能及时获取所经地区的各种自然现象的最新资料,以便更新原有资料,或根据新旧资料变化进行动态监测,这是人工实地测量和航空摄影测量无法比拟的;

3) 获取信息受条件限制少

采用不受地面条件限制的遥感技术,可以对自然条件极为恶劣的区域进行探测,例如沙漠、沼泽、高山峻岭、冰川等无人区,从而方便及时地获取各种第一 手资料;

4) 获取信息的手段多,信息量大

根据不同的任务,遥感技术可选用不同波段和遥感仪器来获取信息。例如可 采用可见光探测物体,也可采用紫外线、红外线和微波探测物体。利用不同波段 对物体不同的穿透性,还可获取地物内部信息。例如,地面深层,水的下层,冰 层下的水体,沙漠下面的地物特性等,微波波段还可以全天候的工作。

在冰川学领域,由于高海拔山区自然条件恶劣,受自然和物质因素的限制, 实施全方位的冰川调查是个难题,而且冰川变化的常规观测方法受多方面的因素 限制,在很多山区也无法实施。随着遥感技术的迅速发展,目前已经成为冰川变 化监测的有效手段,不仅可以开展大范围冰川变化监测,而且可以弥补不同时段 冰川监测的缺失。不同的遥感传感器和遥感方法获取的数据具有不同的特点和适 用范围,对冰川监测的空间和时间精度不断提高,使我们对冰川变化的认识不断 深入。目前国内外进行冰川变化研究采用了诸多类型数据,如美国资源卫星 Landsat TM、美国间谍卫星 Corona 和六角体美国照相侦察卫星 Hexagon^[99-102], 精度较高的 Landsat ETM/ETM+、SPOT5 和 ASTER^[19, 26, 103, 104]和高精度 Quickbird、Ikonos 数据^[105-107]。

3. 地理信息系统 (GIS)

地理信息系统 (Geographic Information System) 是一门集计算机科学、空间 科学、测绘遥感学、现代地理学、信息科学、环境科学和管理科学为一体的新型 边缘学科,能对多种来源的时空数据综合处理、动态存储、集成管理和分析加工, 作为新的集成系统的基础平台,并为智能化数据采集提供地学知识^[108]。20 世纪 60 年代,欧洲发生了地理科学的计量革命,北美洲则出现了地理信息系统的萌 芽。法国的 Matheron 在前人的基础上总结提出了"地统计学"的概念。在初期, 主要是应用定量分析手段 (主要是统计方法)来分析点、线、面的空间分布模式, 后来则更多的强调地理空间本身的特征、空间决策过程和复杂空间系统的时空演 化过程,并形成了空间分析的理论和技术方法。同一时期加拿大土地调查局建立 的加拿大地理信息系统 (CGIS) 的投入使用,标志着应用型地理信息系统进入了 全面发展的阶段^[109-112]。

1) 地理信息系统的特征

地理信息系统具有采集、管理、分析和输出多种地理空间信息的能力,具有 空间性和动态性;以地理研究和地理决策为目的,以地理模型方法为手段,具有 区域空间分析、多要素综合分析和动态预测能力,产生高层次的地理信息;计算

机系统支持进行空间地理数据管理,并由计算机程序模拟常规的或专门的地理分析方法,作用于空间数据,产生有用信息,完成人类难以完成的任务。

2) 地理信息系统的组成

主要分为硬件、软件、数据、人员以及方法。硬件是 GIS 所操作的计算机; 软件是 GIS 软件提供所需的存储、分析和显示地理信息的功能和工具,主要的软 件部件包括输入和处理地理信息的工具、数据库管理系统 (DBMS)、支持地理查 询、分析和视觉化的工具;数据是 GIS 系统中最重要的部件。地理数据和相关的 表格数据可以自己采集或者从商业数据提供者处购买。GIS 将把空间数据和其他 数据源的数据集成在一起,而且可以使用那些被大多数公司用来组织和保存数据 的数据库管理系统来管理空间数据; GIS 的人员范围包括从设计和维护系统的技 术专家,以及系统的操作人员; 方法则是 GIS 处理最独特的操作实践。

3) 地理信息系统的功能

地理信息系统主要有如下几方面功能:数据输入:在 GIS 处理之前,图纸数 据必须转换成数字格式,即数字化;数据处理:将数据转换成或处理成某种形式 以适应系统的要求;数据管理:当数据量较大而且数据客户量很多时,需要使用 数据库管理系统 (DBMS)来帮助存储、组织和管理数据;查询分析:GIS 提供 查询功能和复杂的分析工具,可以为管理者和使用者提供直观的信息;可视化: 对于多类型的地理操作,最终结果能以地图或图形来显示。

1.3 国内外研究概况

1.3.1 探地雷达在冰川学研究中的应用概况

由于冰川冰具有低传导性,因此探地雷达能够探测到深达几百到上千米的冰 层,在冰川学领域中的应用已有较长的历史。在冰川学研究中,探地雷达被广泛 应用于探测冰体厚度、冰下地形、冰裂缝、冰体内部沉积层位、冰川水文特征、 划分冰川冰类型等,可以为冰下槽谷、冰川结构、冰川流动机制、水资源评估及 气候与环境变化的研究提供丰富可靠的数据。国外使用探地雷达起步较早,早在 20世纪 20年代,人们就已经开始利用雷达来探测冰川的厚度^[113]。20世纪 60年 代,Bailey 等^[114]利用无线电对极地冰盖进行了探测,指出由于冰川冰具有对无 线电波衰减小、冰体成层性和均质性好的优点,因此无线电回波探测方法极有可能成为冰川学研究领域中一种有用的试验技术方法。随后,该探测方法在英国、北欧等国家相继开展。20世纪 80年代,基于无线电波良好的穿透能力, Bogorodsky 和 Bentley 将雷达无线电回波探测研究方法应用于冰川学研究领域 ^[115]。目前,随着无线电探测技术的相应发展,探地雷达已经被广泛应用于冰川 学研究领域,不仅能对冰川厚度以及冰床地形探测、冰-岩界面地形变化及其特 点分析,而且为冰川内部沉积层位、冰川结构、冰下河等方面研究提供丰富可靠 的数据。我国探地雷达在冰川学领域的应用研究起步相对较晚。20世纪 80年代, 中科院兰州冰川冻土研究所 (现中国科学院寒区旱区环境与工程研究所)自行 研制 B-1 型冰川测厚雷达,并在天山乌鲁木齐河源 1 号冰川、南极半岛的纳尔逊 冰帽和柯斯冰帽上成功的进行了冰厚测量^[42]。随着雷达探测技术的迅速发展,90 年代末,开始引入国外先进的探地雷达,并于近年来在一些冰川上陆续开展了测 厚工作^[43,45,116,117],相比之前的地震法以及重力法^[118,119]测量冰厚具有精度高、 速度快等优点,为冰川变化研究提供了第一手、可靠的冰厚数据。

雷达波在冰川中的传播主要受冰川的介电常数和电导率的影响,而这两个因 素又受冰川冰的物质组成、密度、温度、所承载的压力、冰川冰的结晶特征、含 自由水量、空穴含量等因素的影响,这使得雷达波在冰体内能够产生丰富的反射, 形成具有丰富信息的雷达图像, 据此可分析冰体内部特征。冰川冰内的大气沉积 物,特别是火山灰能够使雷达剖面形成连续的反射层,直观地呈现冰川内部的等 时线。例如,在冰岛探测的一雷达剖面中,冰下130m,150m,180m和200m 深处的反射层分别很好地对应了 1934 年, 1922 年, 1903 年和 1883 年的火山爆 发。冰川冰中的等时线一般都不平坦,也不与冰面或冰-岩介面平行。因此,分 析雷达剖面中等时线的形态特征,有助于研究冰川冰变形和冰川流动机制^[120]。 在同一条冰川中,可能同时存在粒雪、温性冰、冷性冰、冰下排水道、冰裂缝等, 从雷达剖面可以直观地把这些部分识别出来[121],其至可以识别冰体内小尺度的 充气空隙和充水空隙^[12]。除此之外,由于雷达图像的连续特征,使得雷达通过 地下点或者面的特征可以获得雷达在媒质中的传播速度,进而可以获得混合媒质 的介电常数,由此可以估计各种媒质的比例,最为常用的是推算冰川的相对含水 量,据此可做出含水量图^[123,124]。尤其在海洋性冰川中,由于冰川内部融水较多, 所以可以对其含水量进行估算,并且可以将雷达波速转换为反射时间和深度用来

探测埋藏的裂隙冰川,通过连续的波形变化判断裂隙的形状^[125-127]。对同一冰川 在不同季节进行同样的探测,可获得不同的含水量图,通过比较可知冰川含水量 随季节的变化特征,为冰川水文学的研究提供重要数据^[128]。另外,通过对积雪 层不同层位雷达波速度的分析,还可以用来研究积雪密度随深度的变化规律 ^[129-132]。

1.3.2 国内外冰川监测和变化研究概况

国外的冰川监测研究起步较早,研究涉及面相对较广。1840年 J.L.R.阿伽西 (Jean Louis Rodolphe Agassiz 1807-1873) 在下鹰冰川 (Unteraar glacier) 创立了 世界第一个冰川观测站"浓霞台宾馆" (Hôtel des Neuchâtelois), 开创了对冰川 结构、厚度、冰川运动、冰川气象、冰川沉积等要素的系统观测[133]。冰川学家 对冰川的认识逐步得到发展,冰川的研究从单纯的观测描述发展到采用仪器测量 和观测。全球冰川监测始于 1894 年瑞士苏黎世第六届国际地质会议 (International Glacier Commission at the 6th International Geological Congress in Zurich, Switzerland), 该次会议的重要工作内容之一就是协调全球冰川物质平衡 变化的观测,并提出系统地观测冰川的要求。1965 年 9 月国际雪冰委员会加拿 大大地测量与地球物理协会提出对冰川进行登记造册和制图。1970年,国际水 文学会雪冰委员会在国际冰川委员会的基础上成立了"永久冰川波动服务处" (PSFG, the Permanent Service on Fluctuations of Glaciers) 协调全球冰川变化监 测,收集、整编和发布全球冰川变化监测数据,并于1973年成立了"世界冰川 编目临时技术秘书处" (TTS/WGI, the Temporary Technical Secretary for the World Glacier Inventory),制定了世界冰川编目规范用以协调世界冰川目录编制。 1986 年,世界冰川监测服务处 (WGMS, World Glacier Monitoring Service) 的成 立实现了全球意义上的冰川监测与编目。然而, 1998 年世界冰川监测服务处和 世界雪冰中心 (NSIDC, National Snow and Ice Data Center) 合作将冰川目录数据 发布于网上,却发现与世界冰川现状数据存在一定出入,主要源于在全球气候变 暖的大背景下,冰川已经发生较大的变化^[6,134-136],因此有必要对全球冰川分布 进行一次系统普查,并进行每隔十年/数十年的编目,以了解全球冰川状况。鉴 于此,1999 年由美国航空航天局 (USGS) 和地质调查局 (NASA) 联合发起实施 了"全球陆地冰空间测量计划" (GLIMS, Global Land Ice Measurements from

Space Project) (http://www.glims.org)。GLIMS 计划是一个为获取世界冰川区遥感 影像,分析冰川变化,并评估冰川变化对人居环境影响的国际性联盟^[137]。GLIMS 在全球设立了二十多个地区工作中心 (Regional Center),旨在对全球陆地冰川现 状及变化进行动态监测^[137-139]。美国国家雪冰数据中心 (NSIDC, National Snow and Ice Data Center) 则负责管理和发布来自 GLIMS 计划的数据。

在国内,冰川监测起步相对较晚。1941 年黄汲清教授发表在《文史杂志》 第一卷第八期的《中国的冰川》是第一篇系统介绍中国现代冰川的科学文献^[140]。 新中国成立后,随着 20 世纪 50 年代中国西部高山登山科考和冰川资源的大规 模考察,中国冰川学研究得到长足的发展^[133]。我国科学工作者于 1957 年夏季 首次对贡嘎山的现代冰川作了初步观测^[141]。1958 年中国科学院成立了高山冰雪 利用研究队,标志着中国较系统的现代冰川研究的开始。自 1958 年以来,中国 分别对祁连山、天山、希夏邦马峰、横断山等冰川进行考察工作^[142,143]。一些定 位、半定位的冰川观测站随着冰川调查与研究的需求得以建立,如 1959 年天山 冰川观测实验站在施雅风院士的倡议下建立,乌鲁木齐河源 1 号冰川为长期定 点观测冰川,距今已有 50 余年的观测研究历史。随后,天山冰川观测实验站以 乌鲁木齐河源 1 号冰川为依托先后建立了奎屯哈希勒根 51 号冰川、庙尔沟冰帽、 青冰滩 72 号冰川等定位、半定位观测点,为冰川观测和研究提供了第一手的数 据资料。

谈及中国冰川监测历史必须提到《中国冰川目录》这一系统性课题,它是《世 界冰川目录》中的一个重要组成部分。我国早在1958年就开始进行冰川目录工 作,但由于当时缺乏足够的资料,且没与国际接轨,冰川目录编制过于简单。1975 年以后,航测地形图 (1:100 000 和 1:50 000)和地面立体摄影测量图的应用,使 得冰川目录编制资料的可靠性得到极大的提高。1978年,施雅风等应 WGMS的 邀请出席了国际冰川编目工作会议,使中国冰川资源研究走上了一条正规、合理 和有效的道路^[52]。我国从 1979年开始开展冰川编目工作,历时 24年,基于 20 世纪 60~70年代的航片和地形图等资料,并通过大量的野外调查最终查明了我国 冰川的总数量、面积以及各个山区冰川分布情况,明确了冰川的基本特征,提出 了我国冰川的分类系统,建立了中国冰川目录信息系统。到 1999年,我国依据 国际冰川编目规范完成了《中国冰川目录》11卷21册 (实际为 22册,印度河 水系于 2002年出版)的编制工作^[32],主要反映 1950~1980年间航空制图时期的

冰川状态。

航空摄影测量应用到冰川研究是一个技术进步,大大丰富了冰面信息的反 演,但航空摄影测量,短周期重复应用难以实施,其重复性完全取决于对测量目 标的开发价值。因此,航空摄影测量应用到冰川的重复监测方面受到限制。20 世 纪 60 年代以来,卫星遥感技术的发展给冰川监测手段的改进带来了生机。美国 地质调查局 (USGS)利用 20 世纪 70 年代陆地卫星影像数据,编制了南北纬 82° 区间内的《世界冰川影像图集》^[144]。冰川学家亦注意到利用遥感资料来判读冰 川边界进行世界冰川编目的编制^[145,146]。20 世纪 70 年代中期以来,中分辨率的 遥感数据 (如 Landsat MSS、Landsat TM/ETM+、SPOT、Terra ASTER、IRS)和 一些高分辨率的遥感数据 (如 ALOS、IKONOS、Quickbird、GeoEye-1)已经逐 渐用于冰川变化研究,不仅可以获取流域大尺度的冰川变化信息,还能用以研究 单条冰川变化的特征^[18,101,104,147-154]。

遥感方法用于冰川变化研究,很大程度上减轻了野外观测人力、物力和财力 的负担,使其不受地域限制,但却往往会受影像质量的影响,如积雪、云、山体 阴影以及冰川表碛等。因此,有必要将高精度的遥感影像和实地考察相结合,以 提高参数提取质量,进一步推动冰川变化研究。

1.4 论文选题、思路及创新点

我国西北内陆干旱区分布着 22 240 条山岳冰川,保存着大量的水资源,是 人类社会、经济赖以生存和发展的"固体水库"。在全球变暖的背景下,自小冰 期以来,特别是 20 世纪 50 年代以来,我国西北内陆大部分地区冰川呈退缩趋势, 天山中段^[18]、新疆地区^[29]、乌鲁木齐河源^[155]、西昆仑山北坡^[156]、祁连山西段^[157]、 塔里木河流域^[147]、青藏高原东南部岗日嘎布山^[158]、长江黄河源区^[159]、格拉丹 冬地区^[160]、那木纳尼^[161]、西藏朋曲河流域^[162]冰川均处于退缩状态,估计过去 40 年我国冰川储量减少了 452.77~586.94 km³(8.1%~10.5%)^[14]。大范围的冰川退 缩使得河川径流量增加,但长期来看,这种影响很可能会使得河川径流减少。这 势必对我国西部内陆干旱地区可持续发展带来深远的影响。因此,开展冰川变化 研究,尤其是冰川厚度及储量变化研究对提高天山冰川变化的认识和为今后新疆 地区的水资源变化分析、社会经济发展规划的制定具有重要的意义。



图 1-3 研究思路框图

本研究主要使用雷达测厚以及表面高程变化的方法,在 GPR-3S 技术的支持 下,基于冰川厚度数据、不同时期的地形图、GPS 定位数据,针对天山乌鲁木齐 河源1号冰川、博格达峰地区黑沟8号冰川和四工河4号冰川、托木尔峰地区青 冰滩72号冰川重点开展冰川厚度及储量变化研究,并结合不同时期遥感影像、 观测资料以及已有研究进一步对冰川面积、长度、表面形态变化等方面作以分析。 获取到单条冰川变化特征之后,进而开展对比研究,并对不同冰川变化差异性的 可能原因进行探讨,主要从区域气候条件差异和冰川形态因子影响两方面分析, 以期整体把握天山地区的冰川厚度及储量变化特征。此类关于单条冰川的研究已 经较为成熟,为本研究的开展提供了良好的基础。本论文的具体思路如图1-3 所 示。

本研究具有可靠的数据基础、先进的方法支撑和良好的思路保证 (图 1-4):

数据基础——长时间序列的定位观测数据,最新的、丰富的野外考察第一手 资料和高精度的遥感影像为本研究奠定了可靠的数据基础。

方法支撑——GPR-3S 技术集 GPR (良好的穿透能力及无损性)、GPS (全天候、高精度、快速、省时、高效)、RS (高效信息采集)和 GIS (强大的地理空间信息处理)四种技术的优势为一体,可以有效地解决从数据获取、处理到分析等一系列的问题。

思路保证——具有可实现性:基于雷达测厚和表面高程变化开展冰川厚度及 储量变化分析;结合冰川表面地形,开展冰下地形恢复研究;分析冰川厚度、储 量、面积、长度变化特征及各参量变化关系;不同地区典型冰川变化对比及造成 差异的可能原因分析。



图 1-4 论文结构和框架

第2章 研究区概况

Chapter 2 Study area

本研究主要是针对天山地区开展冰川厚度及储量变化分析,重点选择了天山 三个不同地区的四条典型冰川开展相关工作,分别为乌鲁木齐河源1号冰川、博 格达峰地区黑沟8号冰川和四工河4号冰川、托木尔峰地区青冰滩72号冰川, 其地理位置如图2-1所示,研究区概况见下文所述。



图 2-1 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川、博格达峰地区黑沟 8 号冰川和四工河 4 号冰川、 托木尔峰青冰滩 72 号冰川地理位置

2.1 天山冰川及其变化特征

天山 (40°~45°N, 67°~95°E) 横亘于亚洲中部, 地跨中国、哈萨克斯坦和吉

尔吉斯斯坦三国,是亚洲中部最大的山系。西起乌兹别克斯坦的乌加穆斯山,东 至中国的哈尔里克山,东西全长约2500km。我国境内的天山被称为东天山,横 亘新疆维吾尔族自治区全境,西起中国与吉尔吉斯斯坦边界,东至哈密市以东的 星星峡戈壁,东西绵延1700km,占天山山系总长度的2/3以上,包括一系列北 西一南东走向的平行山脉和谷地。天山山势雄伟壮观,山地平均海拔高度约4000 m,将新疆分成南北两半,高出北面的准噶尔盆地约3000m,南面的塔里木盆 地约3500m。

整个天山地区呈现出大陆性强、干燥度高、垂直气候分带明显的气候特征。 主要表现为夏季炎热,冬季气温较同纬度地区明显偏低,水分热量分布差别明显, 气温的年较差大,云量少,空气干燥。天山总体海拔高,山体强烈切割,地表结 构复杂,形成气候垂直分带。在天山同海拔高度上的年平均气温,具有从北向南、 从西向东逐渐降低的趋势。同时,也有从山地边缘向内陆降低的趋势。海拔2000 m以上地带气温逐减量与海拔高度呈直线关系,海拔高度每升高1000m,气温 降低7℃。天山地区最冷月普遍出现在1月份,山地的大部分地区平均气温低于 -10℃,高山带低于-15℃,内天山的山间盆地和冰川带,月平均气温低于-20℃^[163]。 天山地区的水汽来源主要有两个:一是大西洋水汽,在高空盛行的西风气流携带 下,由西向东输入,输送过程中在哈萨克斯坦等地境内受阻减少,中途又得到地 中海、里海、黑海、咸海等海域和湖泊的水汽补充。当有强冷空气入侵时,部分 可翻越帕米尔高原进入天山以南地区,造成天山以南地区的降水天气:二是来自 北冰洋的水汽,经乌拉尔山南部或西伯利亚进入天山地区,当冷空气势力较强时 可翻越天山,在气流爬山抬升过程中水汽凝结而产生大量降水,同时也伴以大风 降温。天山地区的降水量的分布随海拔高度的升高而增加。以天山北坡为例,山 前半荒漠草原带降水量为 200~300 mm,中山草原带为 300~450 mm,中山森林 带 450~600 mm, 高山草甸草原 500~700 mm, 现代冰川区及附近为 700~800 mm。 按温度可将天山地区分成三个降水区。第一个降水区是山地的山前地带,这里年 平均降水量的85%以液态形式出现;第二个区是中山带,液态和固态降水分别占 70~75%和 30~25%; 第三个降水区是高山带, 主要为固态降水^[31]。

王圣杰等人利用 14 个气象站 (分别为温泉、奇台、昭苏、乌鲁木齐、巴仑 台、达坂城、十三间房、库米什、巴音布鲁克、拜城、吐尔尕特、阿合奇、巴里 坤、伊吾)研究了天山地区近 50 年 (1960~2009 年) 气温与降水量变化趋势^[164]。

结果表明,近50年以来,天山山区表现出明显的暖湿化趋势 (图 2-2),气温倾向率平均值为 0.34℃/10a,也就是说近 50 年升高了 1.7℃。这一气温倾向率与新 疆全境基本一致 (0.33℃/10a),但明显高于全国平均值 0.22℃/10a^[165]。降水量倾 向率平均值为 11 mm/10a,相当于近 50 年增长了 55 mm,倾向率略高于新疆全 境平均值 8.5 mm/10a^[165]。



图 2-2 1960~2009 年间中国天山地区气温 (a) 与降水量 (b) 的变化情况^[164]

整个天山发育有冰川 15 953 条,冰川面积 15 416.41 km²,冰储量 1 048.247 km³,是世界上冰川集中发育的山系之一^[166]。根据 20 世纪 60 年代末和 70 年代 初航测图并以 1959 年和 1964 年航空像片核对,我国境内天山冰川 9 081 条,冰 川面积 9 236 km²,冰储量 1 012 km³,分别占整个天山冰川总条数、面积和冰储 量的 56.9%、59.9%和 96.5%,分别占中国冰川条数、面积和冰储量的 19.6%、15.6% 和 18.1%^[3,4,32]。天山面积小于 1 km²的冰川占到 83.1%,长度的分布也是小于 1 km 的冰川数量居多;冰川形态类型比较齐全,有悬冰川、冰斗——悬冰川、冰斗 冰川、冰斗——山谷冰川、山谷冰川和平顶冰川,其中悬冰川和冰斗——悬冰川等小型冰川在冰川总数中占 71.0%,是天山冰川条数最多的类型,冰斗——山谷冰川和 山谷冰川虽占冰川总数的 9.2%,但冰川面积却占到冰川总面积的 61.7%,是天 山冰川面积最大的类型。天山冰川由于受山势地形及气候条件的综合影响,冰川 规模分布极不平衡。冰川集中发育在托木尔峰地区,哈尔克他乌山和托木尔——汗 腾格里山区有冰川 1 952 条,集中了近乎天山冰川面积的一半;第二个较为集中 的冰川区是北天山中段的依连哈比尔尕山,冰川规模比托木尔峰地区小,但冰川 数量众多,达到 1 892 条^[167]。

近年来国际上对天山冰川变化研究主要集中在天山西段 (67°~80°E) (表

2-1)。Aizen 等人研究表明, 1943~2003 年间, Akshiirak 和 Ala Archa 的冰川面积 分别减小了 12.8%和 15.8%, 1970s 后夏季温度明显升高是冰川退缩的主要原因 ^[19]; Bolch 研究认为 1959~1999 年间 Zailiyskiy 和 Kungey Alatau 地区冰川面积 减小了 32%,冰川退缩与温度升高及消融期延长有关^[20]; Kutuzov 认为消融期温 度的升高以及降水的负距平是造成 Terskey-Alatoo 冰川剧烈退缩的原因^[26]; Narama 等人认为中亚天山山区夏季温度的升高导致近几十年来冰川强烈消融退 缩,而造成变化的区域差异性与局域气候条件、冰川分布高度以及不同等级冰川 分布比例有关^[30]。中国新疆天山长期定位监测的乌鲁木齐河源 1 号冰川和西天山 的 Tuyuksu 冰川退缩也存在显著差异^[168],这两条冰川近 40a 来年净物质平衡分 别为-235 mm 和-409 mm,冰川面积平均变化率为-0.29%/a 和-0.46%/a。

