

分类号_____

密级_____

UDC _____

编号 10736

西北师范大学

博士学位论文

基于遥感的冰川反照率时空变化特征及其与物质平衡的关系研究——以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为例

研究生姓名: 岳晓英

指导教师姓名、职称: 赵军 教授

专业名称: 地图学与地理信息系统

研究方向: 环境遥感与 GIS 应用

二〇一八年五月

博士学位论文
Ph. D. Thesis

**Spatial and temporal variations of the
surface albedo and links with the annual
mass balance of Urumqi Glacier No. 1 in
Tien Shan, China**

By

Yue Xiaoying

For the Degree of

DOCTOR OF CARTOGRAPHY and GEOGRAPHIC
INFORMATION SYSTEM

College of Geography and Environmental Science,
Northwest Normal University

郑 重 声 明

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

学位论文作者（签名）：

年 月 日

学位论文使用授权书

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

本论文提交☐当年/☐一年/☐两年/☐三年以后，同意发布。

若不选填则视为一年以后同意发布。

注：保密学位论文，在解密后适用于本授权书。

作者签名：

导师签名：

年 月 日

西北师范大学研究生学位论文作者信息

论文题目			
姓 名		学 号	
专业名称		答辩日期	
联系电话		E_mail	
通信地址(邮编):			
备注:			

目 录

目 录	i
中文摘要	I
ABSTRACT.....	III
1 绪论	1
1.1 研究背景与意义.....	1
1.2 国内外研究现状.....	4
1.2.1 冰川反照率的获取.....	4
1.2.2 冰川反照率时空分布特征及影响因素.....	11
1.2.3 冰川反照率与冰川物质平衡的关系.....	13
1.3 研究目的、内容与技术路线.....	15
1.3.1 研究目的.....	15
1.3.2 主要研究内容.....	16
1.3.3 技术路线.....	17
1.4 论文结构.....	17
2 研究区概况	19
2.1 区域背景.....	19
2.1.1 天山自然地理状况.....	19
2.1.2 天山冰川发育及其变化.....	20
2.2 乌源 1 号冰川概况.....	23
2.2.1 基本情况介绍.....	23
2.2.2 过去和未来的变化.....	24
2.2.3 开展反照率研究的意义.....	25
3 数据来源	29
3.1 遥感数据.....	29
3.1.1 Landsat 数据	29
3.1.2 MOD10A1 数据	31
3.2 实测反照率数据.....	32
3.2.1 ASD 地物光谱仪观测数据.....	32
3.2.2 自动气象站观测数据.....	35
3.3 物质平衡数据.....	35
3.4 其它数据.....	36
3.4.1 表面高程数据.....	36
3.4.2 气象数据.....	36
3.4.3 冰尘数据.....	36
4 冰川反照率遥感反演及基于地面实测数据的验证	39
4.1 理论与方法基础.....	39
4.1.1 大气校正.....	39
4.1.2 各向异性校正.....	40
4.1.3 窄-宽波段转换	42

4.2 冰川反照率遥感反演.....	45
4.2.1 Landsat 影像反演反照率.....	45
4.2.2 MOD10A1 产品	52
4.3 冰川反照率地面观测.....	53
4.3.1 ASD 数据	53
4.3.2 自动气象站数据.....	54
4.4 精度评估.....	55
4.5 本章小结.....	57
5 乌源 1 号冰川反照率时空变化特征	59
5.1 冰川反照率空间分布特征.....	59
5.1.1 非消融期.....	60
5.1.2 消融期.....	61
5.2 冰川反照率时间变化特征.....	62
5.2.1 冰川反照率日内变化.....	62
5.2.2 冰川反照率季节变化.....	65
5.2.3 冰川反照率年际变化.....	67
5.3 本章小结.....	68
6 反照率时空变化影响因素分析	71
6.1 积累区面积比例.....	71
6.2 气温和降水.....	71
6.3 表层污化物.....	74
6.4 地形.....	76
6.5 云量.....	77
6.6 液态水.....	80
6.7 本章小结.....	81
7 冰川反照率与物质平衡的关系	83
7.1 物质平衡模拟与雪线高度提取.....	84
7.1.1 年均物质平衡计算.....	85
7.1.2 物质平衡梯度计算.....	87
7.1.3 雪线高度提取.....	88
7.2 雪线高度与平衡线高度比较.....	90
7.3 物质平衡模拟结果及验证.....	93
7.4 年内最小反照率与物质平衡的关系.....	96
7.5 本章小结.....	98
8 结论与展望	99
8.1 主要结论.....	99
8.2 创新点.....	102
8.3 存在的问题与展望.....	102
参考文献	105
个人简介	123
致谢	125