尽管中国境内天山冰川占到整个天山的绝大比例,而且是区域经济发展重要 的水资源,但是相关冰川变化研究还是非常有限(表 2-1)。该区研究最为全面的 是乌鲁木齐河源1号冰川,是我国长期定位监测的一条冰川,对该冰川的物理和 化学特征、动力学模式、冰川变化、冰川水文以及气象要素等方面均有过系统的 观测和研究[169-171]。为研究天山不同区域冰川的变化特征,中国科学院天山冰川 观测试验站于 1998 年开始建立天山冰川观测网络 (表 2-2)。1999 年在中国境内 的北天山奎屯河流域哈希勒根 51 号冰川建立了一个二级定位观测点,同年,在 天山东段哈密地区确定庙儿沟冰帽为二级定位观测点: 2008 年在托木尔峰冰川 作用区确定青冰滩 72 号冰川作为二级定位观测点: 2009 年在博格达峰地区确定 扇形分流冰川为二级定位观测点。这些观测点形成了中国境内天山较为完整的冰 川观测网络。定位冰川观测研究的最大优势在于资料序列长,观测的内容系统而 详尽,除了定期对冰川本身进行观测外,还增设了其它相关内容,例如冰川区水 文气象观测、冰川动力学参数观测、雪冰物理化学过程观测等,旨在建立冰川与 气候环境之间的定量关系。冰川学考察在天山地区始于 1959 年,尽管野外考察 的时间通常比较短,但不同时期的野外考察取得的单条冰川数据,为研究冰川的 变化提供了可靠依据。此外在天山科契卡尔冰川[172]、哈尔里克山[173]、塔里木河 [147,174]、开都河[18]、库克苏河[175]等流域开展过一些冰川变化研究。

研究区域	位置	遥感影像	마구 아크 티미	面积缩小	Arte arte
			时间段	(%)	又献
		$67^{\circ} \sim 80^{\circ} \mathrm{E}$			
D 1	40001 5105	Corona/ Landsat ETM+ /	1970~2000	19	[30]
Pskem	42°N, 71°E	ALOS	2000~2007	5	[30]
	42°N 74°E		1943~1981	5.1	[19]
Ala Archa	42°N, /4°E	ASTER	1943~2003	15.8	[17]
Sokoluk	42°N, 74°E	Landsat ETM	1963~2000	28	[176]
Terskey-	42°N 74°E	Landsat TM/ ASTER	1965~2003	12.6	[26]
Alatoo	42 IN, 74 E	Lanusat TWI/ASTER	1990~2003	3.8	Γ.1
At-Bashy	41°N 75°E	Corona/ Landsat ETM+ /	1970~2000	12	[30]
At-Dasity	41 N, 75 E	ALOS	2000~2007	4	Γ- ·]
Ak-shirak	43°N, 75°E	ASTER	1943~2001	26	[177]
SE Essense	41°N 76°E	Corona/ Landsat ETM+ /	1970~2000	9	[30]
5L-1 ergana	41 N, 70 L	ALOS	2000~2007	0	
Terskey Alatoo	42°N, 77°E	Corona/Landsat ETM+	1971~2002	8	[102]
	12°N 77°E	Corona/ Landsat ETM+ /	1970~2000	12	[30]
in-Kungoy	чу 14, // L	ALOS	2000~2007	4	
Akshiirak	42°N 78°E	A STER	1943~1977	4.2	[19]
	, , o 2		1943~2003	12.8	
Zailiyskiy,	43°N, 75°-79°E	Landsat ETM	1955~1999	32	[20]
Kungey Alatau					
80° ~ 95° E					
Akesu	42°N, 80°E	Landsat TM/ETM+	1963~1999	3.3	[178]
Kaidu River	42°N, 85°E	Landsat ETM+/ SPOT1	1963~2000	13	[18]
Urumqi River	43°N, 86°E	aerial photogrammetry	1964~1992	13.8	[155]
UG1	43°06′N,	Field measurement	1962~2000	11	[169, 179]
UG1	85°49′E	Field measurement	1962~2006	14	[,]

第2章 研究区概况

表 2-1 近年来天山冰川变化已有研究

中国科学院研究生院博士学位论文:天山不同地区典型冰川厚度及储量变化分析

Landsat TM/ ETM	Landsat TM/ ETM+/	1071 2002	5.2	[173]	
Karlik Shan	43°N, 94°E	ASTER	1971~2002	5.3	[1/5]

表 2-2 天山冰川观测试验站定位观测及考察的单条冰川^[29]

区域	定位观测冰川和时间序列	考察的冰川和考察年代
乌鲁木齐河流域	乌鲁木齐河源 1 号冰川,	
	1959~2011	
奎屯河地区	奎屯河哈希勒根 51 号冰川,	李市河哈希勒相 48 号冰Ⅲ 2006
	1998~2011	主电码电带制候48 号环川,2000
庙儿沟地区	哈密庙尔沟冰帽, 2004~2011	
托木尔峰地区	青冰滩 72 号冰川,2007~2011	克其克库孜巴依冰川, 2007; 青冰滩 74 号冰川,
		2008, 2009; 托木尔冰川, 2009
博格达峰地区		博格达峰南坡黑沟 8 号冰川, 2009; 博格达峰北
		坡扇形分流冰川、四工河 4 号冰川, 2009

2.2 乌鲁木齐河源1号冰川

乌鲁木齐河流域位于东天山北坡中段 (43°00′~44°07′N, 86°45′~87°56′E), 西接头屯河流域,东邻板房沟流域,南以乌鲁木齐河源头山脊分水岭和黄水沟为 界,北至准噶尔盆地南缘的东道海子,流域总面积4 684 km²。流域南北长 200 余千米,东西宽 25~50 km,平均海拔 3 083 m。其中,西白杨沟口以上的流域面 积 1 070 km²,平均海拔 3 000 多米;英雄桥以上流域面积 924 km²,平均海拔 3 083 m;跃进桥以上流域面积 310 km²,平均海拔高度 3 483 m。流域最高点天格尔 II 峰海拔 4 476 m,最低点海拔 550 m。流域内山势高、坡度陡、垂直地带性明显, 海拔 3 600 m 以上为高山寒冻带,冰川分布广泛,以下依次为亚高山带、中山和 低山丘陵带,代表性植物群落为雪岭云杉针叶林和草原植被^[180]。

乌鲁木齐河流域属于典型的大陆型气候,而流域山区的地理特点又使其具有 独特的气候特征:气温季节变化相似、年变幅小,降水年内分配极不均匀,平均 相对湿度呈反向季节变化;海拔2400m以下,气温递减率随海拔上升而减小, 以上则反之;每年11月至次年3月在海拔1000~2400m处有逆温层形成;山区 降水量大致在海拔1900m和3500m处有两个较大降水带;水汽压随海拔升高 而降低,相对湿度除个别高度带外,均随海拔上升而减小^[181]。 乌鲁木齐河流域分布有冰川 155 条,总面积 48.04 km²,平均面积 0.31 km², 以冰斗、悬冰川为其主要类型。重复航空摄影测量对比成图监测结果显示, 1964~1992 年间乌鲁木齐河流域冰川规模均在缩小,冰川末端平均后退率为 12.4%,面积平均缩小率为 13.8%,冰储量减少 15.5%^[155]。

乌鲁木齐河源1号冰川 (43°06′N,86°49′E) 位于天山山脉中部天格尔峰分 冰岭的北坡,朝西北方向,由东、西两支冰斗山谷冰川组成,面积为1.95 km²(据 1962 年地形图),是乌鲁木齐河源区 7 条冰川中面积最大的一条 (图 2-2)。乌鲁 木齐河源1号冰川是我国监测时间最长、观测资料连续性最好的一条冰川。以中 国科学院天山冰川观测试验站为依托,对该冰川的观测研究自 1959 年至今已经 有 50 余年的历史。乌鲁木齐河源1号冰川还被世界冰川监测服务处 (WGMS) 选 为中亚内陆冰川的代表,用以反映欧亚大陆腹地大陆型冰川的变化,填补了亚洲 中部冰川研究的空白。作为 WGMS 全球 10 条重点监测冰川之一,也是唯一的一 条中国冰川,乌鲁木齐河源1号冰川的观测资料被定期刊登在由国际水文协会雪 冰委员会、联合国环境规划署以及科教文组织 (IAHS (ICSI)-UNEP-UNSCO) 主 编的各种刊物上,被广泛推介于各种全球变化研究计划中,并为各种资料报告和 数据库所收录,受到 IPCC 报告等在内的广泛引用。



图 2-2 乌鲁木齐河源 1 号冰川 (李忠勤摄于 2007 年 7 月)

乌鲁木齐河源1号冰川是夏季补给型冰川。5~9月是其主要的降水时期,也 是全年降水频次最高的时期,集中了全年88%的降水,其它月份的降水量很少, 仅占全年总降水量的12%左右^[181-183]。降水的主要形式是湿雪、雹和霰。同时, 5~9月也是冰川强烈消融期,即冰川具有积累和消融同期的特点。降水不仅具有 季节性,而且具有明显的海拔高度分带性,降水量随海拔的升高而明显增大,其 中河源区最大降水带在乌鲁木齐河源1号冰川上,即冰川粒雪盆4030m左右为 冰川最大降水带^[183,184]。杨大庆等对乌鲁木齐河源降水观测系统误差修正后计算 的该区降水梯度为22mm/100m,由此计算出的该冰川东支海拔4050m处(粒 雪盆)的多年平均降水量约为645.8mm^[185,186]。

20世纪 50年代起,乌鲁木齐河源区年平均气温和降水量均呈现较明显波动 上升,尤其是 20世纪 90年代中期以来,河源区处于一个较为显著的暖湿阶段, 直接影响到乌鲁木齐河源 1 号冰川表面粒雪特征、成冰带、冰川温度、面积、厚 度及末端位置等方面的显著变化,该冰川东、西支已于 1993年完全分离,并成 为各自独立的冰川^[169]。

2.3 博格达峰黑沟 8 号冰川和四工河 4 号冰川

博格达山脉 (43°10′~44°05′N, 87°40′~91°35′E) 是中国天山的重要组成部分 之一,全长 330 km,宽 40~70 km。南北两侧分别为吐鲁番盆地和准噶尔盆地, 东西两端分别以一个狭长低陷带和巴尔库山和天格尔山交界为界。主峰博格达峰 耸立于博格达山脉的西端,海拔 5 445 m,是天山东部的最高峰和最大的冰川作 用中心,峰区周围集中了博格达山脉全部冰川面积的 75%。博格达山脉南北坡地 势差异显著。准噶尔盆地东南缘自西向东逐渐升高,使博格达山北部山麓线也沿 同一方向抬升;吐鲁番盆地的最低部分位于山脉中段南麓,使南坡山麓线呈现自 两端向中部降低的特征。山脉两侧呈现不对称性,北坡短而陡,南坡长而缓。山 坡的不对称性与山脉的弧形特征相结合,使弧形外侧南坡遭受荒漠影响更为严重 ^[57]。南北坡地形差异及局部环流是造成南北坡冰川分布差异及垂直景观差异的原 因之一。南北坡自然景观具有不同的带谱结构。北坡主要有高山冰雪带、高山亚 冰雪带、高山草甸草原带、山地森林带、山地草原带和荒漠带;南坡高山冰雪带
和高山亚冰雪带之下,有宽广的高山草甸草原带和山地草原带,森林只有零星分布,山地荒漠上升至海拔1800 m^[57]。

博格达山脉两侧冬季受强大的蒙古冷高压控制,寒冷而干燥。夏季高空盛行 西风环流,具有典型的中纬西风带大陆性气候特征。气温年较差、日较差大,降 水量少而变率大,且集中分布在夏季。由于博格达山脉的屏障作用使降水主要落 在北坡,而南坡则成雨影区,造成南北坡中低山带降水量差异,而高山降水量相 差不大。博格达山脉东西两头分别与巴里坤山脉和天格尔山脉断陷形成的两个天 然缺口有利于气流穿越天山,在此处形成较多降水,是冰川发育有利的条件。作 为新疆东部内陆干旱区的"湿岛",它对区域水平衡和环境起着调节作用^[58]。王 宗太等根据 1985 和 1986 年 6~8 月份对博格达峰区南坡高山带降水的观测,推算 出博格达峰南坡 4 100 m 以上高山降水量平均为 700~750 mm,降水比较充沛, 提供了南坡冰川发育的物质条件^[187]。

博格达峰周围高耸的地势为冰川发育提供了较为优越的空间条件。峰顶与雪 线之间高差数百米至千余米的地带称为冰川积累区。山体孤立有利于携带水汽的 气流径直侵入,山势陡峭使雪崩频繁,成为冰川主要补给来源之一。该地区是天 山东部最大的冰川作用区,分布有113条现代冰川,总面积101.42 km²,绝大多 数冰川的规模都很小,分别位于北坡的三工河、四工河、甘河子沟和白杨河,南 坡的古班博格达河、黑沟、阿克苏河等河流源头。其中, 南坡有 59 条冰川, 总 面积 56.60 km², 占博格达峰地区冰川条数的 52%和面积的 56%。南坡冰川条数 和面积稍大于北坡^[188]。冰川带的降水多寡对冰川作用具有重要的影响。一般说 来,天山北坡降水量大于南坡,加之日照少、气温低,故北坡冰川作用强度通常 大于南坡。但孤立、狭窄的博格达山在偏西气流影响下,有可能使其南、北坡高 山带的降水差异得以缓和,不像天山其他地区那样明显;其次,南坡次一级山脊 为南北走向,比较密集,山体敞开程度小,而北坡次一级山脊多为东北和西北走 向,敞开程度大:另外,南坡位于达坂城风口的左侧,气流通过风口时产生局地 气旋效应,有利于降水增加,这些因素又增加了南坡冰川作用的强度,使得南北 坡差异不十分明显。就面积而言,博格达峰地区冰川形态类型以冰斗—山谷冰川 和山谷冰川为主,其次为悬冰川^[189,190]。博格达峰地区大于5 km²的冰川只有5 条,总体冰川规模较小,小于1km²的冰川占到了91.7%。小规模冰川对气候变 化响应时间短,易受气候波动变化的



图 2-3 博格达峰黑沟 8 号冰川 (李忠勤摄于 2009 年 7 月)



图 2-4 博格达峰四工河 4 号冰川 (李忠勤摄于 2009 年 7 月)

影响。博格达山南坡平均冰川融水补给比例为 10.7%, 北坡只有 7.6%。其中, 南坡的板房沟冰川融水达到 52.3%^[52],黑沟冰川融水径流占河流径流量的 46.9%^[191], 白杨河流域冰川径流量占 37.6%^[192]。

据中国冰川编目^[52],黑沟 8 号冰川 (43°46′N, 88°23′E) 位于天山博格达峰 南坡,是一条典型的山谷冰川,冰舌狭长,朝向为南 (图 2-3)。根据 1962 年地 形图,黑沟 8 号冰川面积为 5.71 km²,全长 7.1 km,介于海拔 3 380 m~5 445 m。 该冰川属雪崩补给类型。与黑沟 8 号冰川不同的是,四工河 4 号冰川 (43°49′N, 88°21′E) 位于博格达峰北坡,是四工河源头一条较大冰川 (图 2-4),该冰川 1962 年长度为 3.2 km,面积 3.33 km²。朝向为西,冰川最高海拔为 4 350 m,冰舌末 端海拔为 3 600 m。冰川形态单一,冰面冰碛少且相对较平坦。

2.4 托木尔峰青冰滩 72 号冰川

托木尔峰地区 (41°10′~42°40′N, 79°20′~80°55′E) 位于中国境内天山山脉的 最西端, 是亚洲内陆最大的冰川发育区。该区最高峰托木尔峰 (海拔 7 435 m) 是 天山最高峰, 与汗腾格里峰 (海拔 6 995 m) 等 40 多座海拔 6 000 m 以上的高峰 组成托木尔—汗腾格里山区。该区以南、北木扎尔特河谷为东界, 南界天山山麓, 与塔里木盆地为邻, 西界沙里扎斯河, 北界特克斯河谷地, 山地总面积 1.6×10⁴ km² (包括国外境内)。该区不仅是天山的最大冰川作用中心, 而且是世界著名山 岳冰川区之一, 冰川分布相当集中, 据《简明中国冰川目录》^[52], 托木尔峰地区 我国境内共有冰川 1 858 条, 总面积达 4 195.42 km², 是我国新疆阿克苏地区和 依犁地区重要的水资源, 也是塔里木盆地北侧塔里木河主要支流的源区。

据《天山托木尔峰地区的冰川与气象》^[193],该区处于西风带,降水主要靠 来自大西洋和北冰洋的潮湿气流补给。夏季和冬季降水量相对集中,春秋两季降 水量相对较少。其中 6~8 月份降水量约占全年的 50%左右,而 5~9 月份约占全 年的 70%,冷季降水量约占 30%。托木尔峰南坡冰川区的降水梯度为 30 mm/100 m^[194],冰川积累区气候严寒,降水丰沛,多年平均降水量估计在 1 000 mm 以上, 冰川末端估计在 400~600 mm,山前平原区多年平均降水不足 80 mm (阿克苏站)。 冰川区雪线附近年平均气温为-7~-11℃。冰川补给除降水外,还有雪崩、吹雪等 方式。该区蕴藏着丰富的冰雪水资源,丰富的降水和冰雪融水是山前河流主要的

中国科学院研究生院博士学位论文:天山不同地区典型冰川厚度及储量变化分析

补给来源,平均每年山区产生的径流量约为 63.4×10⁸ km³,其中 56%为冰川融水。 冰川融水对南坡河流的补给比重较大,占到 30~70%,北坡一般不到 20%,并随 流域冻结系数的增加而增加,随降水的增加而减少,冰川融水径流日变化相对较 小,6~8 月的径流量约占全年的 71%,冬季不断,河流径流的变化基本具有冰川 融水径流的变化特点。过去 40a 托木尔峰地区年冰雪融水量增加了约 8~10×10⁸ km³,在区域气温持续升高的趋势下,冰雪融水补给量还将持续增加^[195]。



图 2-5 托木尔峰青冰滩 72 号冰川 (李忠勤摄于 2008 年 7 月)

青冰滩 72 号冰川 (41°45′N, 79°54′E) 位于天山托木尔峰南麓,新疆阿克苏 地区温宿县吐木秀克乡境内,属于库马力克河流域,是一条复合型山谷冰川,朝 向为南 (图 2-5)。据中国冰川目录^[52],该冰川面积 5.23 km²,长度约 7.4 km,介 于海拔 5 986~3 560 m之间,平均海拔 4 200 m。冰川上部由 2 条冰斗冰川组成, 补给主要来源于冰斗冰川和山脊陡峭部分产生的冰、雪崩。冰舌区下部东、西两 侧具有表碛覆盖:东侧表碛厚度较小,西侧表碛厚度较大。

青冰滩 72 号冰川冰舌区运动速度呈现出明显的消融季和非消融季的差异, 消融季速度偏大,最大水平速度可达 73.4 m/a,年均水平运动速度 47.1 m/a^[196]。 2008 年 8 月份青冰滩 72 号冰川区平均气温可达 5.2℃,较同期乌鲁木齐河源 1 号冰川高 1.5℃, 月降水量 54.3 mm, 较同期乌鲁木齐河源 1 号冰川少 16.2 mm, 冰川融水径流总量 265.2×10⁴ m^{3[197]}。

第3章 数据与方法

Chapter 3 Data and methodology

3.1 野外观测数据

本研究使用的野外观测数据主要包括雷达探测冰川厚度数据和 RTK-GPS 冰川定位数据。

3.1.1 GPR 原理及冰川厚度测量

1. GPR 工作原理

探地雷达的基本原理是由地面上的发射天线将高频带短脉冲形式的高频电 磁波定向送入地下,高频电磁波遇到存在电性差异的地下地层或目标体反射后返 回地面,由接收天线接收 (图 3-1)。不同物质介电性质的差异是探地雷达检测目 标物的先决条件。高频电磁波在传播时,其路径、电磁场强度与波形将随所通过 介质的电性及几何形态而变化,故通过对接收天线接收到的雷达波进行处理和分 析,可以获得二维雷达图像,以灰阶或者彩色形式显示地下垂直剖面,进而确定 地下界面或地质体的空间位置。由于冰川与岩石介电性质的巨大差异,在探地雷 达图像资料中很容易识别冰-岩界面的位置,从而获得测点位置的冰川厚度。



图 3-1 雷达探测反射原理图

探测冰川的厚度可以通过如下表达式获得:

$$Z = \frac{1}{2}\sqrt{t^2 v^2 - x^2}$$
(3-1)

其中,Z 为探测物体深度,v 为雷达波速,x 为天线距 (探地雷达发射天线 和接收天线之间的距离),t 为雷达波双程走时。由式 3-1 可知,只要知道准确的 v,即雷达波在冰川中传播的速度,就可以求得冰川厚度 Z,具体见本章冰川厚 度雷达探测参数设置。

2. GPR 冰川厚度测量



图 3-2 Pulse EKKO PRO 100A 增强型探地雷达系统构成 (Sensors & Software Inc., 2006)

本研究开展冰川厚度测量时采用的是中心频率为 100MHz 的 Pulse EKKO PRO 型探地雷达系统,目前,该系列探地雷达系统已经被国内许多学者用于冰 川雷达测厚研究^[43-46,116,198,199]。Pulse EKKO 系列探地雷达具体系统构成如图 3-2 所示,主要由以下几部分组成:

1) DVL (Digital Video Logger) 数字视频记录装置

主要用于处理接收到的反射信号,并且用于资料的采集、处理、存储、显示

和分析;

2) 发射机

发射机主要用以产生正弦型脉冲 (高频电磁波),经分离器后传输给天线, 再由天线将此电磁波定向辐射入陆面系统;

3) 接收机

用以捕捉发射信号并将其放大,然后将信号传递给DVL;

4) 天线

天线是用以发射电磁波信号和接收反射信号。

此外,该雷达还包括电池、光缆及其蜂鸣设备等。



图 3-3 Pulse EKKO PRO 型探地雷达

Pulse EKKO PRO 型探地雷达是 Pulse EKKO 系列探地雷达系统中新一代产 品,其具体的实物组装图见图 3-3 所示。在 Pulse EKKO PRO 型探地雷达这套系 统中,DVL 是该探地雷达的主机部分,主要用于雷达测厚数据的采集、处理、 显示、存储与分析; Transmitter 和 Receiver 分别为这套系统的发射机和接收机, 其中,发射机的作用是发射雷达电磁波传输给发射天线,由天线将雷达电磁波定 向辐射入所测物质系统,接收机的作用是将接收到的雷达反射电磁波信号放大并 传递给主机; Antennas 为该系统的发射和接收天线,其作用分别是发射一定频率的雷达电磁波信号和接收其反射信号; Beeper 或 Trigger 是触发器,是对雷达系统发出指令实现对测点厚度的测量,通常伴有响亮的蜂鸣声; Battery 是主机供电用的电池,其电压为 12V; Dual Fibre Optic Cables 即光缆,用于连接发射、接收机与主机的光电转换模块; Adjustable Handle 为天线提把,是用于测量中移动发射和接收设备; Mounting Block 是用以连接发射、接收机与天线的底座装置^[53]。

使用 Pulse EKKO PRO 型探地雷达进行实地探测时,对该套系统需设置的参数主要有:天线距 (即发射和接收天线的间距)、测量点间距、冰川中雷达电磁波传播速度的取值、测厚范围 (即测量的最大厚度)、采样时间间隔等。首先选择合适的雷达中心频率和进行相应参数值的设置至关重要。通常,在进行雷达中心频率的选择时要考虑所测目标体的最大探测厚度和最小分辨率。因为雷达中心频率越高,分辨率就越高,探测厚度就越小;相反,雷达中心频率越低,分辨率就越低,但探测厚度越大,因此,实地探测前需要对所测目标体的最大厚度作以估计,以便选择合适的雷达中心频率。在 Pulse EKKO PRO 型探地雷达这套系统中,由于其中心频率的选择是通过更换天线来实现的,因此,可以根据所测目标体的最大估计厚度从而确定所需频率的天线。

依据探地雷达系统说明书^[53]及前人研究^[45, 171, 199], Pulse EKKO PRO 型探地 雷达相关参数设置说明如下:

1) 天线距的选择

一般要求发射和接收天线的最小间距不能小于天线板的长度,例如:对于中 心频率为100 MHz的天线,天线板长度为1m,两天线的最小间距就为1m,选 取合适的天线距,需要在最小间距的基础上,将天线距调整,使得雷达采样图像 能清晰地反映所测对象的厚度,此时的天线距便能满足测厚要求;

2) 测量点间距的选择

对于不同中心频率的探地雷达系统,测量点间距均有默认值,合适测量间距 的选择,需要在默认值的基础上,将其调整,使得雷达采样图像能清晰地反映所 测对象的厚度,此时的间距便能满足测厚要求;

3) 雷达电磁波在冰川介质中传播速度的取值

有关雷达电磁波在冰川介质中传播速度的取值可以采用以下两种方法,一种 方法是取雷达电磁波在该类型冰川中的平均传播速度进行设定,例如:对于山地

冰川而言,雷达电磁波在冰川中的传播速度在 0.167 m/ns 至 0.171 m/ns 范围内^[121, 129, 200-202],通常取其平均值 0.169 m/ns。与此同时,可以根据式 3-2 对冰川厚度 测量精度进行评价^[43, 44, 116, 117]:

$$\frac{\Delta z}{z} = \frac{\Delta v}{v} \tag{3-2}$$

另一种方法是用宽角法直接测量该速度或根据公式 $v = c\epsilon$ 近似算出,其中 c 为光速, ϵ 为冰川介质的相对介电常数值^[199];