中文摘要

太阳净短波辐射为冰川消融提供最主要的能量源,冰川反照率的大小直接决定其表面吸收的太阳净辐射能的多少。因此,冰川反照率对冰川消融起至关重要的作用,是冰川能量/物质平衡过程的关键参数。传统的基于辐射仪的单点反照率地面观测因其时空范围有限,难以满足大面积反照率研究的需要。卫星遥感反演反照率成为最理想的技术手段,且在时空上满足大面积反照率观测的要求。

本研究选择中亚内陆干旱区典型参照冰川——乌鲁木齐河源1号冰川为研究区。首先,对Landsat影像进行空间配准、辐射定标,大气校正、地形校正、BRDF校正以及窄-宽波段转换,反演冰川反照率。同时也对MOD10A1产品进行预处理,提取研究区的反照率值。然后,利用高质量,加密观测的实测反照率数据分别对上述两种遥感反照率结果进行精度验证,分析其可能的误差来源。其次,利用多源数据研究乌源1号冰川反照率的时空变化特征,并探讨冰川积累区面积比例、地形、云量、表面污化物,液态水以及气温、降水等因素对其时空变化的影响。最后,基于冰川反照率的时空变化特征,利用冰川反照率动态阈值法对冰川消融期末的雪线进行提取,在此基础上,基于平衡线模式模拟2002~2015年间的冰川物质平衡,并利用实测物质平衡值对模拟结果进行精度验证。主要结论如下:

(1) 受不同数据源空间尺度差异和反演参数的影响,Landsat 数据反演的反照率与 ASD 实测反照率虽然在数值上存在一定差异,但总体上其数据精度满足冰川反照率时空变化特征研究的要求。MOD10A1 数据由于其较粗的空间分辨率,使其在本研究区的适用性降低,不能较好的满足本研究的需要。

(2) 冰川反照率时空变化显著。当冰川表面被积雪(新雪或者老雪)覆盖时,空间变化不明显。然而,当冰川表面雪冰同时存在,或以裸冰为主时,其空间变化呈现随海拔的升高而增加的趋势,在雪线附近增速最大。但在强烈消融情况下,反照率随海拔的变化趋势减弱,甚至在冰川末端出现反照率的局部高值区。

冰川反照率的日变化以大范围,高频率为特征。且随着表面物理状态的改变,呈现出四种不同的日变化形态:迅速上升型、迅速下降型、低值态稳定型和不完全对称型。其季节变化特征为春季>秋季>夏季,其中,4月份达到最高,8月份达到最低,冬季由于冰川表面被阴影覆盖,导致MODIS反演值整体偏低,与实际情况不符。年际变化表现为:在2009年之前,呈现微弱的下降趋势,2010年

达到最低值，此后出现明显上升，但整体上仍以下降趋势为主。其中，非消融期，反照率下降趋势显著，消融期则出现明显波动。

(3) 遥感反演反照率的时间代表性依积雪与裸冰而异，单点观测反照率的空间代表性差。消融期，无降雪情况下，遥感反演结果可以反映短期内(2~3 天)裸冰表面的反照率状况；但对于雪面而言，由于积雪反照率对太阳天顶角变化的敏感响应及其迅速的变质过程，导致卫星反演值很快与实际情况不符。冰川表面反照率随时间变化的空间差异也很明显。其中，平衡线附近的变化最为剧烈，积雪区的变化次之，而裸冰区的时间变化幅度最弱。

(4) 不同因素对冰川反照率时空变化的影响程度和影响机制不同。2000~2015 年冰川反照率降低主要是由冰川表面积雪面积缩小导致。根本上与冰川区的气候变化密切相关，主要涉及到正积温、降水量和降水日数的变化。2000~2016 年降水日数的减少以及正积温的升高很可能导致了同期冰川反照率年际间的降低，其中，非消融期降水日数的减少起主要作用。污化物对反照率的降低随着波长的增加逐渐减弱，主要集中在可见光波段。其中，裸冰表面 45% 的反照率变化由含量较少的有机物引起，且很大程度上是由雪藻以及蓝细菌中的叶绿素贡献。在持续强烈消融条件下，大量的冰川融水通过冲刷、清除表层污化物会在短期内增加表面反照率值，尤其在消融期末的冰川中下部。受坡度和坡向影响的太阳天顶角在很大程度上影响反照率的空间分布，无论在积雪表面还是在裸冰表面，整体上反照率均随太阳天顶角的增大而增大。云的出现明显提高了雪、冰表面的反射率值，尤其在可见光波段。而且，相对于冰面而言，积雪反照率对云量变化的响应更敏感。