4) 测厚范围的选择

在数字视频记录装置中可以通过调节时窗长度 (Time Window) 进行测厚范 围的设置,探地雷达系统的天线中心频率不同,其所测最大厚度就不同,天线中 心频率越高,分辨率就越高,所测最大厚度就越小,反之亦然,一般探地雷达系 统说明书中都给出了天线中心频率与目标体空间分辨率的对照表,据此可以对时 窗长度进行调整;

5) 采样时间间隔的选取

对于不同中心频率的探地雷达系统,采样间隔均有默认值,可以根据探地雷达系统说明书中提供的值进行设置^[53]。

在探地雷达冰川厚度测量前,首先要对所测冰川的表面地形特征、物质平衡特征、运动特征以及所能到达的区域等因素进行综合考虑,雷达测线的布设尽量 均匀分布于冰川表面,与冰川表面物质平衡花杆的布设断面尽量保持一致,同时 要兼顾冰川表面特殊地形,例如冰川支流交汇处。通常,冰川雷达测厚纵测线沿 冰川主流线方向,横测线沿垂直于纵测线的方向布设,用以全面反映冰川的厚度 特征,当然,具体冰川雷达测线的布设要根据实地情况而定。

探地雷达的测量方式主要分为剖面法 (Common Depth Point) 和宽角法 (Wide Angle Reflection and Refraction)。其中, 剖面法是指发射天线 (T) 和接收 天线 (R) 以固定的间距沿测线同步移动的探测方式,记录点位于发射天线和接 收天线的中心位置。该种方法可以表征测线正下方各个反射面的分布特征,被用 来探测冰川厚度、冰下地形、冰体内部结构特征等方面。宽角法则是一个天线固 定,移动另一个天线,或者两个天线同时由固定的中心点向两侧反方向移动的探 测方式,被用来探测不同类型冰川的电磁波传播速度,从而推算或者模拟其它物 理参数。

中国科学院研究生院博士学位论文:天山不同地区典型冰川厚度及储量变化分析

本研究使用加拿大 SSI 公司 (Sensors & Software Inc.) 的 Pulse EKKO PRO 100A 增强型探地雷达开展探测研究,具体研究冰川雷达测线的布设分别见第4、5、6章。该雷达系统最少需要工作人员3名,其中1名主要负责操作数字视频记录装置和触发器,对测点的厚度进行探测,另外2名负责移动雷达发射和接收装置 (即发射、接收机和发射、接收天线等)。探测方式均为剖面法,探测过程中使用 100 MHz 天线,天线间隔为4m,以1m 记录一次 (图 3-4)。在进行冰川厚度探测时,还需对测点进行 GPS 定位,获取到三维位置坐标。



图 3-4 Pulse EKKO PRO 型探地雷达野外实地探测

对于冰川雷达测厚数据的处理,首先利用 Pulse EKKO PRO 探地雷达系统配 套的图像处理软件 EKKO_View Deluxe 对野外采集的厚度数据进行解读,由于冰 川与岩石之间存在介电性质的巨大差异,因此可以获取到冰-岩界面清晰的雷达 图像。雷达图像中横坐标显示记录点在冰面测线上的位置,纵坐标显示雷达波的 双程走时,很容易判读各断面雷达测点处的冰川厚度。根据各测点的 GPS 定位 高程数据可以对雷达图像进行冰川表面地形校正,得到显示冰川表面与冰床剖面 地形特征的直观雷达图像。本研究采用的 EKKO 增强型探地雷达的天线发射为 全向发射,可以很好的反映连续的冰-岩界面,相比 B-1 型冰川测厚雷达的非连 续点测方式^[42],在一定程度上增强了对冰川厚度测量的准确性,还有助于对冰川 内部信息进行分析研究。

3.1.2 RTK-GPS 工作原理及冰川定位



图 3-5 GPS 差分动态定位原理框图^[203]

近年来 GPS 技术在国内外已经被广泛运用于冰川变化研究中,其中以动态 定位测量方式应用相对较多^[47-49,204-211]。RTK (Real Time Kinematic)的工作原理 是在基准站上安置一台 GPS 接收机,对所有可见 GPS 卫星进行连续观测,并将 其观测数据通过无线电传输设备实时地发送到用户观测站 (图 3-5)。在用户站上, GPS 接收机在接收卫星信号的同时,通过无线电接收设备接收基准站传输的观测 数据,然后根据相对定位的原理,实时地计算并显示用户站的三维坐标及其精度。 由此,通过实时计算的定位结果,便可监测基准站与用户站观测成果的质量和解 算结果的收敛数据,从而可实时地判定解算结果是否成功,以减少冗余观测,缩 短观测时间^[95,212,213]。RTK 是一种将 GPS 与数传技术相结合,实时解算进行数 据处理,在 1~2 秒的时间里得到高精度位置信息的技术,是目前 GPS 测量中精 度最高的一种定位方法,完全满足冰川表面测量的精度要求^[206]。



图 3-6 RTK-GPS 野外实地测量

在 GPR 探测的同时,本研究使用北京合众思壮 E650 型 GPS,采用动态载 波相位差分技术 RTK 测量 (图 3-6),同步记录下雷达测点的 X、Y、Z 空间坐标,实现对每个雷达测点的地形校正,并确定相应年份的冰川边界。具体研究的冰川 测点位置分别见第 4、5、6 章。实测中将一台 GPS 接收机作为基准站固定在基本控制点上,而另一台 GPS 接收机作为流动站在冰川表面进行流动观测。基准 站将采集的载波相位发送给用户,进行求差解算坐标^[214],数据的误差为0.10~0.30 m^[204]。GPS 测量获得的数据坐标属于 WGS-84 大地坐标系,需使用转换软件 LandTop 2.0.5.1 将其重投影到 1954 北京坐标。转换中采用 7 参数转换模型,该模型表达式为:

$$\begin{bmatrix} X_{WGS84} \\ Y_{WGS84} \\ Z_{WGS84} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} dX \\ dY \\ dZ \end{bmatrix} + (1+k) \begin{bmatrix} 1 & \varepsilon_{Z} & -\varepsilon_{Y} \\ -\varepsilon_{Z} & 1 & \varepsilon_{X} \\ \varepsilon_{Y} & -\varepsilon_{X} & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_{54} \\ Y_{54} \\ Z_{54} \end{bmatrix}$$
(3-3)

其中, X_{WGS84}, Y_{WGS84}和 Z_{WGS84}是 WGS84坐标, X₅₄, Y₅₄和 Z₅₄是北京 1954

坐标, d_x, d_y and d_z 是转换参数, ε_x, ε_y and ε_z 是旋转参数, k 是缩放尺度参数。 王解先等人对该参数转换模型在国内的应用有较为详细的介绍, 评估显示该模型 的误差小于 0.002 m^[215]。此外, 结合 GPS 高程定位数据可以对雷达图像进行冰 川表面地形校正, 用以反映冰川表面与冰床剖面的地形特征。

3.2 遥感、地形图分析资料

利用近期遥感影像与早期影像或地形图的比较可以用以弥补单条冰川观测时间序列的缺失,得到不同时间段的冰川面积、长度和末端位置变化等信息,在国际上也被普遍采用。为使研究与野外观测验证结合起来,购买了定位观测冰川所在的区域和其它几个重要区域的高分辨率卫星遥感影像,通过遥感影像和地面验证相结合的方法,获取到大范围冰川以及定位观测和考察冰川的现状信息。为了获得早期的冰川信息,同时收集购买了相应冰川区 1962~1972 年期间的航空照片及 1:50 000 地形图。

天山地区卫星遥感资料中积雪覆盖普遍严重,许多冰川的末端还有表碛覆盖,给冰川边界提取造成很大困难。反复试验与野外验证表明,如果使用分辨率较低的遥感影像,如 Landsat 等影像,提取出的冰川面积较实际的面积大许多,最多可达 25%以上。因此,本研究主要选择了高分辨率遥感影像 (SPOT-5 和 ASTER),并结合数字高程模型 (DEM) 进行了单条冰川边界的确定,针对冰碛对边界确定的影响,每年都进行有目的的实地考察,进行专门的观测研究。

数据的处理主要包括两方面:地形图处理和遥感影像处理。对地形图的处理,可以首先扫描,并进行几何纠正,几何纠正的均方根误差控制在1个像元之内。 以纠正好的地形图为底图,选择在遥感影像和地形图上均可明显识别的地物点为 地面控制点,对遥感影像和地形图进行配准,处理过程在 ERDAS 9.1 软件进行, 将遥感影像以地形图为参考坐标建立坐标系统,统一投影为 UTM WGS84,建立 坐标转换方程进行几何精纠正和坐标归一化处理。遥感影像的选取至关重要,一 般都选择消融期末,没有积雪、云覆盖的影像。解译分析工作严格按照国际冰川 监测服务处 (WGMS) 提供的方法进行^[216]。地形因素会导致太阳入射角和高度 角的变化,产生阴影,影响冰川分类的精度。因此,引入数字高程模型对遥感影 像进行地形校正,配准误差在一个像元内,有效地降低地形的影响,确保冰川信

息提取的准确性。对校正后的影像进一步锐化增强,处理后的图像冰川运动的纹理更清晰,对区分雪斑与雪覆盖的冰川有一定指示意义。鉴于本研究主要针对单条冰川开展,所以选择结合 DEM,通过人工目视解译在地理信息系统软件 ARCGIS 中确定了不同时期的冰川边界,提取面积等形态参数,并通过两期数据 空间叠加研究其变化特征。虽然这种方法解译费时耗力,但据 GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) 计划有关评估显示^[216],人工解译是目前提取 冰川信息最为精确的方法。对于有表碛覆盖的冰川基于遥感自动提取的方法目前 仍处于不断探索中^[217],鉴于这种特殊类型的冰川与非冰川边界难以清晰识别,本研究通过实地考察,并请教专家,最终进行冰川末端的确定。

3.3 GPR-3S 技术集成



图 3-7 GPR-3S 技术集成在冰川变化研究中的应用框架图

GPR 和 3S 技术的迅速发展为冰川变化研究提供了有效的手段。GPR 具有良 好穿透能力及无损性,越来越多地应用于冰川学领域^[218],可以获取到高精度冰 厚数据;GPS 凭其全天候,不受任何天气的影响,高精度、快速、省时、高效等 优点,可以对雷达探测实时定位^[219];RS 是一种高效能的信息采集技术,可以进 行信息处理和信息应用的综合信息流程,是获取地球空间数据及其动态变化资料 的主要技术手段^[97];GIS 又是用于采集、模拟、处理、检索、分析和表达地理空 间数据的计算机信息系统,具有独特的地理空间信息处理优势^[220,221]。将这四种 技术有机结合,不仅能解决与空间位置相关的空间域问题,而且还能实现工作成 果的数字化、信息化,达到高效的查询、分析和管理。综合 GPR、GPS、RS 和 GIS 集成应用的优势和方式,将其综合运用在冰川变化研究中,便构建了如图 3-7 所示的 GPR-3S 技术集成的数据采集、处理、管理信息系统。可以有效解决从数据获取、处理到分析一系列问题。在本研究中,GPR-3S 技术的集成主要可以用以解决如下几方面问题:

1) 冰川厚度数据处理、冰储量计算和冰下地形恢复

具体冰川厚度数据处理在 GIS 常用软件 ARCGIS 的支持下进行,该软件涵 盖诸多空间分析功能,提供了一种优越的工作平台。该软件是美国 ESRI 公司在 全面整合了 GIS 与数据库、软件工程、人工智能、网络技术及其它方面的计算机 主流技术之后推出的一个统一的 GIS 平台,具有强大屏幕矢量化、地图代数运算、 拓扑关系建立、空间数据库建库以及三维显示等功能,近年来在国内外已经被广 泛运用于冰川变化研究中^[29,40,158,173,222,223]。将雷达测厚数据导入到软件中,建 立.shp 文件,以冰川厚度作为一个重要的属性值,确定冰川边界并设定其厚度值 为 0, 统一坐标系为 BJ54, 并且选择地统计方法进行数据的空间分析处理, 同时 结合三维分析模块对冰储量开展进一步研究。针对不同数据条件使用了"厚度积 分法"和"表-底构建法"两种方法来进行冰储量计算。其中,"厚度积分法"是 根据实测厚度数据和相应的冰川地形图,插值生成冰川厚度图层,每个像元的厚 度值与像元面积做乘积运算后进行累加从而计算冰储量值。"表-底构建法"适用 于有冰川表面高程数据而无冰川厚度数据的年份的冰储量计算。该方法有一个前 提假定,即冰下基岩形态不随时间改变。首先利用其它年份的测厚资料和表面高 程数据,恢复出冰下地形,然后将其与所要求时期的冰川表面高程结合,计算出 冰储量。冰川平均厚度通常使用算数平均值法来计算,这种方法往往会受到测量 剖面以及测量点位置和数量的影响,具有不确定性。而本研究计算平均冰厚时基 于冰厚图层,将像元的厚度值进行累加,并与像元个数作商,考虑到了每个像元 的厚度值,精度较高。基于插值结果可以计算冰川平均厚度,即

$$\overline{H} = \sum_{i=1}^{n} H_i / n \tag{3-4}$$

其中,H_i为第i个像元的厚度值,n为像元的个数。

冰床是承接冰川的载体,在冰川学研究领域中,冰床地形不仅是冰川地貌形成过程与机制研究的重要对象,又是冰川动力学研究必须考虑的内容,直接反映

冰川的动力作用特征。因此,恢复并分析冰床地形是冰川学研究中的一个重要方面。但是,冰床地形并不像冰川表面一样可以通过测绘直接获取,因此本研究采用冰川表面 DEM 与冰川厚度分布作以代数减运算来间接恢复。

2) 表面高程变化分析

基于不同时期的地形图或 GPS 实测数据,可以建立 DEM。首先数字化地形 图等高线,通过插值建立合适像元大小的 DEM (本研究均取为 5 m×5 m),坐标 系取 BJ54。对 GPS 实测数据,可以通过插值直接建立 DEM,取和地形图相同大 小像元。对不同时期 DEM 进行精度评价,分别以不同时期的地形图和 GPS 数据 为准,从中随机的选取了多个高程点与 DEM 上的同名点进行比较,从而计算误 差范围。同时,还采用了 DEM 内插等高线与原等高线套合检查的方法,套合情 况良好。在此基础上,结合不同时期的 DEM,可以开展冰舌区表面高程变化研 究,研究过程中对比选取周围基岩区域离散的独立控制点进行误差评估^[234],并 综合考虑两期 DEM 的高程误差,可以最终评价冰面高程变化的误差,具体到每 条研究冰川的结果分别见第 4、5、6 章。

3) 冰川形态参数提取及变化

结合不同时期的资料,主要包括地形图、遥感影像、厚度测量数据、GPS 定 位数据,可以提取不同时期冰川形态参数,建立拓扑关系以及空间数据库,利用 地图代数运算从而研究其变化特征。通常,冰川末端变化采用冰川主流线长度之 差值来表示,但这并不能呈现冰川末端变化的复杂形态,因此本研究采用主轴平 行线法 (具体方法参见聂勇等^[235])来反映复杂冰川末端的变化速率。

第4章 乌鲁木齐河源1号冰川厚度和储量变化 Chapter 4 Ice-thickness and volume changes of Ürumqi glacier No.1

4.1 研究背景

冰川变化信息包括冰川面积、长度、厚度、储量等变化量,其中面积和长度 可利用地形图、遥感等方法相对容易获得,而直接反映冰川水资源的冰储量,它 的获取要复杂得多,需要在搞清冰川厚度的基础上,通过计算间接得到。乌鲁木 齐河源 1 号冰川 (以下简称 1 号冰川) 位于天山山脉中部天格尔峰分冰岭的北 坡,由东、西两支冰斗山谷冰川组成,不仅是世界冰川监测服务处 (WGMS) 中 的典型冰川,也是我国连续监测时间最长的一条冰川,20世纪 50年代以来,有 过 3 次冰川厚度测量和 7 次地形测量制图,每年 2 次冰川末端位置测量,这些观 测数据产生了冰川面积、长度和厚度变化序列。本章结合雷达实测冰川厚度数据 和不同时期大比例尺冰川测图,通过"厚度积分法"和"表-底构建法"计算出 了 5 个时期的冰储量值 (具体方法介绍见第 3 章),并在此基础上分析其变化特 征及各形态参数变化之间的关系,以期为流域水资源评估提供重要参考。

1 号冰川完整的厚度测量进行过 3 次,分别在 1981 年、2001 年和 2006 年。 其中 1981 年和 2006 年使用的是 B-1 型冰川测厚雷达,该雷达量程精度为 5 m, 通过在 1 号冰川上的透底热水钻钻孔验证,该雷达实际误差仅为 1 m^[42];2001 年测厚使用的是 Pulse EKKO 100A 增强型冰川测厚雷达,相对误差为 1.2%^[43], 为评估实际误差,2009 年 11 月,利用冰芯钻机在冰川下部钻取一支 55.8 m 透底 冰孔,这一深度较该处的测厚值 (58 m) 略小一点,估计是冰川底部沉积物的影 响。

冰川表面高程数据源自 5 期大比例尺冰川地形图,包括: 1962 年 1:10 000 冰川地形图,由平板仪绘制; 1981 年 1:50 000 地形图,由航空摄影照片调绘; 1986 年 1:5 000 冰川地形图,由地面立体摄影测量方法绘制; 2001 年 1:5 000 冰川地形图,由经纬仪绘制,以及 2006 年 1:5 000 冰川地形图,由全站仪测绘。

冰川面积由上述 5 期地形图获取;冰川长度取冰川的最大长度,从地形图获取, 并经末端位置观测资料校准。1 号冰川有 50 年物质平衡观测资料。冰川某个时 间段的累积物质平衡量反映了相应阶段冰储量的变化,是本研究不可多得的验证 资料。

×		

图 4-1 乌鲁木齐河源 1 号冰川不同时期雷达测线及冰川边界

1981 年、2001 年及 2006 年冰储量计算采用"厚度积分法",其误差主要由 雷达数据测量误差、雷达测点的数量、分布是否均匀等决定。实测数据量越多、 观测点分布越均匀,则估算的结果越准确。三期雷达测厚均较为详细,1981 年 在1号冰川上共布设了2条雷达测厚纵测线以及14条横测线,2001 年共布设2 条纵测线和8条横测线,2006 年布设了2条纵测线和16条横测线 (图 4-1)。此 外,雷达数据测量误差最大为3 m,因此,这三期冰储量计算值接近于实际值。 在计算1962 和 1986 年冰储量时,采用了"表-底构建法",首先假设了冰下基 岩形态随时间是不变的,这一假设是这两期冰储量计算误差的主要来源。为了评估这种方法在计算冰储量时的误差,针对 1981 年、2001 年和 2006 年数据进行了验证,因为该三期既有表面高程数据也有雷达测厚数据。将雷达测厚数据利用插值方法得到的厚度分布情况与表-底构建得到的结果进行比较进而评价该方法的计算误差。综合评估显示,这 5 期冰储量计算平均误差在 6%以内。



4.2 冰储量计算及厚度变化分布

基于 3 期雷达测厚数据以及 5 期冰川表面高程数据,分别对 1 号冰川 1962 年、1981 年、1986 年、2001 年及 2006 年的冰储量、厚度分布及变化做以分析。 在计算 1962 年和 1986 年冰储量时,首先根据 3 期测厚资料和表面高程数据,恢 复出 1 号冰川底部地形,见图 4-2(a)。然后,将其与 1962 年和 1986 年的冰川表 面高程结合,便可相应计算出这两个年份的冰储量。以 1986 年为例,图 4-2(b) 为 1号冰川 1986 年的表面 DEM,图 4-2(c)为1号冰川 1986 年的冰体三维分布,显示出冰川最大冰量分布在中部趋于主流线位置,末端及边缘厚度较薄的特征。

由于冰储量是冰川厚度在空间上的积分,因此冰川的厚度变化分布可以比较 直观的显示冰川各部分储量的变化。为此,我们做出了 1962~2006 年的冰川厚度 变化图 (图 4-3)。从图 4-3 可以看出,自 1962 年以来的 44 年间,1 号冰川整体 处于减薄状态,减薄幅度下部远大于上部,1962 年的冰舌末端已消融殆尽。经 计算,1 号冰川平均厚度减少了 6.7 m。其中,东支减少 6.6 m,西支减少 5.0 m, 东、西支末端减薄最高可达 30 m。冰川边缘地势陡峭处减薄同样很强烈。冰川 顶部边缘厚度的减少可能由于日辐射增强所致。2004 年在 1 号冰川东支海拔 4 225 m 冰川顶部源头发现了一个小的冰面湖^[236]。冰川上部某些区域有增厚现象, 但增厚幅度不大,东支最多有 5 m,西支最多只有 2 m,可能与该区近年来降水 量增加及地形因素有直接关系。



图 4-3 1962~2006 年乌鲁木齐河源 1 号冰川厚度变化

4.3 不同时期冰储量及其变化特征

通过计算可以获取 1 号冰川不同时期的冰储量值 (表 4-1)。由于冰川物质平 衡反映的是冰川物质的变化,即储量的变化,因此,两个时期冰川储量的变化, 可以通过同期实测的冰川物质平衡累计值 (见表 4-1)来进行验证。结果发现, 1962~1981 年冰储量变化与物质平衡的差异为 20.0%,其他时间段内差异均在 ±10%以内,表明本研究中冰川储量的计算具有良好的准确性。从表 4-1 可以看 出,1962 年到 2006 年,1 号冰川储量由 10 736.7×10⁴ m³ 锐减到 8 115.0×10⁴ m³, 减少了 24.4%,平均每年减少 0.6%,即过去的 44 年间,1 号冰川至少提供了 2 359.5×10⁴ m³融水径流量 (冰密度 0.9×10³ kg/m³)。冰储量的减少呈加速趋势,年 均减少量在 1962~1981 年间为 23.2×10⁴ m³/a,而在 2001~2006 年间则上升到了 136.6×10⁴ m³/a,增加了 5 倍之多。

表 4-1 乌鲁木齐河源 1 号冰川储量、储量变化及其与同期累计物质平衡比较

冻储量 年代 (×10 ⁴ m ³)	冰储量	冰储量变化 WC	累计物质平衡 MC	误差((WC-MC)/ MC)	年均冰储量变化
	$(\times 10^4 \text{ m}^3)$	$(\times 10^4 \text{ m}^3)$	(%)	$(\times 10^4 \text{ m}^3/\text{a})$	
1962	10 736.7				
1981	10 296.2	-440.5	-367.0	20.0	-23.2
1986	9 989.4	-306.9	-281.8	8.9	-61.4
2001	8 797.9	-1 191.5	-1 092.7	9.0	-79.4
2006	8 115.0	-682.9	-623.0	9.6	-136.6

冰川变化的驱动因素是冰川区水热条件的变化,即气候变化。根据乌鲁木齐 河源区 4 个气象观测站 (点)和后峡气象站资料,以及冰川物质平衡观测,该区 气温与降水在 1962~1985 年基本处在正常波动的范围,冰川物质平衡有正有负; 1985 年以后气温呈显著上升趋势,1997 年至今的升温最为显著,平均气温增加 了 1℃左右,尽管同期降水也有明显增加,但冰川物质平衡主要受气温升高的控 制,以负平衡为主^[169]。由此可见,1 号冰川储量的加速减少主要是由于这一地 区气温升高,冰川消融加剧所造成的。消融期气温升高,会造成冰川的消融量增 大,而其它季节气温的升高,会造成冰川冷储的减少,同样可以加大消融期的消 融量^[179],同时,随着气温的升高,冰川表面由于粉尘颗粒物聚集,反照率下降 ^[237],这些都是造成冰川加速消融的原因。

在无法获取冰川厚度条件下,人们通常根据冰储量与冰川面积之间的经验公

式来进行冰储量的估算。经验公式的基本形式为:

$$V = \beta S^{\gamma} \tag{4-1}$$

其中, V 为冰储量, S 为冰川面积, β 和 γ 为两个参数,只要确定其量值, 便可以利用这个方程根据冰川面积计算出冰储量。β 和 γ 参数值随着空间和时间 的不同而改变,国际上常常通过统计或物理模式方法,辅之于实际验证来确定适 合于不同地区不同类型冰川的 β 和 γ 数值^[238-240]。在我国, β 和 γ 值是通过面积 与储量的回归分析来确定的。20 世纪 70~90 年代,我国通过 B-1 型冰川测厚雷 达,获取了 27 条冰川的厚度资料,包括天山 16 条、祁连山 6 条、贡嘎山 4 条、 西昆仑山 1 条。利用这些资料,有学者得到了几个适合于不同山系或全国冰川的 β 和 γ 值,并建立了相应的冰储量 (厚度)-面积关系^[50-52]。选取目前国内外通常 所采用的经验公式进行分析^[50-52, 238-240],结果发现,1 号冰川不同时期经验公式 结果与本研究计算值二者之间存在明显差异,而且采用的经验公式不同,其差异 亦不相同,其中,施雅风等的经验公式^[52]已经较为接近实测值 (表 4-2)。