(5) 冰川反照率动态阈值法反演的雪线高度与平衡线高度的变化趋势一致，相关性好，为 0.85，可以指示平衡线高度的变化。但绝对数值上存在一定差异，不能用来代替平衡线高度。

(6) 基于平衡线模式，利用反演雪线高度估算的冰川物质平衡值与实测值有很好的一致性，但在数值上与实测物质平衡存在一定偏差，主要取决于年内最小反照率及对应的雪线高度的获取精度，总体上能够解释其 65%左右的变化。

关键词：雪冰遥感、冰川反照率、能量/物质平衡、雪线、乌鲁木齐河源 1 号冰川

ABSTRACT

The net shortwave radiation is the primary energy source for the process of glacial melt. Glacier albedo directly governs the net shortwave radiation flux at the surface of a glacier and largely determines the surface energy balance over the entire glacier, in turn, impacts the mass balance of the glacier. Therefore, glacier albedo plays an important role in controlling the rate of glacial melt and is the one of most critical parameters in energy- and mass- balance models. The traditional measurement by radiometer or portable spectrograph is limited in its ability to reflect changes in albedo over the entire glacier for long periods. Moreover, the retrieval of surface albedo from satellite data becomes the best technical means for measuring glacier albedo in large area.

In this study, Urumqi Glacier No. 1, a reference glacier in the World Glacier Monitoring Service (WGMS) glacier monitoring network, was selected as the study site. Firstly, an established retrieval process, including geolocation, radiometric calibration, atmospheric, topographic, and anisotropic correction, and narrow- to broadband conversion, was applied to derive albedo from Landsat images. Meanwhile, MOD10A1 product was pretreated to extract the albedo value on Urumqi Glacier No. 1. The high-quality and high spatiotemporal resolution ground data were estimated the accuracy of the surface albedo retrieved from satellite images, the possible error sources were analyzed. Secondly, spatial and temporal variations of albedo were investigated using Landsat images, MOD10A1 product and ground measurement data on Urumqi Glacier No. 1. Factors influencing these spatiotemporal profiles were analyzed, including accumulation area ratio, cloud, melting water, terrain, light-absorbing impurities, air temperature and precipitation. Finally, based on the spatiotemporal variations of albedo, the method of glacier albedo dynamic threshold was used to extract the snow line at the end of melt period. Based on this, the equilibrium line model was used to simulate the glacial mass balance between 2002 and 2015, and the accuracy of the simulation was verified by using the field measurements. The main conclusions can be shown as following.

- (1) Affected by the spatial scale and retrieval parameters, although there was

difference between Landsat image derived albedo values and albedo values measured using a handheld Spectroradiometer, the data accuracy of the Landsat data satisfies the requirements of research on the temporal and spatial variations of the albedo on Urumqi Glacier No. 1. However, due to the coarser spatial resolution, MOD10A1 data was limited in applicability on Urumqi Glacier No. 1.

(2) Spatial and temporal variations of surface albedo were significant. The spatial distribution of surface albedo was different with respect to the transition in dominant surface type from snow to bare ice. When the entire glacier was covered by snow, the spatial distribution of surface albedo was not visible despite the presence of both fresh and aged snow. Alternatively, when the glacier surface was dominated by both snow and bare ice, partially overlain with sediment and debris, a trend of surface albedo increasing with altitude was observed at the ablation zones, was more rapid near the snow line, and fluctuated in the accumulation zones. The distribution of albedo was not completely dependent on altitude under conditions of more intense ablation, the surface albedo was higher on the tongue of the glacier.

The diurnal albedo variations were characterized by a large range and much high frequency. With the change of surface type, there were four different types of diurnal variations, namely, rapid rise, rapid decline, low-value stability, and incomplete symmetry. The seasonal variation was highest in spring, followed by autumn, and the lowest in summer. Moreover, the highest was in April, and the lowest was in August. In winter, the surface of the glacier was covered by shadows, resulting in a low overall MODIS albedo values, which is inconsistent with the actual situation. The annual changes are as follows: a slight downward trend was shown between 2000 and 2010, and in 2010, the annual albedo value was the lowest during study period. Since then, there was an increasing trend. During the non-ablative period, the albedo decreased obviously, while the ablation period showed significant fluctuations.

(3) The temporal representativeness of satellite-derived albedo was different depending on snow cover and bare ice. For ice surface, satellite-derived albedo can represent the short-term albedo values under condition of more intense ablation, if there were no snowfall. However, for snow surface, rapid albedo variation due to

fresh snowfalls and snow metamorphism can quickly render satellite-derived albedo measurements out of date. The spatial representative of the continuous albedo measurements at a single site was weak. The profile of daily albedo variations was different. Hence, the data collected at a single site were not representative for the entire glacier. The largest daily variation in albedo occurred near the snow line, daily variation was significant at the snow site, and a trend of mild fluctuating daily albedo values was shown at ice sites.

(4) The influence of different factors on the spatiotemporal changes of the glacier albedo had different effects and mechanisms. The decrease in glacier albedo from 2000 to 2015 was mainly caused by the shrinkage of snow area on the glaciers. Fundamentally, it was closely related to the climate change in the glacier area, mainly involving changes in positive accumulated temperature, precipitation, and precipitation days. The decrease in the number of precipitation days from 2000 to 2016 and the increase in positive accumulated temperature were likely to lead to an annual decrease in the albedo of glaciers during the same period. Furthermore, the reduction in the number of days of precipitation during non-ablative periods may play a major role.

Dust significantly reduced the surface albedo, and the influence of impurities on albedo may largely be due to reflectivity changes in the visible range since sediment and impurities strongly absorb in the visible spectrum. Although the density of organic matter is generally lower than that of mineral particles organic matter in the dust was more effective than mineral particles in reducing albedo, about 45% of the decrease in ice albedo may be caused by organic matter in the dust, and the decrease was mainly contributed by the chlorophyll in the algae and cyanobacteria. Higher ice albedo in the lower part of the glacier is probably a result of meltwater washing. Under conditions of more intense ablation, meltwater washes out the finer sediments on the glacier and makes the ice surface smooth, increasing the glacier albedo. The spatial change in surface albedo was also related to slope and aspect which dominated the solar incident. The surface albedo obviously increases with the solar incident angle. Glacier albedo increases under cloudy conditions, and the response of snow albedo to cloud was more sensitive than that ice, particularly in the visible

wavelength.

(5) The snow line altitude retrieved by the method of glacier albedo dynamic threshold was consistent with the change trend of the equilibrium line altitude, with a good correlation of 0.85. But there were certain differences in absolute values, and cannot be used to replace the equilibrium line altitude.

(6) Based on the equilibrium-line model, the simulative mass balance using the retrieval snow line altitude was in good agreement consistent with the change trend of the measured mass balance. But there was a certain deviation between the measured mass balance and the simulative mass balance, which mainly depended on the minimum albedo during the year, and the corresponding the accuracy of the snow line altitude. The simulative mass balance can explain about 65% of the overall change of the measured mass balance.

Keywords: remote sensing of snow and ice, glacier albedo, energy- and mass-balance models, snow line, Urumqi Glacier No. 1

1 绪论

1.1 研究背景与意义

冰川是指陆地表面由雪或其他固态降水积累演化（通过压缩、重结晶、融化再冻结等）而形成的、在自身重力作用下通过内部应变变形或者沿底部界面滑动等方式运动着的多年存在的巨大冰体。根据规模不同，通常将冰川分为山地冰川（简称冰川）和冰盖。据 IPCC AR5 统计，除冰盖外，全球有冰川（含冰帽）168 331 条，冰川总面积 726 258 km²，储量在 113 915~191 879 Gt，对海平面上升潜在贡献量 412 mm（秦大河 等，2017）。中国是中低纬度冰川最为发育的国家之一，据第二次冰川编目统计，目前共有冰川 48 571 条，面积 51 766.08 km²，冰储量 4 494.00±175.93 km³，主要分布于昆仑山、天山、念青唐古拉山、喜马拉雅山、喀喇昆仑山和祁连山等西部山地（刘时银等，2015）。