从 孙公士	误差 (%))		经验公式活用机及本源	
生型ムム	1962	1981	1986	2001	2006	经渔公共追用住及木砾	
H=-11.32+53.21S ^{0.3}							
V=S*H	-2.5	-4.0	-3.2	-0.7	5.0	用于天山及全国冰川[52]	
(S: km ² ; V: $\times 10^{-3}$ km ³)							
$H=34.4S^{0.45}$							
V=S*H	-15.7	-17.2	-16.6	-15.0	-10.3	用于祁连山冰川[50]	
(S: km ² ; V: $\times 10^{-3}$ km ³)							
V=0.04S ^{1.35}	0 7	0.6	00	6.2	0.0	田工会国际[11]51]	
(S: km ² ; V: km ³)	-0.2	-9.0	-0.0	-0.5	-0.9	用于主国你们	
V=28.5S ^{1.36}							
(S: km^2 ; V: $\times 10^{-3}$	-34.2	-35.2	-34.6	-32.9	-29.1	用于北美、欧洲和亚洲山地冰川 (除冰帽) ^[239]	
km ³)							
V=3.93S ^{1.124}	57.0	57.2	567	54.8	52.0	田干阿宏角斯冰川(长度~2.6 km) ^[238]	
(S: m ² ; V: m ³)	-57.0	-57.2	-30.7	-54.0	-52.0	用 J PT小平为IM/II(以及 ~2.0 KIII)	

表 4-2 乌鲁木齐河源 1 号冰川储量与经验公式计算结果之间误差

冰川是具有黏性、弹性及塑性综合特性的固体,很多因素都会影响冰川的形态特征,从而影响到β和γ参数的量值。这些因素包括:底部基岩形态、所处海拔及上下高差、冰川朝向等。在同一区域或者更小的地理单元内,个体冰川所受上述因素影响差别很小,达到可以忽略不计时,则可使用相同的β和γ量值。根

据 Jóhannesson 等的研究[241],当冰川与所处地区的气候条件达到平衡时,冰川 最终会达到稳定状态,此时冰川的几何特征参数之间会形成一定的比例关系,这 也是冰储量 (厚度)-面积经验公式产生的原理。而目前所研究的大多数冰川,处 在对气候响应的不同阶段,属非稳定状态,其几何特征参数之间的比例关系是不 稳定的,由此建立的经验公式,其时间和空间上的可推广性还有待进一步的评估。 由此,经验公式应该根据冰川变化而进行修正,以适应现阶段的气候特征。

4.4 冰储量变化与冰川厚度、面积及长度变化之间的关系

年代	储量	平均厚度	面积	最大长度
	$(\times 10^4 \mathrm{m}^3)$	(m)	(km ²)	(m)
1962	10 736.7	55.1	1.950	2 210.9
1981	10 296.2	55.1	1.870	2 117.5
1986	9 989.4	54.3	1.840	2 101.1
2001	8 797.9	51.5	1.708	2 057.5
2006	8 115.0	48.4	1.677	2 041.9

表 4-3 不同时期乌鲁木齐河源 1 号冰川储量、平均厚度、面积、最大长度

表 4-3 列出了 1962 年、1981 年、1986 年、2001 年和 2006 年 5 个时期 1 号 冰川储量、平均厚度、面积、最大长度值。1 号冰川储量、平均厚度、面积、最 大长度均随时间呈加速减小的变化趋势,但各阶段的减小比率各不相同 (图4-4)。 在 1981 年以前的 19 年间,除冰川厚度的变化率较小外,其余三个参量的变化率 几乎相同,说明这期间面积和长度的减小是造成冰储量减少的重要原因;到了 1986 年,四个参量的变化开始发生明显的差异,但面积和长度的减小比率 (5.6%; 5.0%)仍大于厚度的减小比率 (1.4%),表明这阶段冰川储量减少还是主要由面 积和长度的减小造成;到 2001 年,厚度的减小加剧,与长度的减小比率明显接 近,但均小于面积的减小比率,由此看来,此阶段冰储量的减少是由冰川面积、 长度和厚度的减小共同作用的结果;2001 年以后,冰川厚度的减小比率激增, 已大于长度的减小比率,与面积减小比率的差距也逐渐缩小,且有超过的趋势, 表明造成冰储量减少的主要因素为厚度的加速减薄。



图 4-4 不同时间段乌鲁木齐河源 1 号冰川储量、平均厚度、面积、最大长度变化关系

以往的一些研究曾给出冰储量变化比率 (ΔV)、冰川面积变化比率 (ΔS)及 冰川长度变化比率 (ΔL)之间的比值关系^[8,242],试图通过比较容易获得的冰川面 积或长度变化来估算冰储量的变化。表 4-4 中列出了本研究 1962 年以来,各个 时间段1号冰川储量、面积、长度变化比率及相互间比值,从中看出,ΔV:ΔS: ΔL 比值有随时间增大趋势,若使用某一时段的比值来估算另一时段冰储量的变 化,会产生较大误差。

事实上,由于冰储量等于冰川平均厚度与面积的乘积,根据数学推算,其减 小比率应该大于平均厚度和面积的减小比率。而冰川长度减小比率与面积减小比 率之间的关系取决于冰川的形态。气候变化是引发冰储量、面积和长度这些形态 参量变化的原因,而变化的量值与冰川形态、冰川的流动,以及冰川的积累、消 融变化有很大关系。对于1号冰川,可以推测,随着气温的升高,首先是冰川下 部消融区的消融加剧,而通过冰川流动补充进来的物质无法弥补消融损耗,冰储 量开始减小。由于1号冰川末端在1962年时,面积大而平坦,厚度较薄,因此, 那时的储量减少是以面积减小为主要特征的,到了2001年以后,冰川末端已经 退缩到山谷的边缘,厚度迅速增加,面积减小,因此,之后的储量减少转而以厚 度减薄为特征。然而,要想弄清这几个参量变化之间的定量关系,需要从这些参 量响应气候变化的机理入手,利用冰川动力学模式模拟这些参量响应气候变化的 过程,以建立这些参量变化之间的内在联系^[243,244]。

时间段	储量变化 ΔV	面积变化 ΔS	长度变化 ΔL	$\Delta \mathbf{V} \cdot \Delta \mathbf{S} \cdot \Delta \mathbf{I}$
	(%)	(%)	(%)	
1962~1981	-4.1	-4.1	-4.2	0.97:0.97:1
1981~1986	-3.0	-1.6	-0.8	3.85 : 2.07 : 1
1986~2001	-11.9	-7.2	-2.1	5.75 : 3.46 : 1
2001~2006	-7.8	-1.8	-0.8	10.24 : 2.39 : 1

表 4-4 乌鲁木齐河源 1 号冰川储量、面积、长度变化比率

4.5 本章小结

本章基于天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测厚、冰川测图等多年实测资料计 算出了该冰川 1962 年、1981 年、1986 年、2001 年和 2006 年的储量分别为 10 736.7×10⁴ m³、10 296.2×10⁴ m³、9 989.4×10⁴ m³、8 797.9×10⁴ m³ 和 8 115.0×10⁴ m³。

研究恢复了1号冰川底部基岩地形,并获得了1962~2006年的冰川厚度变化, 结果表明,1962~2006年冰川整体处于减薄状态,减薄幅度下部远高于上部。44 年间1号冰川面积、长度、厚度及储量均呈现减小趋势,相对于1962年,冰川 面积缩小14.0%,长度缩短7.6%,平均厚度减薄12.1%,储量减少24.4%。1号 冰川储量亏损2621.7×10⁴m³,即1号冰川的消融对河川径流补给量可达2 359.5×10⁴m³。1981年之前,冰川面积和长度的减小是造成冰储量减少的主要原 因;1981~2001年,厚度、面积、长度的减小共同造成冰储量的减少,面积的减 小仍是主导因素;2001年以后,冰川厚度的减小成为冰储量减少的主要因素。 分析表明,1号冰川储量的加速减少可能与该区气温升高、冰川表面反照率降低 有直接关系。

冰储量变化与冰川厚度、面积和长度变化之间在不同时期存在不同的比率关 系,与冰川形态等因素有很大关系。若使用某一时段的比率关系来估算另一时段 储量的变化,会产生较大误差。因此,考虑利用冰川动力学模式从机理上模拟不 同形态参量对气候变化的响应过程,从而探求各参量之间的关联,此方面还有待 进一步的研究和探讨。

第5章 博格达峰黑沟8号冰川和四工河4号冰川厚度 与储量分析

Chapter 5 Analysis on ice-thickness and volume of Heigou glacier No.8 and Glacier No.4 of Sigong River over Mt. Bogeda

5.1 研究背景

物质平衡是联结冰川波动与气候变化的关键因子,反映了冰川物质积累与消融的状况,已经成为国际冰川学研究的传统课题,在全球气候变化研究中扮演着愈来愈重要的角色^[17,245-248]。在我国,仅有乌鲁木齐河源1号冰川具有长达50年的物质平衡观测数据,其他冰川的物质平衡观测则在区域冰川考察中断续开展,多以短期积累或消融观测为主。虽然直接的物质平衡观测能够提供精确的结果,但耗时又费力,具有一定的局限性。冰面高程变化研究则可以通过计算一定时期内冰川厚度、储量的变化来反映物质积累或亏损,是一种估算缺少长期观测冰川物质平衡的有效的方法,此项工作已经在一些冰川上有所开展^[210,211,249-252]。

博格达峰地区是天山东部最大的冰川作用区,备受国内外学者的关注。中日 联合考察队于 20 世纪 80 年代初对该区开展过考察及研究工作。王宗太等对黑沟 8 号冰川厚度、冰面消融特征等若干问题做过一些浅析^[190];张文敬和谢自楚对 考察期间四工河 4 号冰川的积累、消融特征及物质平衡进行了估算^[60],但是,由 于缺乏连续的观测资料,所以对该冰川长期的物质积累、消融状况仍然无法了解; 伍光和等对 20 世纪 60~80 年代四工河 4 号冰川面积、末端变化进行了探讨^[58], 然而对冰川表面高程的变化即厚度的变化研究甚少,且由于冰川处于不同的气候 响应阶段,其变化存在显著差异,尤其是最近 20~30 年,气温的持续升高又直接 影响冰川的变化特征^[253, 254]。

黑沟 8 号冰川和四工河 4 号冰川分居博格达峰南北两坡。2009 年 7 月,天山冰川站科考人员对这两条冰川分别开展了大规模的、全面的考察工作,包括

RTK-GPS 测量、物质平衡、气象等观测。本章基于考察获取的资料,主要开展 以下两方面的分析研究: 1) 基于雷达测厚资料和定位数据,对黑沟 8 号冰川厚 度分布及冰储量作以详细分析,并在此基础上开展变化特征研究; 2) 通过不同 时期 DEM 的对比,研究四工河 4 号冰川的表面高程变化,并量化相应时段内冰 川末端、面积及储量变化,以此估算长期冰川物质平衡并为冰川径流评估提供可 靠的数据支持。

5.2 黑沟 8 号冰川厚度分布及变化分析





图 5-1 黑沟 8 号冰川雷达测厚路线分布图

2009 年 8 月采用 Pulse EKKO PRO 100A 增强型探地雷达对黑沟 8 号冰川海 拔 3 900 m 以下冰舌进行了厚度测量,由于冰川上部地势陡峭,所以未在此处开 展测厚工作。此次测量在冰舌区共均匀的布设了 5 条测线,包括 4 条横测线和 1

条纵测线,总共 907 个测点,以期较为客观的揭示冰舌区的厚度分布特征 (图 5-1)。横向探测沿自西向东方向开展,纵向自海拔较低处起测,由于冰川边缘较为陡峭且分布冰裂隙,所以部分测线未能到达 (具体测量方法见第 3 章)。各测线雷达图像冰-岩界面十分清晰 (图 5-2),利用探地雷达配套的图像处理软件能够准确判读各测点的厚度值。通过评价,雷达测厚的相对误差约为 1.18%,在冰川学精度要求范围之内^[43]。雷达探测的同时,使用北京合众思壮 E650 型 GPS 对黑沟 8 号冰川同步开展了动态 RTK 测量。





5.2.2 不同插值方法结果比较

本节在 ARCGIS 软件支持下,将雷达测厚数据导入,建立.shp 文件,以冰川 厚度作为一个重要的属性值,确定冰川边界并设定其厚度值为0,统一坐标系为 BJ54。对冰川厚度数据检查并分析,进行数据分布检验、全局趋势分析等内容, 检查其是否服从正态分布、有没有趋势效应、各向异性等。基于此检验结果,选 取反距离加权法,径向基函数法和普通克里格法,对各种半变异函数模型和插值 模型分析研究,使用 Cross-Validation 进行交叉验证,对比这三种空间插值结果, 从而选择最优方法分析黑沟 8 号冰川冰舌区的厚度分布特征,并结合三维分析模 块对冰储量开展进一步研究。

1) 反距离加权法

反距离加权插值方法 (Inverse Distance Weighted,简称 IDW) 是一种最常用的点插值方法,于 20 世纪 60 年代末提出,它以插值点与样本点间的距离为权重进行加权平均,具有相对简单、操作便利等特点。可以用下式表示:

$$H = \sum_{i=1}^{n} \frac{H_i}{D_i^{p}} / \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{D_i^{p}}$$
(5-1)

式中 H 为待估计的冰川厚度栅格值, Hi 为邻域范围内第 i 个采样点的冰川 厚度值, n 为用于厚度数据插值的雷达测点的个数, Di 为待插值点离第 i 个雷达 测点的距离, p 为指数值。样点在预测点值的计算过程中所占权重的大小随着采 样点与预测值之间距离的增加, 按指数规律减少^[255]。

2) 径向基函数法

径向基函数法 (Radial Basis Functions,简称 RBF) 是一种函数插值法,它内 插所得表面必须经过各个已知样点,又使表面的总曲率最小,属人工神经网络方 法中的一种^[256]。在 ARCGIS 软件中提供了不同的径向基函数,可以根据需要选 择适合的函数进行插值使径向基表面通过一系列已知样点。

3) 普通克里格法

普通克里格法 (Ordinary Kriging,简称 OK) 是克里格方法的一种,是建立 在地统计学基础上,用区域化变量的原始数据和变异函数的结构特点,对未采样 点的区域化变量进行线性无偏最优估计的一种方法。地统计 (Geostatistics) 是以 区域化变量为基础,借助变异函数,研究既具有随机性又具有结构性,或空间相 关性和依赖性的自然现象的一门新兴学科^[257]。ARCGIS 将其单独作为一个分析 扩展模块,包括普通克里格、简单克里格、泛克里格、协同克里格、指示克里格、 概率克里格和析取克里格这七类克里格方法,具有不同的适用范围。

将 IDW、RBF 和 OK 冰川厚度插值结果与实测值进行比较,计算误差均值 (MEAN) 和误差均方根 (RMS),结果如表 5-1 所示。一般来说,插值方法的 MEAN 和 RMS 总体最小则具有较好的插值效果,尤其是 RMS 越小越好。由表 5-1 可知, 误差均值 MEAN 的排序为 RBF > IDW > OK;误差均方根 RMS 的排序为 IDW > RBF > OK。对这三种厚度插值结果进行验证发现,普通克里格法的 MEAN 和

RMS 最小,分别为-0.1665 和 2.822,充分考虑了区域化变量的特性,具有相对 较好的插值精度,而且数据最为平滑 (图 5-3),这种方法更适用于黑沟 8 号冰川 的厚度分布特征研究。目前,该种方法已经广泛应用于土壤科学、气候变化等研 究领域^[258,259]。相比之下,IDW 的插值结果更易受数据点集的影响,常出现孤立 点数据明显高于周围数据点的情况。虽然 RBF 比 IDW 更加灵活,有更多的参数 可供调整,但该方法对径向基函数及参数的选取只能凭经验,没有系统的理论, 对此有必要开展进一步的研究。

表 5-1 冰川厚度不同方法插值结果比较

插值方法	参数模型	误差均值 (MEAN)	误差均方根 (RMS)
反距离加权法 (IDW)	指数为2	-0.7850	7.663
径向基函数法 (RBF)	函数参数为 35.715	-0.8002	6.795
普通克里格方法 (OK)	_	-0.1665	2.822

5.2.3 冰川厚度分布及冰储量

分析显示,黑沟 8 号冰川厚度插值采用普通克里格方法效果最佳,将插值结 果转化为 5 m× 5 m 的栅格空间数据库,并绘制出梯度为 20 m 的冰川厚度等值线, 如图 5-3 所示。黑沟 8 号冰川冰舌厚度分布总体呈中部深厚、上下两端浅薄的格 局。自冰川末端向上,冰厚呈现阶梯状变化过程,沿主流线方向冰体厚度最大, 这与冰川动力学理论相一致^[43]。冰厚等值线形成明显的两大三小深色闭合区域, 说明在这几个部位冰体厚度最大,冰床存在凹陷地形,冰川动力过程对基岩产生 了强烈侵蚀。黑沟 8 号冰川冰厚分布与乌鲁木齐河源 1 号冰川相似,且均呈现典 型的槽谷特征 (图 5-2),一系列凹陷地形结构表征了冰川和冰坎溯源后撤的演化 过程,支持冰川槽谷"溯源延伸"的演化模式^[43,260,261]。结果表明,黑沟 8 号冰 川冰舌 (面积: 1.96 km²) 厚度介于 0~178 m 之间,平均冰厚 58.7 m,结合图 5-1 冰川表面地形,最大冰体厚度位于海拔 3 630 m 附近。计算得到,冰舌区储量为 115.1×10⁶ m³,折合水当量 103.5×10⁶ m³ (冰密度 0.9×10³ kg/m³)。



图 5-3 黑沟 8 号冰川冰舌厚度分布及 1962~2009 年冰川末端变化

5.2.4 冰川厚度变化

雷达探测不仅可以获取高精度冰川厚度数据,而且在冰川变化研究领域具有 很高的应用价值,如果相隔一定时间,对冰川进行重复雷达探测,通过厚度差异 分析便可以直接表征出冰川在此期间积累与消融平衡的结果,反映冰川变化的状 况。1986 年采用 B-1 型冰川测厚雷达对黑沟 8 号冰川曾开展过一次厚度测量^[190], 此次测量在冰舌区共布设了4条横测线和1条纵测线,横测线分别位于海拔3 780 m、3 591 m、3 533 m 和 3 415 m, 纵测线沿主流线方向, 雷达实际测量误差仅为 1 m^[42]。将 2009 年最新冰川厚度测量资料与其相结合,通过对比进一步分析黑 沟 8 号冰川 1986~2009 年的厚度变化情况,并随机选取了 100 个雷达测厚点与所 建冰厚图层上的同名点进行比较来评估误差。结果表明,过去的23年间,黑沟 8号冰川冰舌平均减薄13±6m,年均减薄0.57±0.26m,由冰川减薄造成的冰量 亏损达 25.5±11.8×10⁶ m³, 即黑沟 8 号冰川至少提供 22.9±10.6×10⁶ m³ 的融水补 给量。野外观测发现,冰川积累区有基岩出露现象,冰川的厚度发生了大幅度减 小,整条冰川均处于减薄状态。冰川厚度迅速减薄的同时,末端急剧退缩、面积 大幅缩小。笔者结合 1962 年航摄绘制的地形图,发现该冰川自 1962 年到 2009 年, 面积由 5.71 km² 减小到 5.63 km², 缩小了 1.3%, 末端平均退缩率为 11.0 m/a。 由于该冰川冰舌狭长, 末端海拔低, 因此变化主要发生在冰川末端, 以厚度减薄 和退缩为主。李忠勤等利用遥感和地面验证的方法研究了博格达南坡的冰川变化 特征^[29],分析显示,所研究的 104 条冰川 1962~2006 年总面积缩小了 25.3%,平 均每条冰川缩小 0.198 km²,末端退缩速率 4.5 m/a,冰川萎缩强烈与该区坎儿井 水量减少有密切关系。与博格达南坡冰川整体变化相比,黑沟8号冰川面积缩小 及末端退缩速率均相对较大,这与其具有绵长冰舌、末端海拔相对较低 (3 380 m) 有直接关系,因为通常海拔越低,所处气温则较高,冰川消融越快。

5.3 四工河 4 号冰川厚度变化

5.3.1 数据采集

本节使用的数据主要包括: 2009 年 RTK-GPS 冰川测量数据、2006 年 9 月 ASTER 遥感影像和 1962 年航空摄影绘制 1:50 000 地形图两幅 (图幅号分别为: 11-45-9-乙和 11-45-9-丁)。RTK-GPS 测量集中在四工河 4 号冰川冰舌区 (0.95 km²) 开展,对冰川边界精确定位的同时,以间距 20~50 m 布设测点以确定冰面高程, 测量路线如图 5-4 所示。ASTER (Advanced Space borne Thermal Emission and Reflection Radiometer) 是搭载在地球观测系统 (EOS) TERRA 卫星上的高分辨率 多光谱传感器,其中 VNIR 波段的空间分辨率为 15 m。

中国科学院研究生院博士学位论文:天山不同地区典型冰川厚度及储量变化分析



图 5-4 四工河 4 号冰川 2009 年冰舌区 RTK-GPS 测量路线图

基于 1962 年地形图以及 2009 年 GPS 测量点,分别建立 DEM-1962 和 DEM-2009 (图 5-5),具体数据处理见第 3 章,在此不作赘述。对两期 DEM 进行 精度评价,分别以 1962 年地形图和 2009 年 GPS 数据为准,从中随机的选取了 200 个高程点与 DEM 上的同名点进行比较从而计算误差范围。在此基础上,结 合 1962 年和 2009 年两期 DEM,通过地图代数运算可以研究冰面高程变化,即 厚度变化特征。研究过程中对比选取了冰川末端基岩区域的 20 个离散的独立控 制点进行误差评估^[234, 262, 263],结果表明冰面高程变化误差在±8 m 以内。此外, 结合遥感影像,可以提取不同时期冰川形态参数,建立拓扑关系以及空间数据库, 利用地图代数运算从而研究冰川末端、面积变化特征 (数据处理方法见第 3 章)。

第5章 博格达峰黑沟8号冰川和四工河4号冰川厚度与储量分析



图 5-5 四工河 4 号冰川 2009 年冰舌区 DEM

5.3.2 冰川厚度、末端及面积变化

过去近 50 年来,四工河 4 号冰川厚度、末端以及面积均发生了显著的变化,如图 5-6 和表 5-2 所示。1962~2009 年,四工河 4 号冰川冰舌区域整体处于减薄状态,平均减薄 15±8 m,减薄速率为 0.32±0.17 m/a。据估算,1962~2009 年,四工河 4 号冰川冰舌区储量亏损 14.0±8.0×10⁶ m³,相当于年物质平衡为-0.29±0.15 m w.e. (冰密度 0.9×10³ kg/m³)。

冰川厚度变化随海拔存在显著差异。较低海拔处 (~3 800 m) 冰川厚度变化 速率明显强于较高海拔。其中,冰川末端减薄最为强烈,1962~2009 年可达 54 m。 相反的,海拔 3 800~3 900 m 有两处增厚现象,但增幅不大,最多仅 5 m。野外 考察时发现,该海拔区域邻近冰川积累区,有大量的冰体补充。其中一处增厚位 于冰川边缘,可能是由地势陡峭处的冰、雪积累所造成;另一处接近主流线位置, 可能与冰川运动有直接关系。由于冰川积累区表面高程变化较为复杂,且随着坡 度的增加误差增大,因此,本节主要集中分析了四工河 4 号冰川冰舌区的表面高



图 5-6 1962~2009 年四工河 4 号冰川表面高程变化

	时间段	变化量	年均变化量	资料来源
长亩本小	1962~1981	-114	-6.0	伍光和等 ^[58]
大度变化 (m)	1981~2006	-222	-8.9	
	2006~2009	-40	-13.3	
面积变化	1962~2006	-0.35	-0.01	木研究
(km ²)	2006~2009	-0.18	-0.06	平妍九
厚度变化	1962~2009	-15+8	-0 32+0 17	
(m)	1962~2009	-1,5±0	-0.32-0.17	

表 5-2 四工河 4 号冰川末端、面积及厚度变化

程变化,即厚度变化特征。

取5个海拔高度带(相隔50m)研究四工河4号冰川冰舌区厚度变化随海拔的分布特征,如图5-7所示。海拔最低区间(3675~3725m)即冰川末端减薄了32.5m,明显强于其它4个海拔高度区间,是冰川变化最敏感的区域。随着海拔的升高,冰川减薄幅度逐渐缩小,在海拔3825~3875m区间达到最小,约为6.6
m,海拔3875~3903m又增大为9.4m。总体来看,海拔较低区域冰川减薄最为强烈。



图 5-7 四工河 4 号冰川冰舌区不同海拔高度厚度变化

四工河 4 号冰川迅速减薄的同时,末端持续退缩,且呈加速趋势(表 5-2)。 1962~2009 年四工河 4 号冰川年均退缩 8.0 m,其中,1962~1981 年、1981~2006 年和 2006~2009 年退缩速率分别为 6.0 m/a、8.9 m/a^[58]和 13.3 m/a。20 世纪 60 年 代初以来,四工河 4 号冰川加速退缩,近 3 年来尤为显著,已达 1962~1981 年的 两倍之多。与此同时,冰川面积也大幅缩小,1962~2009 年,面积共缩小 0.53 km², 相当于 1962 年面积的 15.8%已经消失殆尽。其中,1962~2006 年冰川面积缩小 0.35 km²,缩小速率为 0.01 km²/a。2006~2009 年,面积缩小了 0.18 km²,缩小速 率已经增加到之前的 6 倍,达 0.06 km²/a。分析发现,四工河 4 号冰川面积的大 幅度缩小主要发生在末端位置,由冰川退缩引起。

5.4 本章小结

通过以上分析,本章得出如下主要结论:

1) 黑沟 8 号冰川冰舌厚度集中分布在 0~178 m之间,平均厚度 58.7 m,冰 储量为 115.1×10⁶ m³,折合水当量 103.5×10⁶ m³。1986~2009 年,黑沟 8 号冰川 冰舌平均减薄 13±6 m,年均减薄约 0.57±0.26 m,由此造成的冰量亏损达 25.5±11.8×10⁶ m³,即黑沟 8 号冰川消融对河川径流的补给至少为 22.9±10.6×10⁶ m³;

2) 插值对比分析可知,基于地统计的普通克里格法充分考虑了区域化变量的特性,能够较好的模拟冰川厚度的空间连续分布格局,在空间上更为合理,相比反距离加权法和径向基函数法,插值的精度较高,计算误差均值 (MEAN) 和误差均方根 (RMS) 分别为-0.1665 和 2.822,更适合黑沟 8 号冰川此类山地冰川的厚度分布研究;

3) 1962~2009 年,四工河 4 号冰川冰舌区域整体处于减薄状态,平均减薄 15±8 m,年均减薄 0.32±0.17 m,冰储量亏损达 14.0±8.0×10⁶ m³。随海拔变化, 冰川表面高程变化即厚度变化特征存在显著差异,海拔较低区域厚度变化最为强 烈。冰川快速减薄的同时,末端急剧退缩,面积不断减少,1962~2009 年共退缩 376 m,退缩速率为 8.0 m/a,冰川面积减少 0.53 km²,占 1962 年 15.8%的冰川已 经完全消失,主要是由冰川退缩造成;

4)分居于博格达峰南北两坡的黑沟 8 号冰川和四工河 4 号冰川对于区域冰 川变化具有一定代表性,标志着博格达峰地区的冰川,无论南坡还是北坡均处于 快速退缩减少状态,对其下游的乌鲁木齐市和吐鲁番盆地水资源有重大影响。在 全球变暖的背景下,冰川消融必将呈现出加速趋势,对流域水资源及人民的生产、 生活会产生直接影响。

第6章 托木尔峰青冰滩 72 号冰川厚度和储量变化 Chapter 6 Ice-thickness and volume changes of Qingbingtan glacier No.72 in the Tomor region

6.1 研究背景

托木尔峰地区位于中国境内天山山脉最西端,是天山最大的现代冰川作用 区,也是塔里木河的主要发源地,位于该区的托木尔峰海拔7435m,是天山的 最高峰[31]。据中国冰川目录[52],托木尔峰地区发育在中国境内的现代冰川有 509 条,冰川面积2764.32 km²,占中国天山山区冰川总面积27%,冰储量达3500×10⁸ m³,每年有近 50×10⁸ m³的冰川融水补给河流,是山前干旱地区的主要水源。随 着全球气温的持续升高,冰川消融日趋加剧,必将影响到流域水资源、人居环境, 对整个南疆的工农业生产建设都将造成极大影响。因此,了解该区冰川变化状况 至关重要。然而该区监测冰川甚少,缺乏大量实测数据作为支撑,所以在托木尔 峰地区选择典型冰川进行监测,了解冰川现状特征以及变化情况十分迫切。鉴于 此,天山冰川站科研人员自 2007 年对托木尔峰地区进行大规模科学考察,选定 青冰滩 72 号冰川 (以下简称 72 号冰川) 为长期定点监测的代表冰川,并于 2008 年以来对该冰川开展连续监测工作。本章针对托木尔峰青冰滩 72 号冰川主要开 展以下两方面研究: 1) 着重介绍探地雷达在冰川厚度以及冰下地形探测中的应 用,获取到高精度冰川厚度分布数据,从而恢复冰下地形,开展定量化的冰储量 计算工作: 2) 基于 2008 年高精度差分 GPS 数据以及 2009 年野外实测数据, 分 析 72 号冰川的现状特征,并结合 2003 年高精度遥感影像和 1964 年地形图,通 过不同时期数据的对比开展冰川变化研究,以期为流域水资源评估提供科学依 据。

6.2 雷达探测

2008年8月使用 Pulse EKKO PRO 100A 增强型探地雷达对 72 号冰川海拔4

200 m 以下的冰舌区域进行了厚度测量 (具体测量方法见第3章),综合考虑物质 平衡观测花杆、冰川的表面形态、冰川运动等因素,共布设9条测线,包括5条 横测线和4条纵测线,共计824个测点,如图6-1所示。由于冰川上部地势陡峭, 且分布有大量冰裂隙,因此探测工作未在该区域开展。横向探测沿自西向东方向 开展,纵向探测自海拔较高处起测,由于冰川边缘比较陡峭,所以部分测线未能 到达边缘位置。雷达探测过程中,横向测线尽量沿花杆横排布设,经过冰厚可能 最大的区域,以保证探测的结果可以客观的揭示冰川厚度的整体分布特征,并与 纵向测线探测结果进行比对。开展纵向探测时,由于冰川表面局部区域地形较为 复杂,沿主流线方向很难连续测量,因此,布设了如图6-1所示的两条纵测线: B-B'(沿主流线方向从海拔3900m到冰川末端)和D-D'(海拔4050m至海拔4 150m)。此外,在海拔4000m以下区域的东西两侧分别开展了纵向探测并取得 了效果较好的雷达图像。



图 6-1 青冰滩 72 号冰川 GPR 探测路线分布图

GPR 探测的同时使用北京合众思壮 E650 型 GPS,采用动态载波相位差分技术 RTK 测量,同步记录下测点的 X、Y、Z 空间坐标,实现对每个雷达测点的地形校正,并确定冰川边界。72 号冰川各测量断面雷达图像资料中冰-岩界面十分清晰,利用 Pulse EKKO PRO 探地雷达系统配套的图像处理软件 EKKO_View Deluxe 很容易判读各断面雷达测点处的冰川厚度。本次测量波速选取为 0.169 m/ns,雷达探测冰厚 z 的最大相对误差约为 1.18% (具体评估方法见第 3 章),在 冰川学研究中,这种雷达测厚数据的精度完全满足要求。

本次 GPR 探测获取到的雷达图像清晰地呈现出冰-岩界面的位置、冰川槽谷 以及整个剖面的冰厚分布特征,显示了雷达波对山地冰川良好的穿透能力和对冰 下地形的高分辨探测能力,体现出现场雷达测线的布设和探测参数,包括接收和 发射天线间距、时窗宽度、叠加次数等设定的合理性。以剖面 a-a'和 d-d'的雷达 图像为例进行分析 (图 6-2 和图 6-3)。雷达图像的横坐标为探测点位置 (与起测 点之间的距离), 左侧纵坐标为电磁波在冰川中的双程走时, 右侧纵坐标为冰川 厚度或海拔高度 (经高程校正后)。a-a'剖面雷达图像 (图 6-2) 显示西侧边缘的冰 床较为平坦,东侧陡峭,测线最深处为46.6 m。d-d'剖面 (图 6-3) 槽谷形状与其 类似,方向却相反,最深可达148.0m,冰厚明显较大。与乌鲁木齐河源1号冰 川^[117]相比,72号冰川横剖面呈现两壁不对称U型、非典型的冰川槽谷特征。一 方面可能与冰川类型、发育条件、地形、动力作用等有密切关系,另一方面可能 是测线未能到达冰川边缘所致。雷达图像均反映出冰川表面和冰床地形存在显著 差异, 冰床地形呈现更为显著的起伏形态, 一方面反映出冰床基岩经受冰川强烈 磨蚀和拔蚀等动力作用的过程,支持冰川槽谷纵剖面"溯源延伸"的演化模式^[261]; 另一方面意味着冰床起伏地形对冰层的扰动在接近冰面时被衰减,体现出 Hutter 理论模型^[264]对 72 号冰川的适用性。该理论模型显示,当冰床起伏波长是冰厚的 3~5 倍时,将直接影响到冰面起伏状况,在冰床起伏波长过短或过长时,反而不 会表现在冰面上,模型与观测结果具有一致性,均适用于 72 号冰川和乌鲁木齐 河源1号冰川^[43],可见该模型的适用性具有一定的普遍意义。此外,雷达图像不 仅对冰川厚度以及冰川槽谷形态研究具有直观的指示作用,而且从图像中反应出 的槽谷形态特征可以为空槽谷研究提供数据参考。



中国科学院研究生院博士学位论文:天山不同地区典型冰川厚度及储量变化分析



6.3 冰川厚度分布、冰储量及冰下地形

分析显示,72 号冰川冰舌区厚度介于 0~148 m 之间,除海拔 4 200 m 附近冰 川厚度较大且变化明显之外,冰舌区域厚度整体较薄且变化平缓,且冰体厚度最 大值发育于冰川中部趋于主流线位置,这与冰川动力学理论相一致。

冰川储量与水资源密切相关。结果表明,72 号冰川冰舌区储量为 55.9×10⁶ m³,折合水当量 50.3×10⁶ m³(冰密度 0.9×10³ kg/m³)。与传统的经验公式法相比,该方法计算冰储量更具科学性和合理性。但是,采用探地雷达不可能对每条冰川进行测量,使得冰川厚度数据的获取受到一定限制,而且本研究冰储量计算仅局限于测厚区域,对于非测厚区域的计算还有待进一步研究,以期更为全面的揭示冰川厚度整体分布特征。

冰床是承接冰川的载体,在冰川学研究领域中,冰床地形不仅是冰川地貌形成过程与机制研究的重要对象,又是冰川动力学研究必须考虑的内容,直接反映冰川的动力作用特征。因此,恢复并分析冰床地形是冰川学研究中的一个重要方面^[43]。但是,冰床地形并不像冰川表面一样可以通过测绘直接获取,因此本章采用冰川表面 DEM 与冰川厚度分布相结合的方式来间接恢复,如图 6-4。可以看出,72 号冰川冰舌区冰床地形沿纵剖面随海拔升高规则起伏,在海拔 4 200 m 附近出现了两处冰床等高线闭合区域,呈明显的凹陷地形,反映出冰川对冰下地形强烈的动力作用过程。





6.4 冰川厚度变化

2008 年 8 月对 72 号冰川冰舌区开展了 RTK-GPS 测量,对冰川边界精确定 位的同时,以间距 20~50 m 布设测点以确定冰面高程,测量路线如图 6-5 所示。 本章使用的资料包括 72 号冰川 2008 年 RTK-GPS 测量资料、2009 年冰川末端重 复测量数据、2003 年 SPOT5 遥感影像 (5 m 分辨率) 以及 1964 年白纸测图法绘 制的 1:50 000 地形图。基于地形图和 GPS 数据,分别建立 5 m×5 m DEM,坐 标系取 BJ54。综合考虑两期 DEM 精度,对其变化进行误差评估^[234],结果表明 冰面高程变化误差在±6 m 以内,是在冰川学精度要求范围之内的。此外,可以 提取不同时期冰川形态参数,建立拓扑关系以及空间数据库,利用地图代数运算 从而研究冰川末端、面积变化特征 (具体数据方法介绍见第 3 章)。



图 6-5 青冰滩 72 号冰川 RTK-GPS 测量路线图

冰面高程变化研究过程中发现,由于冰川上部地势陡峭,会引入较大误差, 因此,本章仅针对冰舌开展研究,以期更为准确的反映变化特征。图 6-6 用不同 颜色标注了 72 号冰川 1964~2008 年冰舌冰面高程变化程度,即冰川厚度变化。 研究表明,1964~2008 年 72 号冰川冰舌 (2008 年边界)高程变化在-30~5 m,处 于整体减薄状态。末端减薄最为强烈,可达 30 m 以上。海拔 4 200 m 附近有增 厚现象,可能是由于冰川上部雪冰崩和强烈运动补给造成的。冰川中部的厚度减 少强于东西两侧,可能是由于两侧表碛覆盖的缘由。计算表明,这一研究区平均 减薄 9.59±6 m,年均减薄约 0.22±0.14 m,需要说明的是,这一减薄量并未包含 已经消失的冰体,因此可能会小于冰川在 1964~2008 年间的平均减薄量。通过这 一结果还无法确定冰川在这一时段的总消融量。要想解决这一问题,有一个办法, 就是通过野外测量,构建冰川包括己消失部分在内的 2008 年 DEM,将其与 1964 年冰川 DEM 进行差值计算。目前这部分工作已在实施当中,并成为开展其它冰 川厚度研究的一个重要内容。但可以分析肯定,过去 44 年间冰舌区至少亏损了 14.1±8.8×10⁶ m³冰储量,即 72 号冰川至少提供 12.7±7.9×10⁶ m³的融水径流。

气候变化引起冰川物质积累量和消融量的变更、雪线升降、运动速度快慢等一系列变化,最终导致冰川面积增减和末端进退。基于上述方法确定 72 号冰川 不同时期的末端位置 (图 6-6),并通过对比研究其变化情况,结果表明, 1964~2009 年 72 号冰川末端发生严重退缩,45 年共退缩 1 852 m,年均后退 41.1 m。其中,1964~2003 年,冰川末端年均退缩 40.1 m; 2003~2009 年,末端退缩 比率为 48.0 m/a。2008 年野外观测其间,72 号冰川就以每天 3~5 cm 的速度发生 急速消融。2008~2009 年仅一年间,末端已退缩 40.8 m (沿主流线方向)。另外, 冰川东西两侧发生不同程度的萎缩,东侧幅度较大,这可能与两侧的地形有直接 关系。

图 6-6 显示, 1964~2009 年 72 号冰川末端退缩以及东、西两侧的萎缩已经造成面积大幅度缩小, 45 年间冰舌面积减少约 1.53 km², 减少速率为 0.034 km²/a。 1964~2003 年和 2003~2009 年, 冰川面积缩小比率分别为 0.034 km²/a 和 0.033 km²/a。2009 年野外考察发现, 72 号冰川末端冰面河发育非常强烈, 2008~2009 年间, 冰川末端东南角位置已经被冲断。为了统一测量, 2009 年 RTK-GPS 末端测定未将冲断部分包括在内。对比分析 1964 年地形图、GOOLE EARTH 以及野外照片 (2008 和 2009 年), 结果发现, 72 号冰川面积的减少主要发生在消融区,



图 6-6 1964~2008 年青冰滩 72 号冰川冰舌区表面高程变化 及 1964~2009 年该冰川末端位置变化

由末端退缩造成。

冰川表面形态变化是气候环境变化导致的冰川物质积消、能量转换及内部机 制变化在冰川形貌特征的体现。在本章中主要特指气候变暖引起的冰川以萎缩和 物质亏损为本质特征 (消融期延长、消融区扩大、消融速率加快)的外部特征变 化,主要表现为冰川厚度降低、裂隙增大增多、冰川崩塌与塌陷、冰面径流增大、 冰下水道扩张、表碛堆积形态变化、冰碛湖形成与溃决等。近年来,72 号冰川

第6章 托木尔峰青冰滩 72 号冰川厚度和储量变化

强烈消融的同时,表面形态特征发生了相应的变化。野外观测发现,72 号冰川 冰舌具有大量表碛覆盖 (图 6-7(a)),覆盖面积占整条冰川面积的 15.5%,且主要 以侧碛为主,集中分布于海拔 3 720 m~4 250 m 之间,冰川中部亦有零星表碛分 布,对冰川消融产生一定影响。此外,由于受冰下结构、坡度、表碛覆盖、冰川 运动等影响,冰面发生明显的差别消融,冰蚀蘑菇广泛分布于冰舌区 (图 6-7(b)),再加上明显发育的冰面径流 (图 6-7(c)) 沿裂隙下涌的冲刷作用,导致冰川消融 强烈、冰面破碎。2008 年至 2009 年仅 1 年中,72 号冰川末端的东南角部位就被



图 6-7 青冰滩 72 号冰川近期表面形态变化

大量的冰川融水径流所冲断。72 号冰川冰舌区海拔 4 200 m 附近发育有一个面积 较大的冰面湖 (图 6-7(d))。李忠勤等考察发现乌鲁木齐河源 1 号冰川东支顶端也 存在冰面湖^[236],同为冰面强烈消融的结果。2008 年对 72 号冰川考察时发现冰 舌区裂隙密布,是消融区冰面消融剧烈所致,且近年来具有逐渐扩张的趋势,如 图 6-7(e) 所示的冰裂隙从 2008 年到 2009 年其宽度已经扩张了近 2 m。在冰面径 流的冲刷作用下,冰舌段形成了连接冰下水道的冰洞,使冰面径流和冰下径流形 成了立体的有效连接 (图 6-7(f))。

6.5 本章小结

本章着重介绍了探地雷达在青冰滩 72 号冰川厚度以及冰下地形探测中的应用,获取到高精度冰川厚度分布数据,恢复冰下地形,开展定量化的冰储量计算工作;与此同时,基于 2008 年高精度差分 GPS 数据、2009 年野外实测数据、2003 年高精度遥感影像和 1964 年地形图,在 GIS 技术的支持下通过不同时期数据的对比研究了该冰川近 45 年来的变化特征,主要得到以下几方面结论:

1) 2008 年,青冰滩 72 号冰川冰舌厚度介于 0~148 m 之间,冰储量 55.9×10⁶ m³,折合水当量 50.3×10⁶ m³。雷达探测不仅可以获取到清晰的雷达图像来分析 冰川槽谷形态特征,而且可以获得高精度冰川厚度数据,为冰储量准确计算及冰 下地形恢复提供可靠数据支持;

2) 与经验公式法相比,基于雷达测厚数据分析冰川厚度分布、计算冰储量 精度更高,更具科学性和合理性,但在估算流域冰川储量时受到一定限制。因此, 应考虑在更多的区域、流域,选择不同类型、形态、面积大小的冰川开展测厚工 作,从而完善经验公式,以便更为准确的估算冰川储量,为评估冰川水资源提供 必要前提条件,为冰川融水补给河流流域的国民经济建设服务。此外,还需加强 冰川重复雷达探测,使用多期厚度之间的差值估算冰川在此期间的物质积累与消 融,为缺少长期观测冰川提供一种估算物质平衡的有效方法,从而全面了解冰川 变化特征;

3) 观测研究结果显示,72 号冰川急剧退缩、面积不断缩小、厚度迅速减薄、 冰储量大量亏损。1964~2009年,冰川后退1852m,年均退缩41.1m,由此造 成面积减少约1.53 km²,年均减少0.03 km²;1964~2008年,冰舌平均减薄9.59±6

m,年均减薄约0.22±0.14 m,由此至少造成冰储量亏损14.1±8.8×10⁶ m³,即72 号冰川消融对河川径流的补给至少为12.7±7.9×10⁶ m³。72 号冰川对区域冰川的 变化情况具有一定代表性,标志着托木尔峰地区的冰川正处于物质严重亏损的状 态,直接影响到流域水资源状况。

第7章 对比分析

Chapter 7 Comparative analysis

7.1 典型冰川 (区域) 变化对比

本研究涉及到的乌鲁木齐河流域共有150条冰川,总面积由1964年的48.667 km²缩小到1992年的41.965 km²,減少了13.8%^[155],到2005年,冰川面积已经 锐减到32.052 km²,与1964年相比,减少了34.2%,平均每条冰川缩小0.111 km², 末端退缩速率5.0 m/a。有11条冰川因消融而完全消失^[29]。该区定位观测的冰川 为乌鲁木齐河源1号冰川。该冰川自1959年观测以来一直处于退缩趋势,冰川 面积在1962~2006年期间减少了14.0%,由1.950 km²缩小到1.677 km²,平均缩 小速率为0.0061 km²/a,冰川厚度年均减薄了0.15 m/a,冰川下部减薄量大于上 部(表7-1)。冰川退缩导致1号冰川末端在1993年发生分离,成为东、西两支 独立的冰川。1号冰川末端1959~1993年的平均退缩速率为4.5 m/a,1994~2004 年,东支为3.5 m/a,西支为5.8 m/a。1号冰川平均融水径流深为508.4 mm/a, 而1986~2001年间为936.6 mm/a,增加了84.2%^[169,179,265]。

博格达南坡研究的 104 条冰川 1962~2006 年总面积缩小了 25.3%,平均每条 冰川缩小 0.198 km²,末端退缩速率 4.5 m/a。位于该区的黑沟 8 号冰川自 1962 年以来,面积由 5.71 km²减小到 2009 年的 5.63 km²,缩小了 1.3%,末端退缩率 为 11.0 m/a (表 7-1)。由于该冰川冰舌狭长,末端海拔低,变化主要发生在冰川 末端,以厚度减薄和末端退缩为主。1986~2009 年,冰川厚度年均减薄 0.57 m; 北坡研究区在 1962 年包含有 99 条冰川,1962~2006 年期间,面积减少 16.9%, 平均每条冰川缩小 0.107 km²,末端退缩速率 3.6 m/a^[29]。博格达北坡四工河 4 号 冰川 1962~2009 年面积缩小速率为 0.01 km²/a,年均退缩 8.0 m (表 7-1)。同样位 于该区的扇形分流冰川,在 1962~2006 年间,面积缩小了 7.1%,末端平均退缩 速率为 8.7 m/a^[29]。2009 年考察发现,冰川末端与 1981 年考察时^[58]相比,出现 大量冰川湖泊,冰面消融量有增大的趋势。

托木尔峰地区的冰川消融强烈,分布在哈尔克他乌山南北坡的483条冰川总

面积已经由 1964 年的 2267.708 km² 缩小到 2003 年的 2067.412 km², 缩小比率达 8.8%, 平均每条冰川缩小 0.415 km², 末端退缩速率 6.2 m/a。该区定位观测冰川 为托木尔峰青冰滩 72 号冰川,位于阿克苏河上游。阿克苏河是目前塔里木河的 主要支流,供水量约占塔里木河地表径流量的70%。本研究结果显示,该冰川面 积在 1964~2009 年缩小比率为 0.03 km²/a,末端退缩速率达到 41.0 m/a。冰川下 部厚度薄,温度高 (接近0℃),末端表碛厚度与消融关系密切。但整个冰川的运 动补给强烈,冰川表面运动速度最高达到 70 m/a^[196],动力学作用不可忽视。近 期在该区考察的冰川还有青冰滩 74 号冰川 (9.55 km²)、克其克库孜巴依冰川 (42.83 km²) 和托木尔冰川 (310.14 km²)。1964~2009 年间, 3 条冰川面积的缩小 比率分别为 14.7%, 4.1%和 0.3%; 末端平均退缩率分别为 30.0 m/a, 22.9 m/a 和 3.0 m/a。冰川处于剧烈消融的不确定状态,冰川下部冰舌的厚度已变得很薄。托 木尔冰川是这一地区一条巨大的冰川,考察发现,由于受表碛覆盖的影响,该冰 川面积和末端位置的变化相对较小,但厚度减薄十分明显。谢昌卫等研究发现 [172], 位于托木尔峰南麓的科其喀尔冰川近 30 年来冰川厚度明显减薄, 冰舌区平 均厚度减薄在 0.5~1.5 m/a 之间, 20 世纪 90 年代以来处于比较强烈的退缩状态, 相对于 1974 年的冰川位置,末端退缩了 380 m 左右。

观测研究发现,托木尔峰地区的冰川对气候变化的响应具有4个特征:1) 消 融强烈,尽管该区冰川面积缩小的相对量较小,但每条冰川损失的绝对量大;2) 许多大冰川是以减薄的形式迅速消融,一般情况下,冰川消融遵循"减薄后退" 的规律,但由于这一地区冰川末端有表碛覆盖,一定程度上延缓了冰川的后退。 这一结论可以从冰川厚度已变得很薄得以证实;3) 气温升高对海拔相对较低的 复式山谷冰川有很大影响。复式山谷冰川在这一地区的大冰川中占有绝对优势, 其冰舌部分大都分布在山谷底部,海拔低,观测研究表明,冰舌部分消融强烈, 对气候变化十分敏感,而其体积一般占整个冰川体积的70%以上,是冰川融水径 流产生的主体。根据青冰滩72 号冰川动力学模拟研究推测,如果保持目前的升 温速率,这类冰川的冰舌会在十几年的尺度消融殆尽,导致该地区冰川径流量的 大大减少,而剩余的少量冰体,分布在高海拔处,尽管得以长期存在,但产生的 冰川融水有限;4) 冰川表碛对于冰川末端退缩起到了延缓作用,但对于减少冰 川表面消融的作用十分有限。以前的观点认为,该区冰川属于"托木尔型"冰川, 表碛分布广泛,对冰川具有很强的保护。而高分辨率遥感影像解译表明,这一地

区冰川表碛覆盖度仅占冰川面积的 14.9%, 主要分布在冰川末端。实地观测发现, 只有很少一部分表碛厚度超过 6~10 cm, 对冰川消融有较强抑制作用, 大部分表 碛的厚度都很薄, 对冰川的消融起到促进作用。以上 4 个特征表明, 托木尔峰地 区冰川正在剧烈消融, 其消融速度, 比预期快得多。

通过对比发现,青冰滩 72 号冰川末端退缩强烈,冰川的消融和运动补给要 强得多,具有海洋型冰川的某些特征,对气候的变化十分敏感。位于博格达峰南 坡的黑沟 8 号冰川末端退缩相对强烈,减薄速率与乌鲁木齐河源 1 号冰川相差不 大,稍大于位于博格达峰北坡的四工河 4 号冰川。

7.2 与天山其它监测冰川 (区域) 变化对比

已有研究显示^[29],在过去 26~44 年间,新疆所研究的 1 800 条冰川总面积缩 小了 11.7%,平均每条冰川缩小 0.243 km²,末端退缩速率 5.8 m/a。冰川在不同 区域的缩小比率为 8.8%~34.2%,单条冰川的平均缩小量为 0.092~0.415 km²,末 端平均后退量为 3.5~10.5 m/a。