相关研究表明：自1850年以来，全球大部分冰川处于退缩状态，位于中低纬度的山地冰川退缩尤其明显，且在最近20年出现了强烈的加速趋势，其中一些小冰川已经消亡或接近消亡的边缘（Zemp *et al.*, 2015）。冰川的加速消融退缩不仅引起了海平面上升，冰川水资源储量减少等资源环境问题，而且也加大了流域冰川灾害发生的频率和影响程度。因此，冰川消融及其对水资源的影响已成为当今冰冻圈科学研究中重要的热点问题。

冰川学中，冰川物质收支的盈亏用冰川物质平衡来衡量，具体是指单位时间内冰川上以固态降水形式为主的物质收入和以冰川消融为主的物质支出的代数和。若冰川的积累大于消融，则物质平衡为正，表现为冰川厚度增加或者冰川前进；反之，若冰川消融大于积累，则物质平衡为负，表现为冰川厚度减薄或者冰川退缩。

冰川表面降水是冰川上物质积累的主要来源，可通过仪器观测和遥感资料获取。而冰川的消融取决于冰川区的能量状况，利用能量平衡原理，观测和计算冰川表面能量收支各分量，最后获得冰川消融耗热，从而得到冰川的消融量。这一过程可通过冰川能量/物质平衡模型进行模拟计算。基本形式如下：

$$S_{in}(1-\alpha)+L_{in}-L_{out}+Q_H+Q_E+Q_P=Q_M+Q_G \quad (1-1)$$

式中, Q_G 为冰川表面以下的热传输, S_{in} 为入射短波辐射, α 为反照率, L_{in} 为向下长波辐射, L_{out} 为向上长波辐射, Q_H 和 Q_E 分别是冰雪面-大气间的感热和潜热交换, Q_P 为降雨供热。

能量/物质平衡模型基于物理过程, 因此在理论上具备较高的模拟精度。但在实际应用由于受多种参数获取的限制, 一直以来的研究多是以单点气象站观测的各种气象要素为基础 (Oerlemans 和 Knap, 1998; Andreassen et al., 2008)。近年来随着区域水资源, 气候变化等研究的需要, 冰川能量/物质平衡模型的关注点逐渐从单点的模拟转移到整条冰川甚至是流域尺度的模拟, 分布式能量/物质平衡模型成为研究的热点。然而, 由于结构复杂的全分量能量平衡模型有较为苛刻的数据要求, 难以在流域范围内推广应用。于是便衍生出一个实用性的简化方案, 即简化型能量平衡模型 (Oerlemans, 2010)。这一模型将 (1-1) 式中的各项以是否与气温相关为准分列。其中长波辐射与感热都与气(冰)温或其梯度有关, 而短波辐射的变化主要受太阳与研究点的距离和角度、局地地形、大气杂质及水汽含量等因素的影响, 因此可以将 (1-1) 式改写为如下形式:

$$Q_M + Q_G = S_{in}(1-\alpha) + Q_T \quad (1-2)$$

$$Q_T = f(T_a) \quad (1-3)$$

其中, Q_M 表示用于消融的能量部分, Q_G 表示导入冰川内部能量, S_{in} 为入射短波辐射, α 为反照率, T_a 为大气温度 (单位 $^{\circ}\text{C}$)。 (1-2) 式等号左端为冰川接收能量总和, 右端第一项为短波辐射能量, 第二项 Q_T 为所有与温度相关的能量收支, 可以表达为函数 $f(T_a)$ 。

可见, 气温、入射短波辐射和反照率是简化型能量平衡模型的基本输入参数。其中, 区域范围内复杂地形下的太阳入射辐射模拟现阶段已取得了较高的精度 (陈仁升等, 2006; Zhang et al., 2015)。而气温, 基于站点观测数据通过海拔-气温直减率可以满足分布式能量平衡模型的需要, 且误差不会太大。因此, 反照率的获取及其精度成为分布式能量/物质平衡模型应用的关键。

概念上, 反照率 (albedo) 是指对某一表面而言的总的反射辐射通量与入射辐射通量之比, 表征了地球表面对太阳辐射的反射能力。在通常研究中, 它所对应的宽带波谱范围为太阳短波波谱 ($0.3\sim 4.0\ \mu\text{m}$)。对于多波段遥感的某个谱段而言, 称为谱反照率。对某波段向一定方向的反射, 则称为反射率 (reflectance)。

因此，反照率为反射率在波长维和角度维的积分（王介民等，2004）。相对于其它地表，冰川表面对太阳辐射具有较高的反射，且随着冰面特征的变化呈现出较大的变化。整体而言，新雪的反照率值最大，可达到0.9以上，而重度污化冰的反照率仅为0.1左右。典型冰面覆盖类型的反照率值如表1-1所示（Cuffey *et al.*, 2010）。