其中,奎屯河流域在 1964 年包含有 167 条冰川,到 2004 年,有 11 条冰川 消失,面积损失了 15.4%,平均每条冰川缩小 0.095 km²,末端退缩速率 3.5 m/a。 位于该区的哈希勒根 51 号冰川自 1998 年开始观测以来,消融程度尽管没有乌鲁 木齐河源 1 号冰川大,但消融加速的趋势十分明显。该冰川面积由 1964 年的 1.558 km²缩小到 2004 年的 1.356 km²,缩小了 0.202 km²,或 13.0%,末端退缩率平均 为 3.9 m/a。冰川末端在 1964~2006 年间的平均退缩速率为 2 m/a,而在 1999~2006 年则达到了 5.1 m/a,增加了 1.5 倍^[266]。冰川表面运动速度也有减缓趋势,表明 厚度的减薄。考察发现,与之相邻的哈希勒根 48 号冰川,在冰川末端退缩速率 方面与哈希勒根 51 号冰川比较接近,而面积的变化相对较小,可能是由于哈希 勒根 48 号冰川面积相对较大的缘故。该冰川积累区 10 m 以下的粒雪层内,在 10 月份还存在大量的未冻结冰川融水,表明冰川冷储量低,对气候变暖的抵御 力弱,处在迅速消融中。从这两条冰川下游将军庙水文站资料看,冰川融水径流 自 20 世纪 90 年代后有显著增加。

庙儿沟-伊吾河流域共研究的 75 条冰川分属于哈尔里克山南坡和北坡,在 1972~2005 年间面积由 98.252 km² 缩小到 87.964 km²,损失了 10.5%,平均每条

冰川缩小 0.137 km²,末端退缩速率 5.0 m/a,有 4 条冰川在这一时期消失^[29]。位 于该区的庙儿沟冰帽在 1972~2005 年间,面积由 3.64 km²缩小到 3.28 km²,缩小 了 0.36 km²或 9.9%。冰帽末端最大退缩速率平均为 2.3 m/a。2005 年以来,冰帽 末端最大退缩速率平均增至为 2.7 m/a。物质平衡观测显示顶部的消融微弱。从 钻取的冰芯资料来看,冰川在最近 20~30 年消融加快。冰帽的厚度在 1981~2007 年间减薄了 0~20 m,主要发生在冰帽的中下部,顶端减薄不明显。冰川温度比 较低,在冰帽底部 60 m 处,冰川温度为-8℃^[267]。

庙儿沟地区冰川变化在新疆各区域当中相对来讲比较小,原因是该区目前保

		厚度变化		面积变化		末端变化		
冰川名称	位置	时间风	年均减薄	时间仍	年均	时间仍	年均	资料来源
		时间段	(m/a)	的凹权	(km^2/a)		(m/a)	
乌鲁木齐 河源1号 冰川	43°06'N, 86°49'E	1981~2006	0.15	1962~2006	-0.006	1962~2006	-3.8 (最大长 度)	本研究
黑沟 8 号 冰川	43°46′N, 88°23′E	1986~2009	0.57 (冰舌)	1962~2009	-0.002 (冰舌)	1962~2009	-11.0	本研究
四工河 4	43°49′N,	1062 2000	0.32 (冰舌)	1962~2006	-0.01	1962~1981 1981~2006	-6.0 -8.9	木研究
号冰川	88°21′E	1902~2009		2006~2009	-0.06	2006~2009 1959~1993	-13.3 -4.5	平 明 九
青冰滩 72 号冰川	41°45′N, 79°54′ E	1964~2008	0.22 (冰舌)	1964~2009	-0.03	1964~2009	-41.0	本研究
科其喀尔 冰川	41°49′N, 80°10′E	1981~2004	0.5~1.5 (冰舌)	_		1974~2004	-12.7	谢昌卫等 [172]
奎屯哈希 勒根 51 号 冰川	43°43'N, 84°24'E		_	_		1964~1999 1999~2000 2000~2001	-1.4 -4.8 -5.2	井哲帆等 [266]
哈密庙尔 沟冰川	43°03'N, 94°19'E	1981~2005	0.21 (海拔 4295~4357m)	1972~2005	-0.01	1977~2005	-2.3	李忠勤等 [267]

表 7-1 天山典型监测冰川近几十年变化比较

第7章 对比分析

存下来的冰川一般海拔都比较高,平均面积比较大。但是,该区水资源体系脆弱。 对冰川融水的依赖性很强。最近 20 多年的快速变化,表明冰川处在消融急剧增 强的阶段。根据哈密水文局的观测资料,在近年气温升高、降水稍有增加的背景 下,该地区无冰川融水补给的河流,如头道沟河等,出现了径流量减少的趋势, 表明降水的增加未能补偿蒸发的加剧;对于冰川融水补给较少的河流,如故乡河 等,径流量在 2000 年以前是增加的,之后出现了减少或增加减缓的趋势,而且 径流的变幅加大,洪枯季节水量悬殊,枯水季节延长,这些很可能缘于冰川调节 作用的减弱;对于冰川融水补给较大的河流,如榆树沟河等,径流量虽仍然维持 着增加趋势,但增幅已开始减小。这些径流变化过程反映了该区冰川变化对水文、 水资源的影响及这种影响的不同阶段,且以冰川水资源的减少为主要特征。

通过对比发现,近几十年天山典型监测冰川均处于迅速退缩、面积缩小、厚度减薄状态 (表 7-1)。相比之下,位于托木尔峰地区的青冰滩 72 号冰川末端退缩最为强烈,黑沟 8 号冰川末端退缩相对强烈,但减薄速率与天山典型监测冰川近几十年的变化基本保持一致,与乌鲁木齐河源 1 号冰川、科其喀尔冰川的相差不大,稍大于四工河 4 号冰川和哈密庙尔沟冰川,但均明显小于海螺沟冰川 (研究表明,1966~2009 年,海螺沟冰川消融区厚度减薄速率达 1.1 m/a^[252])。海螺沟冰川为典型的海洋型冰川,受西南季风和东南季风两大气候系统的控制,对气候变化的反应较大陆型冰川要敏感,气温的微弱降低或升高便可引起冰川的大幅前进或后退^[27]。

7.3 冰川变化差异可能原因分析

冰川变化是气候变化的必然结果,在气象要素中,气温和降水与其关系最为 紧密^[268-271]。苏宏超等根据 77 个国家气象站和水文站 1941~2000 年的观测资料, 分析总结了新疆地区的气温变化^[269]。结果表明,20 世纪 40~50 年代和 70~80 年 代初期气温呈下降趋势,60 和 80 年代中期至 90 年代呈上升趋势,尤以 80 年代 中期以后至 90 年代增率最大,多数在 0.3℃/10a。在气候变暖的背景下,新疆冰 川均呈现后退、减薄、面积缩小的变化趋势,但由于区域间气候差异,其变化特 征又不尽相同。

乌鲁木齐河源1号冰川区 (4个气象观测站/点、后峡气象站) 气温与降水在

1962~1985 年基本处在正常波动范围,1985 年以后气温呈显著上升趋势,1997 年至今平均气温增加1℃左右。同期降水也有明显增加,1986~2001 年多年平均 降水量 488 mm,较 1958~1985 年的 426 mm 高 12.7%^[179]。

天山天池气象站位于天山天池主景区大天池湖北坡 (43°53'N, 88°07'E,海 拔1943 m),是距离博格达峰黑沟8号冰川和四工河4号冰川最近的一个国家气 象站。分析该气象站的数据资料研究区域气候对冰川变化的影响。利用该气象站 1956~2007年的逐日气候资料详细分析了天山天池的气候变化特征 (图 7-1),结 果显示:近 49 年来该区平均气温呈上升趋势,增温率为 0.18℃/10a,与近几十 年来全国乃至整个天山山区的增温趋势一致,最低气温的升高对天山天池增温的 贡献最大,升幅均超过了平均气温和最高气温。Aizen 等研究显示^[272], 1940~1991 年,中亚及西天山地区气温平均升高 0.1℃/10a,增温率相对东天山较低。分析 可能主要缘于 20 世纪 80 年代后气温的快速上升。如图 7-1 所示, 1959~1980 年 气温增幅为 0.03℃/10a, 1981~2000 年为 0.45℃/10a, 到 2001~2007 年则增至达 0.63℃/10a。同时段,降水呈增多的趋势,5 年滑动平均序列倾向率为 14.11 mm/10a, 1962~1976 年和 1995~2001 年降水量偏少, 其他时段偏多。 宋文娟等根 据博格达山北麓 6 个气象站 1971-2006 年的气温和降水记录对该区近 35 年来季 及年际水热组合变化做了详细分析,博格达山北麓地区气温整体呈上升趋势,春、 夏、秋、冬四季的气温均有不同程度的增加,年均气温 2006 年比 1971 年升高了 1.58℃,而年降水量的增加趋势却不明显^[273]。



图 7-1 天池气象站 1959~2007 年年均气温 (a) 及年降水量 (b) 变化

选取阿克苏河流域库马力克河协合拉水文站 (海拔1487m) 气象数据研究 区域气候对青冰滩 72 号冰川变化的影响 (图 7-2)。结果显示,该区年均气温2000 年比 1964 年升高了 1.62℃,从线性关系看,呈现明显的增高趋势,增幅为 0.45℃/10a。而主要影响冰川变化的夏季 (6~9 月) 平均温度则升高 0.55℃/10a, 更为显著。同时段年降水也有增加趋势,平均增加率为 2.8 mm/10a。刘卫平等分 析阿克苏河流域 5 个气象站资料 (1961~2000) 发现,该流域近 40 年来气温在波 动中上升,年平均气温变化倾向率为 0.2℃/10a,增温趋势显著,20 世纪 60~70 年代、70~80 年代分别上升 0.2℃,80~90 年代上升 0.1℃^[274]。同时段年降水量也 呈现逐渐增加趋势 (10.8 mm/10a)。阿克苏河的年径流量亦呈明显增加趋势,尤 其是 20 世纪 90 年代以来,较过去 50 年 (1957~2005),年径流量增加了约 10.9%^[275]。此外,据 2008 年 8 月 72 号冰川冰面海拔 3 950 m 处自动气象站以及 距冰川末端约 1 100 m 处水文断面水文气象观测点处资料显示,72 号冰川区平均 气温 5.2℃,较同期乌鲁木齐河源 1 号冰川区要高 1.5℃^[197]。





有关奎屯河流域的研究表明,1959~2000年,该流域年均气温呈逐年上升趋势,增长率为0.4℃/10a,并且有加速趋势,年降水量的增加达到20.3 mm/10a^[276];位于天山东段哈尔里克山北坡海拔1729 m的伊吾气象站资料(1959~2001年)分析发现,2001年夏季平均气温较1959年升高0.73℃,其中1992~2001年夏季平

均气温较 1972~1992 年升高 0.42℃,年降水量增加 16.7 mm^[277]。对比发现,区 域气候特征直接影响冰川的消融强度,升温幅度较大、降水增加较少是造成青冰 滩 72 号冰川消融强烈的一个重要原因。

冰川所处位置以及末端海拔对冰川消融强度也有直接影响^[278]。青冰滩 72 号 冰川所处纬度最低,其末端海拔 (3 560 m) 与黑沟 8 号冰川 (3 380 m)、四工河 4 号冰川 (3 600 m) 和奎屯哈希勒根 51 号冰川 (3 400 m) 相差不大,较乌鲁木 齐河源 1 号冰川 (3 736 m) 和哈密庙儿沟冰川 (3 840 m) 要低。纬度、末端海拔 较低是青冰滩 72 号冰川消融相对强烈的另一个重要原因,因为通常海拔越低, 所处气温则较高,冰川消融越快。

此外,冰川类型、形态特征、运动速度、表碛覆盖等因素也对冰川消融强度 造成一定影响^[279, 280]。青冰滩 72 号冰川是一条复合型山谷冰川,形态不规则, 运动速度较快,冰舌占总长度的比重大,相当面积比重的冰川暴露于强烈消融之 中。虽然冰川末端被冰碛物所覆盖,对消融有一定抑制作用,但较厚的冰碛覆盖 区所占面积不大,且位于冰川消融最强烈的部分,表面反射率低,吸收辐射热较 多,加之冰面起伏不平,冰碛覆盖不均匀,从而使冰碛覆盖的冰面仍表现出消融 强烈的特点,这一结论可以从第6章研究结果冰川厚度已变得很薄得以证实。黑 沟 8 号冰川与青冰滩 72 号冰川类似,同样具有绵长的冰舌,消融较为强烈。而 乌鲁木齐河源 1 号冰川和四工河 4 号冰川均为典型的山谷冰川,奎屯哈希勒根 51 号冰川和哈密庙儿沟冰川分别为冰斗冰川和冰帽,运动速度较慢,相对稳定。

冰川消融特性差异是多种因素共同作用的结果,除以上几点,与冰川动力作 用也是密不可分的。要开展更为深入的对比分析研究还需大量数据支持,比如物 质平衡、运动速度、冰川温度等。然而本研究所涉及到的冰川除乌鲁木齐河源1 号冰川之外,其它的观测时间有限,分析工作受到很大限制,未来还有待进一步 研究和探讨。

第8章 结论与展望

Chapter 8 Conclusions and outlook

8.1 主要结论

天山山脉横亘于亚洲内陆腹地,包括冰川 15 953 条,冰川面积 15 416 km², 是世界上山岳冰川分布最多的山系之一,然而,在全球气候变暖背景下,天山冰 川普遍呈现加速消融趋势,影响着水资源的时空演化和利用;由气候变化引发的 冰川水资源变化主要是由冰川储量的变化造成的,而目前,冰川变化的多数研究 集中在面积、长度方面,冰川厚度、储量变化方面研究甚少;冰川厚度是冰川动 力学模拟的必备参数,冰储量是评价冰川水资源及其变化的指标;研究冰储量变 化来反映物质积累或亏损,是一种估算缺少长期观测冰川物质平衡的有效方法。 鉴于此,本研究在 GPR-3S 技术的支持下,基于雷达测厚数据、不同时期的高分 辨率遥感影像、地形图及观测数据,对天山不同地区典型冰川开展冰川厚度及储 量变化分析,以期为流域水资源评估提供重要参考,为我国西部经济可持续发展 政策的制定提供科学依据。通过本研究,主要得出如下几方面结论:

 基于天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测厚、冰川测图等多年实测资料计 算出了该冰川 1962 年、1981 年、1986 年、2001 年和 2006 年的储量分别为 10
 736.7×10⁴ m³、10 296.2×10⁴ m³、9 989.4×10⁴ m³、8 797.9×10⁴ m³ 和 8 115.0×10⁴ m³。

研究恢复了1号冰川底部基岩地形,并获得了1962~2006年的冰川厚度变化, 结果表明,1962~2006年冰川整体处于减薄状态,减薄幅度下部远高于上部。44 年间1号冰川面积、长度、厚度及储量均呈现减小趋势,相对于1962年,冰川 面积缩小14.0%,长度缩短7.6%,平均厚度减薄12.1%,储量减少24.4%。1号 冰川储量亏损2621.7×10⁴m³,即1号冰川的消融对河川径流补给量可达2 359.5×10⁴m³。1981年之前,冰川面积和长度的减小是造成冰储量减少的主要原 因;1981~2001年,厚度、面积、长度的减小共同造成冰储量的减少,面积的减 小仍是主导因素;2001年以后,冰川厚度的减小成为冰储量减少的主要因素。 分析表明,1号冰川储量的加速减少可能与该区气温升高、冰川表面反照率降低 有直接关系。

冰储量变化与冰川厚度、面积和长度变化之间在不同时期存在不同的比率关 系,与冰川形态等因素有很大关系。若使用某一时段的比率关系来估算另一时段 储量的变化,会产生较大误差。

2) 博格达峰南坡黑沟 8 号冰川冰舌厚度集中分布在 0~178 m之间,平均厚度 58.7 m,冰储量为 115.1×10⁶ m³,折合水当量 103.5×10⁶ m³。1986~2009 年, 黑沟 8 号冰川冰舌平均减薄 13±6 m,年均减薄约 0.57±0.26 m,由此造成的冰量 亏损达 25.5±11.8×10⁶ m³,即黑沟 8 号冰川消融对河川径流的补给至少为 22.9±10.6×10⁶ m³。

博格达峰北坡四工河 4 号冰川, 1962~2009 年间冰舌整体处于减薄状态,平均减薄 15±8 m,年均减薄 0.32±0.17 m,冰储量亏损达 14.0±8.0×10⁶ m³。随海拔变化,冰川表面高程变化特征存在显著差异,海拔较低区域冰面高程变化最为强烈。该冰川快速减薄的同时,末端急剧退缩,面积不断减少, 1962~2009 年共退缩 376 m,退缩速率为 8.0 m/a,冰川面积减少 0.53 km²,占 1962 年 15.8%的冰川已经完全消失。

3) 2008 年,托木尔峰青冰滩 72 号冰川冰舌厚度介于 0~148 m 之间,冰储量 55.9×10⁶ m³,折合水当量 50.3×10⁶ m³。雷达探测不仅可以获取到清晰的雷达图 像来分析冰川槽谷形态特征,而且可以获得高精度冰川厚度数据,为冰储量准确 计算及冰下地形恢复提供可靠数据支持。通过不同时期研究资料的对比,结果显 示,72 号冰川急剧退缩、面积不断缩小、厚度迅速减薄、冰储量大量亏损。 1964~2009 年,冰川后退 1 852 m,年均退缩 41.1 m,由此造成面积减少约 1.53 km²,年均减少 0.03 km²;1964~2008 年,冰舌平均减薄 9.59±6 m,年均减薄约 0.22±0.14 m,由此至少造成冰储量亏损 14.1±8.8×10⁶ m³,即 72 号冰川消融对河 川径流的补给至少为 12.7±7.9×10⁶ m³。青冰滩 72 号冰川对区域冰川的变化情况 具有一定代表性,标志着托木尔峰地区的冰川正处于物质严重亏损的状态,直接 影响到流域水资源状况。

4) 天山典型监测冰川近几十年变化作以比较。研究表明,相比之下,青冰 滩 72 号冰川末端退缩强烈,冰川的消融和运动补给要强得多,具有海洋型冰川 的某些特征,对气候的变化十分敏感。黑沟 8 号冰川末端退缩亦相对强烈,减薄 速率与天山典型监测冰川近几十年的变化基本保持一致,与乌鲁木齐河源 1 号冰

川、科其喀尔冰川相差不大,稍大于四工河4号冰川和哈密庙尔沟冰川。这种差 异与区域间 (冰川区) 气候差异、冰川所处位置、末端海拔、冰川类型、形态特 征、运动速度、表碛覆盖等因素有直接关系。

5) 本研究将 GPR 与 3S 技术 (GPS、RS 和 GIS) 综合运用在冰川学领域, 提供了一种新的解决问题的方法。GPR 是一种获取信息和进行数据采集更新的 重要手段; GPS 可以准确获取空间三维位置信息; RS 是获取地球空间数据及其 动态变化资料的主要技术手段; GIS 则具有强大地理空间信息处理优势。将这四 种技术有机结合,有效解决了数据获取,定位,空间分析等一系列问题,在空间 信息技术日益发展的今天,具有十分可观的应用前景。

8.2 展望

本研究主要以天山3个不同地区的4条典型冰川——天山乌鲁木齐河流域的 乌鲁木齐河源1号冰川、博格达峰地区的黑沟8号冰川和四工河4号冰川、托木 尔峰地区的青冰滩72号冰川为研究对象,基于雷达测厚数据、不同时期的遥感 影像、地形图及观测数据,在 GPR-3S 技术支持下开展冰川厚度以及冰储量变化 分析研究。但由于时间和水平的限制,在深入解释其机理方面还远远不足,未来 还有待进一步的研究:

1) 增加监测冰川、加强冰川观测

目前采用遥感方法对于冰川物质平衡、厚度、运动速度等方面研究有限,所 以有必要在各个区域选择相应的代表性冰川进行补充观测。本研究选取了天山3 个不同区域的4条冰川开展工作,但是中国境内天山山脉长达1700km,发育冰 川9081条,仅仅以4条冰川的变化特征来代表整个天山山脉的冰川变化特征还 远远不够,因此需要增加更多的监测冰川来开展进一步研究。同时,对于区域冰 川的研究可以使用卫星遥感和实地考察相结合的方法,以扩大研究范围。

2) 开展与西天山冰川变化的对比

本研究仅对我国境内天山即东天山的冰川变化特征进行了比较,而没有牵涉 到西天山的冰川变化,而国际上对西天山的冰川研究内容比较丰富了,下一步考 虑将研究范围扩展到整个天山山脉,将东、西天山的研究结果进行对比从而整体 把握天山整个地区冰川厚度分布及其变化特征,并且定量研究各种参数变化的内 在机理和相互关系,总结出变化的普遍规律和成因。

3) 定量化研究冰川对气候变化的响应及其对水资源的影响

本研究主要针对单条冰川开展了冰川厚度、储量及其变化特征分析,并讨论 气候变化的影响,但只是停留在定性方面,下一步需要逐步细化工作项目,引入 新的分析方法进行量化分析,考虑利用冰川动力学模式从机理上模拟不同形态参 量对气候变化的响应过程,探求各参量之间的关联,更深层次挖掘数据信息。此 外,本研究基于雷达测厚等数据开展了冰储量计算及其变化分析,但是未能定量 的和水资源变化相联系,下一步考虑引入水文模式,定量的研究冰川变化对水资 源的影响。

4) 天山冰川储量估算经验公式修正

将 GPS、RS 和 GIS 技术引入到 GPR 探测的整个工作过程中,有利于解决空 间信息获取、表达、管理、分析等方面的问题,为冰川学研究提供了一种有效的 分析方法,使研究精度以及工作效率得到了大幅度的提高。与经验公式法相比, 基于雷达测厚数据分析冰川厚度分布、计算冰储量精度更高,更具科学性和合理 性。但在估算流域冰川储量时受到一定限制。因此,应考虑在天山选择更多不同 类型、形态、面积大小的冰川开展测厚工作,一方面以积累更多的冰川厚度数据, 为冰川厚度模拟、冰储量估算、冰川动力学模型等研究提供可靠的输入参数;另 一方面用以修正经验公式,以便更为准确的估算冰川储量,为评估冰川水资源提 供必要前提条件,为冰川融水补给河流流域的国民经济建设服务。

参考文献 (References)

- [1] 秦大河. 中国西部环境演变评估 (综合卷) [M]. 北京: 科学出版社. 2002.
- [2] 谢自楚, 刘潮海. 冰川学导论[M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2010.
- [3] 施雅风. 中国冰川与环境[M]. 北京: 科学出版社, 2000.
- [4] 施雅风, 黄茂桓, 姚檀栋, 等. 中国冰川与环境——现在、过去和未来[M]. 北京: 科学出版社, 2000.
- [5] 刘潮海,康尔泗,刘时银.西北干旱区冰川变化及其径流效应研究[J].中国
 科学:D 辑, 1999, 29(1): 55-62.
- [6] Schoner W, Auer I, Bohm R. Climate variability and glacier reaction in the Austrian eastern Alps [J]. Annals of Glaciology, 2000, 31(1): 31–38.
- [7] Cabanes C, Cazenave A, Le Provost C. Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations [J]. Science, 2001, 294(5543): 840.
- [8] 施雅风. 2050 年前气候变暖冰川萎缩对水资源影响情景预估[J]. 冰川冻土, 2001, 23(4): 333-341.
- [9] Arendt A, Echelmeyer K, Harrison W, et al. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level [J]. Science, 2002, 297(5580): 382.
- [10] 康尔泗,程国栋,董增川.中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流[M].北京:科学出版社,2002.
- [11] Gregory J M, Huybrechts P, Raper S C B. Climatology: Threatened loss of the Greenland ice-sheet [J]. Nature, 2004, 428(6983): 616.
- [12] Gregory J M, Oerlemans J. Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes [J]. Nature, 1998, 391(6666): 474–476.
- [13] Miller L, Douglas B C. Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise [J]. Nature, 2004, 428(6981): 406–409.
- [14] 姚檀栋, 刘时银, 蒲健辰, 等. 高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的 影响[J]. 中国科学(D 辑), 2004, 34(6): 535–543.
- [15] Alley R B, Clark P U, Huybrechts P, et al. Ice-sheet and sea-level changes [J]. Science, 2005, 310(5747): 456.

- [16] Church J A, White N J. A 20th century acceleration in global sea-level rise [J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(1): L01602.
- [17] Kaser G, Cogley J G, Dyurgerov M B, et al. Mass balance of glaciers and ice caps: consensus estimates for 1961–2004 [J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33: L19501, doi: 10.1029/2006GL027511.
- [18] Li B L, Zhu A X, Zhang Y C, et al. Glacier change over the past four decades in the middle Chinese Tien Shan [J]. Journal of Glaciology, 2006, 52(178): 425–432.
- [19] Aizen V B, Kuzmichenok V A, Surazakov A B, et al. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data [J]. Global and Planetary Change, 2007, 56: 328–340.
- [20] Bolch T. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data [J]. Global and Planetary Change, 2007, 56(1-2): 1–12.
- [21] Haeberli W, Frauenfelder R, Hoelzle M, et al. On rates and acceleration trends of global glacier mass changes [J]. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 1999, 81(4): 585–591.
- [22] Haeberli W, Hoelzle M, Paul F, et al. Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps [J]. Annals of Glaciology, 2007, 46(1): 150–160.
- [23] Paul F, Kääb A, Haeberli W. Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: consequences for future monitoring strategies [J]. Global and Planetary Change, 2007, 56(1-2): 111–122.
- [24] WGMS. Global glacier changes: facts and figures [M]. UNEP, World Glacier Monitoring Service, Zürich. 2008.
- [25] Koch J, Mennounos B, Clague J J. Glacier change in Garibaldi Provincial Park, southern Coast Mountains, British Columbia, since the Little Ice Age [J]. Global and Planetary Change, 2009, 66: 161–178.
- [26] Kutuzov S, Shahgedanova M. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatoo, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century [J]. Global and Planetary Change, 2009, 69(1-2): 59–70.
- [27] 李宗省, 何元庆, 王世金, 等. 1900-2007 年横断山区部分海洋型冰川变化[J].

地理学报, 2009, 64(11): 1319-1330.

- [28] Zemp M, Hoelzle M, Haeberli W. Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network [J]. Annals of Glaciology, 2009, 50(50): 101–111.
- [29] 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.
- [30] Narama C, Käab A, Duishonakunov M, et al. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data [J]. Global and Planetary Change, 2010, 71(1-2): 42–54.
- [31] 胡汝骥. 中国天山自然地理[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 2004.
- [32] 刘潮海, 施雅风, 王宗太, 等. 中国冰川资源及其分布特征—中国冰川目录 编制完成[J]. 冰川冻土, 2000, 22(2): 106–112.
- [33] 中国科学院兰州冰川冻土研究所. 中国冰川目录(III)-天山山区(东部散流内 流区)[M]. 北京: 科学出版社, 1986.
- [34] 中国科学院兰州冰川冻土研究所. 中国冰川目录(III)-天山山区(伊犁河流域区)[M]. 北京: 科学出版社, 1986.
- [35] 中国科学院兰州冰川冻土研究所. 中国冰川目录(III)-天山山区(西南部塔里 木内流区)[M]. 北京: 科学出版社, 1986.
- [36] 中国科学院兰州冰川冻土研究所. 中国冰川目录(III)-天山山区(西北部准葛 尔内流区)[M]. 北京: 科学出版社, 1986.
- [37] IPCC. Climate Change: Impacts, Adaptation, and Vulnerability [C]. Summary for Policymakers. Report of Working Group II of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, 2007.
- [38] Narod B B and Clarke G K C. Miniature high-power impulse transmitter for radio-echo sounding [J]. Journal of Glaciology, 1994, 40: 190–194.
- [39] Murray T, Gooch D L and Stuart G W. Structures within the surge front at Bakaninbreen, Svalbard using ground penetrating radar [J]. Annals of Glaciology, 1997, 24: 122–129.
- [40] Binder D, Brückl E, Roch K H, et al. Determination of total ice volume and ice-thickness distribution of two glaciers in the Hohen Tauern region, Eastern Alps, from GPR data [J]. Annals of Glaciology, 2009, 50(51): 71–79.

- [41] Fischer A. Calculation of glacier volume from sparse ice-thickness data applied to Schaufelferner, Austrlia [J]. Journal of Glaciology, 2009, 55(191): 453–460.
- [42] 张祥松, 朱国才, 钱嵩林, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测厚[J]. 冰川冻土, 1985, 7(2): 153–162.
- [43] 孙波,何茂兵,张鹏,等. 天山 1 号冰川厚度和冰下地形探测与冰储量分析[J]. 极地研究, 2003, 15(1): 35-44.
- [44] 马凌龙,田立德,杨威,等.青藏高原南部羊八井古仁河口冰川 GPR 测厚及 冰川体积估算[J].冰川冻土,2008,30(5):783-788.
- [45] 王宁练, 蒲健辰. 祁连山八一冰川雷达测厚与冰储量分析[J]. 冰川冻土, 2009, 31(3): 431-435.
- [46] 武震, 刘时银, 张世强. 祁连山老虎沟 12 号冰川冰下形态特征分析[J]. 地 球科学进展, 2009, 24(10): 1049–1158.
- [47] 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. 自然资源学报, 2011, 26(7): 1189–1198.
- [48] 吴利华. 新疆天山典型冰川度日物质平衡模拟和雷达测厚研究[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2011.
- [49] 吴利华, 李忠勤, 王璞玉, 等. 天山博格达峰地区四工河 4 号冰川雷达测厚 与冰储量估算[J]. 冰川冻土, 2011, 33(2): 276–282.
- [50] 王宗太, 刘潮海, 尤根祥, 等. 中国冰川目录 I (祁连山区)[M]. 甘肃: 中国 科学院兰州冰川冻土研究所, 1981.
- [51] Liu S Y, Sun W X, Shen Y P, et al. Glacier changes since the Little Ice Age maximum in the western Qilian Shan, Northwest China, and consequences of glacier runoff for water supply [J]. Journal of Glaciology, 2003, 49(164): 117–124.
- [52] 施雅风. 简明中国冰川目录[M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2005.
- [53] Sensors & Software Inc. Pulse EKKO PRO User's Guide [M]. Mississauga, Sensors & Software Inc, 2006.
- [54] 邓晓峰, 王存年. 天山博格达峰地区冰碛物和冰缘沉积物的砾石组构特征[J]. 冰川冻土, 1983, 5(3): 217–226.
- [55] 邓养鑫, 邓晓峰. 天山博格达峰地区现代冰缘地貌特征[J]. 冰川冻土, 1983, 5(3): 179–190.

- [56] 渡边兴亚, 上田丰, 张文敬. 天山博格达北坡冰川结构观测[J]. 冰川冻土, 1983, 5(3): 71-82.
- [57] 伍光和, 上田丰, 仇家琪. 天山博格达山脉的自然地理特征及冰川发育的气候条件[J]. 冰川冻土, 1983, 5(3): 5–16.
- [58] 伍光和, 张顺英, 王仲祥. 天山博格达峰现代冰川的进退变化[J]. 冰川冻土, 1983, 5(3): 143-152.
- [59] 谢自楚, 伍光和, 王仲祥, 等. 天山博格达峰北坡冰川的成冰作用[J]. 冰川 冻土, 1983, 5(3): 37-45.
- [60] 张文敬, 谢自楚. 天山博格达峰北坡现代冰川积累和消融特征及物质平衡的估算[J]. 冰川冻土, 1983, 5(3): 59–70.
- [61] 中国科学院登山科学考察队. 天山托木尔峰地区的冰川与气象[M]. 乌鲁木 齐: 新疆人民出版社, 1985.
- [62] 方广有, 张忠治. 浅层地下目标探测雷达发射信号形状研究[J]. 现代雷达, 1994, 3: 74–79.
- [63] 方广有, 张忠治, 汪文秉. FDTD 法分析无载频脉冲探地雷达特性[J]. 电子 学报, 1999, 27(3): 74–78.
- [64] 陈文超,师振盛,汪文秉,等.小波变换在去除探地雷达信号直达波的应用[J].电波科学学报,2000,15(3):352-357.
- [65] 张安学, 蒋延生, 汪文秉, 等. 探地雷达扫频三维成像方法[J]. 电波科学学报, 2000, 15(3): 313-316.
- [66] 张安学, 蒋延生, 汪文秉. 探地雷达交叉测线目标搜索和成像方法的研究[J]. 电波科学学报, 2002, 17(1): 59-63.
- [67] 王群, 何云龙, 王春和, 等. 基于神经网络的探地雷达探雷研究[J]. 电波科 学学报, 2001, 16(3): 398-403.
- [68] 李太全, 田茂, 徐继生. 复镜像法分析探地雷达天线阻抗特性[J]. 电波科学 学报, 2003, 18(4): 423-427.
- [69] 施京, 陈淑珍, 邹炼, 等. 时频方法在分析相控阵探地雷达正演数据中的应用[J]. 武汉大学学报(理学版), 2003, 49(5): 645–648.
- [70] 胡丽莉, 彭薇, 赵茂泰. 基于 EZ-USB 的探地雷达采集系统的设计与实现[J]. 中国仪器仪表, 2004, 7: 4–7.

- [71] 孔令讲,周正欧. 浅地层步进变频探地雷达合成孔径算法研究[J]. 系统工程 与电子技术, 2004, 26(5): 581-582.
- [72] 王正成, 白雪冰. 浅谈探地雷达在铁道建筑检测中的应用[J]. 铁道建筑, 2004, 5: 63-65.
- [73] 赵勇, 田茂, 杨玉峰. 基于 UBS 的探地雷达数据传输系统[J]. 电子技术, 2004, 3: 51-54.
- [74] 赵云峰,陈淑珍,肖柏勋.相控阵探地雷达数据的叠加速度分析[J].武汉大 学学报(理学版),2004,50(1):223-226.
- [75] 周维, 王赤, 田茂, 等. 基于等效时间采样的探地雷达回波信号采样方法研究[J]. 雷达科学与技术, 2004, 2(1): 43-47.
- [76] 薛建, 贾建秀, 黄航, 等. 应用探地雷达探测活动断层[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2008, 38(2): 347–350.
- [77] 董航, 刘四新, 王春晖, 等. 探地雷达测量近地表含水量的研究[J]. 吉林大 学学报:地球科学版, 2009, 39(1): 163–167.
- [78] 隋景峰. 隧道衬砌质量检测新技术[J]. 工程勘察, 1998, 2:65-67.
- [79] 刘敦文, 黄仁东. 应用探地雷达技术检测衬砌质量[J]. 物探与化探, 2001, 25(6): 469-473.
- [80] 赵竹占, 洪永星, 童献平, 等. 探地雷达在嵊泗外海防浪堤工程质量检测中的应用[J]. 工程勘察, 1997, 1: 70–72.
- [81] 李梁, 兰樟松. 探地雷达在大口径基桩无损检测中的应用[J]. 物探与化探, 2000, 24(6): 474-476.
- [82] 刘传孝,杨永杰,蒋金泉. 煤厚探测新方法——探地雷达技术[J]. 山西煤炭, 1998, 18(2): 23–25.
- [83] 牛一雄, 苑守成, 武建章. 地质雷达在公路建设中的应用[J]. 物探与化探, 1996, 20(2): 116-123.
- [84] 沈飚, 石庆华, 孙忠良. 道路铺砌层中探地雷达波传播的正演模拟及应用[J]. 石油地球物理勘探, 1997, S1: 135–140.
- [85] 王传雷, 祁明松. 地下岩溶的地质雷达探测[J]. 地质与勘探, 1994, 30(2): 58-60.
- [86] 李玮, 梁晓园. 对地质雷达探测岩溶的方法和实例的探讨[J]. 勘察科学技术,

1998, 2: 61–64.

- [87] 胡晓光. 探地雷达在工程地质勘察中查寻土洞的应用效果[J]. 物探与化探, 1994, 18(6): 473-476.
- [88] 刘红军, 贾永刚. 探地雷达在大面积场区岩土工程勘察中应用[J]. 工程勘察, 1999, 2: 69–71.
- [89] 宋雷, 黄家会. 钻孔地质雷达工作原理及应用[J]. 物探与化探, 1999, 24(6): 454-458.
- [90] 李德仁. 地理空间信息学的机遇[J]. 武汉大学学报: 信息科学版, 2005, 29(9): 753-756.
- [91] 王权. 全球定位系统(GPS)定位原理及应用[J]. 中国计算机用户, 1996, 7: 5-8.
- [92] 刘大杰, 施一民, 过静珑. 全球定位系统(GPS)的原理与数据处理[M]. 上海: 同济大学出版社, 2001.
- [93] 刘美生. 全球定位系统及其应用综述(二)—GPS[J]. 中国测试技术, 2006, 6: 5-11.
- [94] 刘美生. 全球定位系统及其应用综述(三)—GPS 的应用[J]. 中国测试技术, 2007, 33 (1): 5–11.
- [95] 李庆龙, 肖嘉辰. RTK GPS 技术的应用及管理. 信息技术. 2007, 6: 50-54.
- [96] 李永颐, 李斌山, 陆成. 遥感地质学[M]. 重庆: 重庆大学出版社, 1990.
- [97] 梅安新, 秦起明, 刘慧平. 遥感导论[M]. 北京:高等教育出版社, 2001.
- [98] 朱述龙,朱宝珊,王红卫. 遥感图像处理与应用[M]. 北京:科学出版社, 2006.
- [99] Paul F. Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM[J]. EARSel Proceedings, 2000, 1: 239–245.
- [100] Bolch T, Buchroithner M, Pieczonka T, et al. Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data [J]. Journal of Glaciology, 2008, 54(187): 592–600.
- [101] Bolch T, Menounos B, Wheate R. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985-2005 [J]. Remote sensing of Environment, 2010, 114(1): 127–137.
- [102] Narama C, Shimamura Y, Nakayama D, et al. Recent changes of glacier coverage in the western Terskey-Alatoo range, Kyrgyz Republic, using

Corona and Landsat [J]. Annals of Glaciology, 2006, 43(1):223–229.

- [103] Bolch T, Kamp U. Glacier mapping in high mountains using DEMs, Landsat and ASTER data [J]. Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung, 2006, 41: 37–48.
- [104] Paul F, Andreassen L. A new glacier inventory for the Svartisen region, Norway, from Landsat ETM+ data: challenges and change assessment [J]. Journal of Glaciology, 2009, 55(192): 607–618.
- [105] Kääb A, Huggel C, Guex S, et al. Glacier hazard assessment in mountains using satellite optical data [J]. EARSeLe Proceedings, 2005, 4(1): 79–93.
- [106] Huggel C, Kääb A, Salzmann N. Evaluation of QuickBird and IKONOS imagery for assessment of high-mountain hazards [J]. EARSeLe Proceedings, 2006, 5(1): 51–62.
- [107] Moussavi M, Zoej M, Vaziri F, et al. A new glacier inventory of Iran [J]. Annals of Glaciology, 2010, 50(53): 93–103.
- [108] 郭达志. 地理信息系统原理与应用[M]. 江苏: 中国矿业大学出版社, 2002.
- [109] 吴信才. 地理信息系统原理与方法[M]. 北京: 电子工业出版社, 2002.
- [110] 刘明德, 林杰斌. 地理信息系统 GIS 理论与实务[M]. 北京: 清华大学出版, 2006.
- [111] 刘祖文. 3S 原理与应用[M]. 北京: 中国建筑工业出版社, 2006.
- [112] 徐强. "3S"技术在青藏高原冰川测绘中的应用研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2008.
- [113] Stern W. Uber Grundlagen, Methodik und bisherige Ergebnisse elektrodynamischer Dickenmessung von Gletschereis [J]. Z. Gletscherkunde, 1930, 15: 24–42.
- [114] Bailey J T, Evans S, Robin G De Q. Radio echo sounding of polar ice sheets [J]. Nature, 1964, 204: 420–421.
- [115] Bogorodsky V V, Bentley C R, Gudmandsen P E. Radioglaciology [M]. Holland: Dortrecht, 1985.
- [116] 何茂兵, 孙波, 杨亚新, 等. 天山乌鲁木齐河源一号冰川探地雷达测厚及 其数据分析[J]. 东华理工学院学报, 2004, 27(3): 235–339.
- [117] 何茂兵,杨亚新,陈越,等. 浅谈探地雷达在冰川研究中的应用[J]. 华东地 质学院学报, 2003, 26(1): 48–51.

- [118] Krimmel R M. Gravimetric ice thickness determination, South Cascade Glacier, Washington [J]. Northwest Science, 1970, 44(3): 147–153.
- [119] 苏珍. "七一"冰川厚度的测定及重力法测量冰川厚度的几个问题[M]. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊 (第5号). 北京:科学出版社, 1985.
- [120] Siegert M J. On the origin, nature and uses of Antarctic ice sheet radio-echo layering [J]. Progress in Physical Geography, 1999, 23: 78–98.
- [121] Moore J C, Pälli A, Ludwig F, et al. High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground penetrating radar [J]. Journal of Glaciology, 1999, 45(151): 524–532.
- [122] Moorman B J, et al. The application of ground-penetrating radar to the study of glacial hydrology [J]. GPR'98: Seventh International Conference on Ground-Penetrating Radar [C]. The University of Kansas, Lawrence, Kanasas, USA. 1998.
- [123] Kojima K. Densification of sensonal snow cover [C]. International Conference on Low Temperature Science, vol. 1(2). Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University Sapporo, Japan, 1967, 929–952.
- [124] Liston G E, Sturm M. A snow-transport model for complex terrain [J]. Journal of Glaciology, 1995, 44: 498–516.
- [125] Denoth A, Foglar F, Weiland P, et al. A comparative study of instruments for measuring the liquid water content of snow [J]. Journal of Applied Physics, 1984, 56: 2154–2160.
- [126] Annan A P, Cosway S W, Sigurdsson T. GPR for snow water content [C]. Fifth International Conference on GPR. Waterloo Centre for Groundwater Research, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada, 1994, 465–475.
- [127] Arons E M, Colbeck S C, Gray J M N T. Depth-hoar growth rates near a rocky outcrop [J]. Journal of Glaciology, 1998, 44: 477–484.
- [128] Hamran S E, Erlingsson E, Gjessing B, et al. Estimation of relative water content in a sub-polar glacier using surface-penetration radar [J]. Journal of Glaciology, 1996, 42(142): 533–537.
- [129] Drewry D J, Jordan S R, Jankowski E. Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics[J]. Annals of Glaciology, 1982, 3: 83–91.
- [130] Doake C S M. Ice-shelf densities from comparison of radio echo and seismic

soundings [J]. Annals of Glaciology, 1984, 5: 47–50.

- [131] Birkeland K W, Hansenm K J, Brown R L. The spatial variability of snow resistance on potential avalanche slope [J]. Journal of Glaciology, 1995, 41: 183–190.
- [132] Nobes D C. The directional dependence of the ground penetrating radar response on the accumulation zones of temperate Alpine glaciers [J]. First Break, 1999, 17(7): 249–259.
- [133] 施雅风. 冰川学开拓与气候环境变化研究的回顾. 冰川冻土. 2004, 26(1): 66-72.
- [134] Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. The international Panel for Climate Change (IPCC) 2001: The Scientific Basis [M]. Cambridge, UK, New York: Cambridge University Press, 2001. 881.
- [135] Velicogna I, Wahr J. Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004 [J]. Nature, 2006, 443(7109): 329–331.
- [136] Wu Y H, Zhu L P. The response of lake-glacier variations to climate change in Nam Co Catchment, central Tibetan Plateau, during 1970-2000 [J]. Journal of Geographical Sciences, 2008, 18(2): 177–189.
- [137] Kargel J, Abrams M, Bishop M, et al. Multispectral imaging contributions to global land ice measurements from space [J]. Remote Sensing of Environment, 2005, 99(1-2): 187–219.
- [138] Kieffer H, et al. New eyes in the sky measure glaciers and ice sheet, EOS Trans[M]. AGU, 2000, 81(24): 265, 270, 271.
- [139] Kääb A, Paul F, Maisch M, et al, The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: First result II [J]. Annals of Glaciology, 2002, 34: 362–366.
- [140] 黄汲清. 中国的冰川[J]. 冰川冻土, 1984, 6(1): 85-93.
- [141] 崔之久. 贡嘎山现代冰川的初步观察[J]. 地理学报, 1958, 24(3): 318-338.
- [142] 许世远. 中国天山现代冰川作用研究[J]. 地理学报, 1963, 29(4).
- [143] 宋明琨. 横断山冰川考察[J]. 冰川冻土, 1985, 1: 98.
- [144] 曹梅盛, 李新, 陈贤章, 等. 冰冻圈遥感[M]. 北京: 科学出版社, 2006.
- [145] Müller F, Caflisch T, Müller G. Instructions for the compilation and assemblage of data for a world glacier inventory [C]. Zürich, IAHS (ICSI) /UNEP/UNESCO. Temporary Technical Secretariat for the World Glacier Inventory. Swiss Federal Institute of Technology (ETH), 1977.

- [146] 米德生, 罗祥瑞. 利用陆地卫星象片量测冰川变化[J]. 冰川冻土, 1983, 5(1): 71-78.
- [147] 刘时银, 丁永健, 张勇, 等. 塔里木河流域冰川变化及其对水资源影响[J]. 地理学报, 2006, 61(5): 482–490.
- [148] Ye Q, Kang S, Chen F, et al. Monitoring glacier variations on Geladandong mountain, central Tibetan Plateau, from 1969 to 2002 using remote-sensing and GIS technologies [J]. Journal of Glaciology, 2006, 52(179): 537–545.
- [149] Ye Q, Yao T, Kang S, et al. Glacier variations in the Naimona'nyi region, western Himalaya, in the last three decades [J]. Annals of Glaciology, 2006, 43: 385–389.
- [150] Ye Q, Zhu L, Zheng H, et al. Glacier and lake variations in the Yamzhog Yumco basin, southern Tibetan Plateau, from 1980 to 2000 using remote-sensing and GIS technologies [J]. Journal of Glaciology, 2007, 53(183): 673–676.
- [151] 蓝永超, 沈永平, 吴素芬等. 近 50 年来新疆天山南北坡典型流域冰川与冰 川水资源的变化[J]. 干旱区资源与环境, 2007, 21(11): 1–8.
- [152] Andreassen L M, Paul F, Kääb A, et al. Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s [J]. The Cryosphere, 2008, 2(2): 131–145.
- [153] Cogley J. A more complete version of the World Glacier Inventory [J]. Annals of Glaciology, 2010, 50(53): 32–38.
- [154] Paul F, Svoboda F. A new glacier inventory on southern Baffin Island, Canada, from ASTER data: II. Data analysis, glacier change and applications [J]. Annals of Glaciology, 2010, 50(53): 22–31.
- [155] 陈建明, 刘潮海, 金明燮. 重复航空摄影测量方法在乌鲁木齐河流域冰川 变化监测中的应用[J]. 冰川冻土, 1996, 18(4): 331–336.
- [156] 上官冬辉, 刘时银, 丁永建, 等. 玉龙喀什河源区 32 年来冰川变化遥感监测[J]. 地理学报, 2004, 59(6): 855-862.
- [157] 刘时银, 沈永平, 孙文新, 等. 祁连山西段小冰期以来的冰川变化研究[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 227-233.
- [158] 刘时银, 上官冬辉, 丁永建, 等. 20 世纪初以来青藏高原东南部岗日嘎布 山的冰川变化[J]. 冰川冻土, 2005, 27(1): 55-63.
- [159] 杨建平, 丁永建, 刘时银, 等. 长江黄河源区冰川变化及其对河川径流的 影响[J]. 自然资源学报, 2003, 18(5): 595-602.
- [160] 鲁安新,姚檀栋,刘时银,等. 青藏高原各拉丹冬地区冰川变化的遥感监测[J]. 冰川冻土, 2002, 24(5): 559–562.
- [161] 叶庆华, 陈锋, 姚檀栋, 等. 近 30 年来喜马拉雅山脉西段纳木那尼峰地区 冰川变化的遥感监测研究[J]. 冰川冻土, 2007, 11(4): 511–520.
- [162] 晋锐, 车涛, 李新, 等. 基于遥感和 GIS 的西藏朋曲流域冰川变化研究[J]. 冰川冻土, 2004, 26(3): 261–266.
- [163] 李江风, 等. 新疆气候[M]. 北京: 气象出版社, 1991.
- [164] 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.
- [165] 刘波. 1960~2005 年新疆气候变化的基本特征[J]. 气候与环境研究, 2009, 14(4): 414-426.
- [166] 刘潮海. 中亚天山冰川资源及其分布特征[J]. 冰川冻土, 1995, 17(3): 193-203.
- [167] 刘潮海, 丁良福. 中国天山冰川资源及其分布特征[J]. 冰川冻土, 1987, 9(2): 99-107.
- [168] 王淑红,谢自楚,李巧媛. 近期东西天山冰川变化的对比研究[J]. 冰川冻 土,2008,30(6):946-953.
- [169] 李忠勤, 韩添丁, 井哲帆, 等. 乌鲁木齐河源区气候变化和1号冰川40a观测事实[J]. 冰川冻土, 2003, 25(2): 117–123.
- [170] Ye B, Yang D, Jiao K, et al. The Urumqi River source Urumqi glacier No.1, Tianshan, China: Changes over the past 45 years [J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32: L21504.
- [171] 李慧林, 李忠勤, 秦大河. 冰川动力学模式基本原理和参数观测指南[M].北京: 气象出版社, 2009, 1–56.
- [172] 谢昌卫, 丁永建, 刘时银, 等. 近 30a 来托木尔峰南麓科其喀尔冰川冰舌区 变化[J]. 冰川冻土, 2006, 28(5): 672–277.
- [173] Wang Y, Hou S, Liu Y. Glacier changes in the Karlik Shan, eastern Tien Shan, during 1971/72-2001/02 [J]. Annals of Glaciology, 2009, 50(53): 39.
- [174] 沈永平, 刘时银, 丁永建, 等. 天山南坡台兰河流域冰川物质平衡变化及

其对径流的影响[J]. 冰川冻土, 2003, 25(2): 124-129.

- [175] 高闻宇, 李忠勤, 李开明, 等. 基于遥感与 GIS 的库克苏河流域冰川变化研 究[J]. 干旱区地理, 2011, 34(2): 252–261.
- [176] Niederer P, Bilenko V, Ershova N, et al. Tracing glacier wastage in the Northern Tien Shan (Kyrgyzstan/Central Asia) over the last 40 years [J]. Climatic Change, 2008, 86(1): 227–234.
- [177] Khromova T, Dyurgerov M, Barry R. Late-twentieth century changes in glacier extent in the Ak-shirak Range, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery [J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(16): 1863.
- [178] Liu S Y, Ding Y J, Shangguan D H, et al. Glacier retreat as a result of climate warming and increased precipitation in the Tarim river basin, Northwest China. Annals of Glaciology, 2006, 43: 91–96.
- [179] 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.
- [180] 李江风, 等. 乌鲁木齐河流域水文气候资源与区划[M]. 北京: 气象出版社, 2006.
- [181] 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.
- [182] 王德辉, 张丕远. 天山乌鲁木齐河谷气候特征[J]. 冰川冻土, 1985, 7(3): 239-248.
- [183] 杨大庆, 康尔泗, Blumer F. 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.
- [184] 康兴成, 沃罗申娜, 谢自楚. 天山山区的气候[M]. 北京: 科学出版社, 2000.
- [185] 杨大庆, 姜彤, 张寅生, 等. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其修 正[J]. 冰川冻土, 1988, 10(4): 384–399.
- [186] 杨大庆,施雅风,康尔泗.天山乌鲁木齐河流域降水观测系统误差分析和 修正[M].见:乌鲁木齐河山区水资源形成和估算.北京:科学出版社, 1992.
- [187] 王宗太, 邵文章, 张金华, 等. 博格达峰地区南坡高山带降水量的测算[M]. 见: 施雅风, 曲耀光, 柴窝堡-达坂城地区水资源与环境, 北京: 科学出版

社, 1989.

- [188] 王宗太,等. 博格达峰区南坡冰川基本特征及其利用[M]. 见: 柴窝堡-达坂 城地区水资源与环境. 北京: 科学出版社, 1989.
- [189] 王银生, 仇家琪. 天山博格达峰地区现代冰川分布特征[J]. 冰川冻土, 1983, 5(3): 17-24.
- [190] 王宗太. 博格达峰黑沟 8 号冰川发育若干问题浅析[J]. 冰川冻土, 1991, 13(2): 141-158.
- [191] 胡小刚, 邓世明. 博格达山南坡黑沟冰川融水径流[J]. 冰川冻土, 1990, 12(1): 71-82.
- [192] 康尔泗. 天山博格达峰北坡的冰川融水径流及其对河流的补给[J]. 冰川冻 土, 1983, 5(3): 113–122.
- [193] 中国科学院登山科学考察队. 天山托木尔峰地区的冰川与气象[M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1985.
- [194] 苏珍, 宋国平, 王立伦, 等. 托木尔峰地区的现代冰川[M]. 见: 天山托木 尔峰地区的冰川与气象. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1985.
- [195] 谢昌卫, 丁永建, 刘时银, 等. 托木尔峰南坡冰川水文特征及其对径流的 影响分析[J]. 干旱区地理, 2004, 27(4): 570–575.
- [196] 曹敏, 李忠勤, 李慧林. 天山托木尔峰地区青冰滩 72 号冰川表面运动速度 特征研究[J]. 冰川冻土, 2011, 33(1): 21–29.
- [197] 金爽, 张明军, 李忠勤, 等. 托木尔峰青冰滩 72 号冰川水文气象特征初步 分析[J]. 安徽农业科学, 2009, 37(18): 8587–8589.
- [198] Louise A, et al. A review of the use of radio-echo sounding in glaciology [J].Progress in Physical Geography, 2001, 25(2): 203–236.
- [199] 武震. 探地雷达冰川测厚与储量估算[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境 与工程研究所, 2008.
- [200] Glen J W, Paren J G. The electrical properties of ice and snow [J]. Journal of Glaciology, 1975, 15(73): 15–38.
- [201] Nolan M, Motkya R J, Echelmeyer K, et al. Ice-thickness measurements of Taku Glacier, Alaska, USA and their relevance to its recent behavior [J]. Journal of Glaciology, 1995, 41(139): 541–553.
- [202] Ramirez E, Francou B, Ribstein P, et al. Small glaciers disappearing in the

tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16°S) [J]. Journal of Glaciology, 2001, 47(157): 187–194.

- [203] 甘俊英, 张有为. GPS 实时差分动态定位技术[J]. 武汉交通科技大学学报, 1998, 22(2): 173–175.
- [204] Rivera A, Casassa G, Bamber J, et al. Ice elevation changes of Glaciar Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial photo graphs and GPS data [J]. Journal of Glaciology, 2005, 51(172): 105–112.
- [205] 井哲帆. 气候变化背景下中国若干典型冰川的运动及其变化[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2007.
- [206] 上官冬辉. 基于 3S 的塔里木河流域冰川变化应用研究[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2007.
- [207] Sunil P S, Reddy C D, Ponraj M, et al. GPS determination of the velocity and strain-rate fields on Schirmacher Glacier, central Dronning Maud Land, Antarctica [J]. Journal of Glaciology, 2007, 53(183): 558–564.
- [208] Zhang S K, E D C, Wang Z M, et al. Surface topography around the summit of Dome A, Antarctica, from real-time kinematic GPS [J]. Journal of Glaciology, 2006, 53(180): 159–160.
- [209] Zhang S K, E D C, Wang Z M, et al. Ice velocity from static GPS observations along the transect from Zhongshan station to Dome A, East Antarctica [J]. Annals of Glaciology, 2008, 48: 113–118.
- [210] 王璞玉, 李忠勤, 曹敏, 等. 近 45 年来托木尔峰青冰滩 72 号冰川变化特征 [J]. 地理科学, 2010, 30(6): 962–967.
- [211] 王璞玉, 李忠勤, 曹敏, 等. 近 50 年来天山博格达峰地区四工河 4 号冰川 表面高程变化特征. 干旱区地理, 2011, 34(3): 464-470.
- [212] 王广运, 郭秉义. 差分 GPS 定位技术与应用[M]. 北京: 电子工业出版社, 1996.
- [213] 于润波. GPS-RTK 技术在地形测量中的应用[J]. 水利科技与经济, 2005, 6: 371-373.
- [214] 徐绍铨, 张华海, 杨志强, 等. GPS测量原理及应用 (修订版)[M]. 武汉: 武 汉大学出版社, 2003.
- [215] 王解先, 王军, 陆彩萍. WGS-84 与北京 54 坐标的转换问题[J]. 大地测量与 地球动力学, 2003, 23(3): 70-73.

- [216] Raup F, Mauz F, Vogt S, et al. Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual[J]. Institut fr Physische Geographie Freiburg, NSIDC, 2005.
- [217] 宋波,何元庆,庞洪喜,等. 基于遥感和 GIS 的我国季风海洋型冰川区冰碛 物覆盖型冰川边界的自动识别[J]. 冰川冻土,2007,29(3):456–462.
- [218] Vaughan D, Anderson P, King J, et al. Imaging of firn isochrones across an Antarctic ice rise and implications for patterns of snow accumulation rate [J]. Journal of Glaciology, 2004, 50(170): 413–418.
- [219] 李天文. GPS 原理及应用[M]. 北京: 科学出版社, 2003.
- [220] 吴信才. 地理信息系统的基本技术与发展动态[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 1998, 23(4): 329–333.
- [221] 汤国安, 杨昕. ArcGIS 地理信息系统空间分析实验教程[M]. 北京: 科学出版社, 2006.
- [222] Williams R, Hall D K, Sigurosson O, et al. Comparison of satellite-derived with ground-based measurements of the fluctuations of the margins of Vatnaj kull, Iceland, 1973-92 [J]. Annals of Glaciology, 1997, 24: 72–80.
- [223] Svoboda F, Paul F. A new glacier inventory on southern Baffin Island, Canada, from ASTER data: I. Applied methods, challenges and solutions [J]. Annals of Glaciology, 2009, 50(53): 11–21.
- [234] Rivera A, Benham T, Casassa G, et al. Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile [J]. Global and Planetary Change, 2007, 59: 126–137.
- [235] 聂勇, 张镱锂, 刘林山, 等. 近 30 年珠穆朗玛峰国家自然保护区冰川变化的遥感监测[J]. 地理学报, 2010, 65(1): 13-28.
- [236] 李忠勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川东支顶部出现冰面湖[J]. 冰川冻土, 2005, 27(1): 150–152.
- [237] Takeuchi N, Li Z Q. Characteristics of surface dust on Urumqi Glacier No.1 in the Tien Shan Mountains, China [J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2008, 40(4): 744–750.
- [238] Driedger C L, Kennard P M. Ice volumes on Cascade volcanoes: Rainier, Mount Hood, Three sisters, and Mount Shasta. U.S. [J]. Geological Survey Professional Paper, 1986, 1365: 29.
- [239] Chen J, Ohmura A. Estimation of alpine glacier water resources and their

change since the 1870s, Hydrology in mountainous regions-I [A]. In: Proceeding of the Hydrological Measurements and the Water Cycle Symposia [C]. IAHS Publication, 1990, 193: 127–135.

- [240] Bahr D B, Meier M, Peckman S. The physical basis of glacier volume area scaling [J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(B9): 20355–20362.
- [241] Jóhannesson T, Raymond C, Waddington E. Time-scale for adjustment of glaciers to change in mass balance [J]. Journal of Glaciology, 1989, 35(121): 355–369.
- [242] 姚檀栋, 施雅风. 乌鲁木齐河气候、冰川、径流变化及未来趋势[J]. 中国科学(B 辑), 1988, 6: 657–666.
- [243] 李慧林. 中国山岳冰川动力学模拟研究——以乌鲁木齐河源1 号冰川为例[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2010.
- [244] 李慧林, 李忠勤, 沈永平, 等. 冰川动力学模式及其对中国冰川变化预测的适应性[J]. 冰川冻土, 2007, 29(2): 201–208.
- [245] 康尔泗, 刘潮海, 王纯足, 等. 乌鲁木齐河源冰川物质平衡季节变化和总 消融海拔分布[J]. 冰川冻土, 1994, 16(2): 119–127.
- [246] 刘潮海,谢自楚,王纯足.天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡过程研究 [J]. 冰川冻土, 1997, 19(1): 17-24.
- [247] Braithwaite R J, Zhang Y, Raper S C B. Temperature sensitivity of the mass balance of mountain glaciers and ice caps as a climatological characteristic [J].Z. Gletscherkd. Glazialgeol., 2003, 38(1): 35–61.
- [248] 杨惠安, 李忠勤, 叶柏生, 等. 过去 44 年乌鲁木齐河源一号冰川物质平衡 结果及其过程研究[J]. 干旱区地理, 2005, 28(1): 76-80.
- [249] Chueca J, Julian A, Lopez-Moreno J I. Recent evolution (1981-2005) of the Maladeta glaciers, Pyrenees, Spain: extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors [J]. Journal of Glaciology, 2007, 53(183): 547–557.
- [250] Paul F, Haeberli W. Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models [J]. Geophysical Research Letters, 2008, 35: L21502, doi:10.1029/2008GL034718.
- [251] Shangguan D H, Liu S Y, Ding Y J, et al. Thinning and retreat of Xiao Dongkemadi glacier, Tibetan Plateau, since 1993 [J]. Journal of Glaciology,

2008, 54(188): 949–951.

- [252] Zhang Y, Koji F, Liu S Y, et al. Multi-decadal ice-velocity and elevation changes of a monsoonal maritime glacier: Hailuogou glacier, China [J]. Journal of Glaciology, 2010, 56(195): 65–74.
- [253] 焦克勤, 井哲帆, 成鹏, 等. 天山奎屯河哈希勒根 51 号冰川变化监测结果 分析[J]. 干旱区地理, 2009, 32(5): 733-738.
- [254] 姚永慧, 励惠国, 张百平. 近 30 年来天山托木尔峰东侧分水岭处冰川变化[J]. 干旱区地理, 2009, 32(6): 828-833.
- [255] 侯景儒, 尹镇南, 李维明, 等. 实用地质统计学[M]. 北京: 地质出版社, 1998.
- [256] 师华定,高庆先,庄大方,等. 基于径向基函数神经网络(RBFN)的内蒙古 土壤风蚀危险度评价[J]. 环境科学研究, 2008, 21(5): 129–133.
- [257] 李新, 程国栋, 卢玲. 空间内插方法比较[J]. 地球科学进展, 2000, 15(3): 260-265.
- [258] 姜勇, 李琪, 张晓珂, 等. 利用辅助变量对污染土壤锌分布的克里格估值 [J]. 应用生态学报, 2006, 17(1): 97–101.
- [259] 刘劲松,陈辉,杨彬云,等.河北省年均降水量插值方法比较[J]. 生态学报, 2009, 29(7): 3493-3500.
- [260] Linton, D L. The forms of glacial erosion [J]. Institute of British Geographers Transactions, 1963, 3: 1–28.
- [261] Paterson W S B. The Physics of Glacier (Third Edition) [M]. Oxford: Pergamon Press, 1994.
- [262] Raymond C, Neumann T A, Rignot E, et al. Retreat of Glaciar Tyndall, Patagonia, over the last half-century [J]. Journal of Glaciology, 2005, 51(173): 239–247.
- [263] Vanlooy J A, Forster R R. Glacial changes of five southwest British Columbia icefields, Canada, mid-1980s to 1999 [J]. Journal of Glaciology, 2008, 54(186): 469–478.
- [264] Hutter K. Theoretical Glaciology [M]. Holland: D. Reidel Publishing Company, 1983.
- [265] Li Z Q, Wang W B, Zhang M J, et al. Observed changes in stream at the headwaters of the Urumqi River, Eastern Tianshan, Central Asia. Hydrological

Processes, 2009, doi: 10.1002/hyp.7431

- [266] 井哲帆, 叶柏生, 焦克勤, 等. 天山奎屯河哈希勒根 51 号冰川表面运动特 征分析 [J]. 冰川冻土, 2002, 24(5): 563-566.
- [267] 李忠勤, 王飞腾, 朱国才, 等. 天山庙儿沟平顶冰川的基本特征和过去 24a 间的厚度变化[J]. 冰川冻土, 2007b, 29(1): 61-65.
- [268] 丁永建, 炳洪涛. 近 40 年来冰川物质平衡变化及对气候变化的响应[J]. 冰川冻土, 1996, 18(增刊): 23-32.
- [269] 苏宏超, 魏文寿, 韩平. 新疆近 50 年来的温度和蒸发变化[J]. 冰川冻土, 2003, 25(2): 174–178.
- [270] 姚玉璧, 肖国举, 王润元, 等. 近 50 年来西北半干旱区气候变化特征[J]. 干旱区地理, 2009, 32(2): 159–165.
- [271] 叶朝霞, 陈亚宁, 张霞, 等. 塔里木河断流与未来水文情势分析[J]. 干旱区 地理, 2009, 32(6): 841-849.
- [272] Aizen V B, Aizen E M, Melack J M, et al. Climatic and hydrologic changes in the Tien Shan, Central Asia [J]. Journal of Climate, 1997, 10(6): 1393–1404.
- [273] 宋文娟, 熊黑钢, 穆桂金. 新疆博格达山北麓气候变化分析[J]. 干旱区研 究, 2009, 26(5): 628-633.
- [274] 刘卫平,魏文寿,杨青,等. 新疆阿克苏河流域近 40 年来气温和降水变化[J]. 干旱区研究, 2007, 24(3): 339–343.
- [275] 陈亚宁, 徐长春, 郝兴明, 等. 新疆塔里木河流域近 50a 气候变化及其对径 流的影响[J]. 冰川冻土, 2008, 30(6): 921–929.
- [276] 高文强, 马孝义, 张建兴, 等. 奎屯河出山口径流变化趋势及其影响因子 分析[J]. 干旱区资源与环境, 2009, 23(12): 139–144.
- [277] 王叶堂, 侯书贵, 鲁安新, 等. 近 40 年来天山东段冰川变化及其对气候的 响应[J]. 干旱区地理, 2008, 31(6): 813-821.
- [278] Hodgkins R, FOX A, Nuttall A M. Geometry change between 1990 and 2003 at Finsterwalderbreen, a Svalbard surge-type glacier, from GPS profiling [J]. Annals of Glaciology, 2007, 46: 131–135.
- [279] Evans I S. Local aspect asymmetry of mountain glaciation: a global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes [J]. Geomorphology, 2006, 73: 166–184.

[280] Evans I S, Cox N J. Climatogenic north-south asymmetry of local glaciers in Spitsbergen and other parts of the Arctic [J]. Annals of Glaciology, 2010, 51(55): 16–22.

个人简历 (Resume)

基本情况:

姓名:	王璞玉	性别:	女	出生年月:	1983年12月
民族:	汉	籍贯:	甘肃省成县	政治面貌:	中共党员

学习经历:

2003年9月~2007年7月	西北师范大学地理信息系统专业, 获学士学位;
2007年9月~至今	中国科学院寒区旱区环境与工程研究所自然地理专业,
	硕博连读攻读博士学位。

联系方式:

通讯地址:甘肃省兰州市东岗西路 320 号中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈科学国家重点实验室/天山冰川站 邮政编码: 730000 联系电话: 13669368590 E-mail: <u>wangpuyu862@163.com</u>

主要获奖情况:

- 1. 2011年第五届"奥加诺 (水质与水环境) 奖学金"三等奖;
- 2. 2011年朱李月华优秀博士生奖;
- 3. 2010年度中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室学术报告一等奖;
- 2010 年度"中科院天山冰川站-西北师范大学地理与环境科学学院"学术年 会学术报告二等奖;
- 5. 2009年中科院 60年院庆文艺汇演团体二等奖;
- 6. 2009 年度"中科院天山冰川站-西北师范大学地理与环境科学学院"学术年

会学术报告二等奖;

7. 2009年度获中国科学院研究生院"三好学生"荣誉称号。

主要参与的科研项目:

- 天山乌鲁木齐河源1号冰川变化预测和加速消融机理的研究及应用,国家自 然科学重点基金,课题编号:40631001;
- 新疆水资源的形成、转化与调控研究,中科院方向性项目,课题编号: KZCX2-YW-127;
- 不同性质/规模典型冰川对气候变化的响应机理研究,国家重点基础研究发展 计划 (973 项目) 第一课题,项目批准号: 2007CB411501;
- 基于冰川动力学理论的冰川预测模型建立及其在典型流域中的运用,冰冻圈 科学国家重点实验室自主课题,项目批准号:0714A51001;
- 5. 国家自然科学基金黑河重大研究计划培育项目,课题编号: 91025012;
- 新疆天山冰川对气候变化响应的机理与模拟预测,中国科学院重要方向性项目,项目编号: KZCX2-EW-311;
- 气候变化对西北干旱区水资源的影响及未来趋势分析,国家重点基础研究发展计划 (973 项目) 第三课题,项目批准号: 2010CB951003;
- 新疆天山不同区域代表性冰川物质平衡特征及其对气候变化的敏感性研究, 国家自然科学青年基金,项目批准号: 41001040;
- 动力学模式运用于区域尺度冰川变化预测的几个关键问题研究,国家自然科学青年基金,项目批准号:41101066;
- 10. 中亚地区雪冰粉尘记录的时空变化研究,国家自然科学基金面上项目,项目 批准号:41171057。

主要野外考察工作:

- 2008 年 7-9 月新疆阿克苏库马里克河源地区、托木尔峰地区的冰川与气象等 自然环境考察工作;
- 2008 年 7-9 月天山托木尔峰地区野外考察,对该区青冰滩 72 号冰川进行了 详尽的观测研究,包括物质平衡、雷达测厚、GPS 定位、表碛厚度观测等项

工作;

 2007年至今,每年3~5个月在天山冰川观测试验站对乌鲁木齐河源1号冰川 进行连续的科研观测。

主要参加的会议:

- 1. 2011年"冰川定位观测研究"国际学术研讨会;
- 2. 2010年冰冻圈科学国家重点实验室学术年会并作学术报告;
- 3. 2010年西北师范大学研究生学术论坛并作学术报告;
- 2010 年云南丽江"International Joint Conference by the CliC and IACS, Cryospheric Change and its Influences-Cryospheric Issues in Regional Sustainable Development"国际会议并作英文学术报告;
- 5. 2010年第三届干旱区生态水文过程与环境协调发展学术研讨会;
- 6. 2009 年冻圈科学国家重点实验室学术年会;
- 2009 年科技基础性专项项目"中国冰川资源及其变化调查"会议并作学术报告;
- 8. 2008年亚洲中部干旱区环境演变与湖泊生态学术研讨会;
- 2008 年中蒙俄"International Workshop on Central and Northern Asia Environment and Desertification"国际会议;
- 10. 2008 年国际冰川编目年会;
- 11. 2008 年冻圈科学国家重点实验室学术年会;
- 12. 2007 年冰冻圈科学国家重点实验室学术年会;
- 13. 2007年于甘肃兰州参加第二届 Asia-CliC 会议。

博士在读期间发表第一作者论文:

第一作者发表的 SCI 学术论文:

1. Wang Puyu, Li Zhongqin, Li Huilin, Cao Min, Wang Wenbin, Wang Feiteng. Glacier No.4 of Sigong River over Mt. Bogda of eastern Tianshan, central Asia: thinning and retreat during the period 1962-2009. Environmental Earth Sciences, 2011. doi: 10.1007/s12665-011-1236-0. 2. Wang Puyu, Li Zhongqin, Gao Wenyu. Rapid shrinking of glaciers in the middle Qilian Mt. Region of Northwest China, during the last ~50 years. Journal of Earth Science, 2011, 22(4): 539-548. doi: 10.1007/s12583-011-0195-4.

3. Wang Puyu, Li Zhongqin, Li Huilin, Wang Wenbin, Wang Feiteng. Ice surface-elevation change and velocity of Qingbingtan glacier No.72 in the Tomor region, Tianshan Mountains, central Asia. Journal of Mountain Science. 2011. Accepted.

正在审阅中的第一作者 SCI 学术论文:

4. Wang Puyu, Li Zhongqin. Changes of four selected glaciers in the Tomor region, Tian Shan, central Asia using high-resolution remote sensing image together with field survey, from 1964 to 2009. Environmental Research Letters. Under revision.

5. Wang Puyu, Li Zhongqin. Ice-volume calculation and its changes for Ürümqi glacier No.1, Tianshan, China, during the period 1962-2006. Journal of Glaciology. Under review.

6. Wang Puyu, Li Zhongqin. Calculation of glacier volume from ice-thickness data for glacier No.4 of Sigong River over Mt. Bogda, Eastern Tianshan, central Asia. Journal of Earth Science. Under review.

第一作者发表的 EI 学术论文:

7. 王璞玉, 李忠勤, 吴利华, 曹敏, 李慧林. GPR, GPS 与 GIS 支持下的冰川厚度 及冰储量分析: 以天山博格达峰黑沟 8 号冰川为例. 地球科学, 2011, 待刊.

8. 王璞玉, 李忠勤, 吴利华, 曹 敏, 李慧林, 王文彬. 探地雷达在冰川厚度及 冰下地形探测中的应用. 吉林大学学报 (地球科学版), 2011, 待刊.

第一作者发表的中文核心论文:

9. 王璞玉, 李忠勤, 曹敏, 李慧林. 近 45 年来托木尔峰青冰滩 72 号冰川变化特征. 地理科学, 2010, 30(6): 962-967.

10. 王璞玉, 李忠勤, 高闻宇, 颜东海, 白金中, 李开明, 王林. 气候变化背景下 近 50 年来黑河流域冰川资源变化特征分析. 资源科学, 2011, 33(3): 399-407.

11. 王璞玉,李忠勤,曹敏,李慧林,王飞腾,张明军.近 50 年来天山博格达峰 地区四工河 4 号冰川表面高程变化特征.干旱区地理,2011,34(3):464-470.

12. 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分析 —以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为例. 自然资源学报, 2011, 26(7): 1189-1198.

致谢 (Acknowledgements)

光阴似箭,几年的研究生生活转瞬即逝,回顾博士学习的几年时间,心潮澎 湃,感慨万千。学习中的艰辛与苦闷,生活中的彷徨与失落,获得研究成果的欣 喜,这一切都涌上心头,研究生生活是我难忘的人生经历,回首求学历程,实在 包含了太多人的关爱和热情,在我求学中每迈出的一步,每取得的一点成绩,都 凝聚着实验室诸位老师、同学、朋友以及家人的支持与帮助,在此向他们表示最 衷心的感谢!

本博士论文是在导师李忠勤研究员的悉心指导下完成的,论文的选题、论证、 思路以及修改处处都倾注着李老师的心血。衷心感谢李老师在这几年里对我的宽 容、教诲和关怀。李老师严肃的科学态度,严谨的治学精神,精益求精的工作作 风,深深地感染和激励着我。李老师在生活中无限的关怀,学业上悉心的指导, 让我无时无刻地感受着温暖。在此,谨向我的恩师致以最诚挚的敬意和最衷心的 感谢,今后的人生中恩师永远都是我学习的榜样。

感谢冰冻圈科学国家重点实验室的所有研究人员,没有您们打下的坚实而可 靠的科研基础,没有您们营造的活跃而严谨的科研氛围,我们将无法顺利完成学 业。

感谢研究生处的各位老师为我们研究生付出的辛勤劳动。

感谢所有同门师兄弟姐妹,感谢你们在生活上的关心与帮助,感谢你们在论 文写作中的支持与建议。天山冰川站是我生活和学习过的地方,回想起在天山站 的日子,我内心激动万分,在那里经历过封闭集训写文章的枯燥与单调,经历过 野外观测的痛苦与艰辛,也经历过自己成果被肯定的喜悦与欢乐,这些经历使我 受益终身。我很庆幸自己能成为这个团结互助积极向上的科研团队中的一员,无 论是在科研上,还是在野外工作中,我们都是相互鼓励相互帮助,没有大家,不 知道自己将会怎样度过漫漫跋涉的日子,没有大家,不知道自己是否会取得今天 的成绩。在此,感谢天山站的所有人员,感谢你们给我创造的舒适的生活和科研 环境,感谢你们对我长久以来的关心和帮助。

感谢我的好友,由衷的感谢你们多年来带给我的快乐和帮助。在我失落时, 是你们让我找回了信心;在我伤心时,是你们给予了我抚慰;谢谢你们对我的支

110

持和关怀,我以拥有你们这样的好友而自豪。

让我俯首感谢我深爱的父母,在我多年的求学过程中,您们给予了我很大的 精神鼓励以及生活上的关怀和支持。在此,谨以无比感激地心情向我的父母表达 深深的谢意!

再次向我的导师及各位老师、同学、朋友以及家人表示我最真挚的敬意、感 激和祝福!

王璞玉

2011年10月于兰州