表1-1 典型冰面类型反照率值

表面类型	参考值	最小值	最大值
干洁新雪	0.85	0.75	0.98
干洁陈雪	0.80	0.70	0.85
清洁的湿、陈雪	0.60	0.46	0.70
污化物富集的干、陈雪	0.50	0.30	0.60
污化物富集的湿、陈雪	0.40	0.30	0.50
清洁粒雪	0.55	0.50	0.65
污化物富集的粒雪	0.30	0.15	0.40
附加冰	0.65	0.63	0.66
蓝冰	0.64	0.60	0.65
清洁冰	0.35	0.30	0.46
污化物富集的冰	0.20	0.06	0.30

作为消融过程模拟的一个关键参数，冰雪反照率对冰川能量/物质平衡模型的影响很大。一方面，夏季降雪可显著增加反照率，使得消融和径流量显著减小；另一方面，反照率的小范围空间变化可导致大范围内冰川消融的变化。而且，反照率本身也受天气影响。比如，在阴天，云会优先吸收近红外辐射，导致可见光比重增大，从而使得反照率增加。然而，对反照率的模拟比较困难。普遍认为雪的反照率与其晶体大小有关，反照率值会随其降落后时间推移而减小，可根据雪深、雪密度、太阳高度和气温等参数模拟。冰的反照率不同于雪，相关研究较少。通常被当作是一个时空均匀的常数。但是，如表 1-1 所示，随着成冰阶段的改变以及污化物富集程度的时空变化，冰的反照率值呈现明显变化。显然，模型中将冰的反照率以时空均匀的常数输入与实际情况差异很大，因此也成为模型模拟的主要误差来源。

遥感资料以其覆盖范围广,可重复观测的优势为冰川表面反照率的研究提供了方便。将遥感数据引入分布式能量/物质平衡模型成为目前获取整条冰川甚至流域范围内反照率的有效途径。但冰川反照率的遥感反演过程及其数据的反演精度,尤其是在复杂地形下山地冰川区的适用性还缺乏全面认识。因此有必要在典型冰川区开展冰川反照率的遥感反演以及以地面观测资料为基础的精度验证工作。在此基础上,研究山地冰川反照率的时空分布格局及其影响因素,最终为分布式能量/物质平衡模型中反照率的输入提供数据支撑。

1.2 国内外研究现状

1.2.1 冰川反照率的获取

观测与模拟是地理学研究的两种基本手段。对于冰川反照率也不例外,反照率观测是冰川反照率研究的基础,而模拟则是能量/物质平衡模型和气候模型研究中获取相应参数的重要工具。本节将从冰川反照率的观测和参数化模拟两个方面对其发展现状进行总结。

1.2.1.1 冰川反照率观测

(1) 地面观测

目前,野外对冰川表面反照率的观测有两种方法,一种是同时观测地表接收的向下太阳入射辐射和向上半球反射辐射,通过二者的通量之比获得地表反照率。这类观测一般通过安装在气象站上的总辐射量表或日射强度计进行,即在地面以上某一高度,用一个朝上的短波辐射表测量向下的太阳入射辐射,它由直接辐射加上大气对太阳光的半球散射——漫射辐射构成,用另一个朝下的短波辐射表测量地面向上的半球反射辐射。根据Langleben (1968)对半球式辐射计的分析得出,理论上它应接收立体角为 2π 球面度、半角为 $\pi/2$ 弧度的圆锥体范围内的辐射。但实际观测时,当辐射计朝下,面对水平地表时,有效响应辐射表的区域会比理论值稍小。若将观测到的地表假设为一圆,即假设响应辐射表的有效区域为圆,则圆的半径与辐射计离地面的高度大约有3:1的关系。另外,一般情况下辐射表要求水平安装,但当所观测的雪面或冰面是倾斜状态,有一定坡度时,观测结果便会有所偏差,造成反照率的虚假日变化现象(Jonsell *et al.*, 2003; Weiser *et al.*, 2016),这时需要对观测的反照率进行坡度校正。另一种是直接观测地物的反射光谱,通过提前测定的白板的定标系数换算为相应的反射率值。常用的有美国

ASD公司生产的Field Spec系列地物波谱仪、日本Eiko公司的MS-720S便携式光谱辐射计。这类观测可以快速获得地物的反射光谱曲线，实现短期内多点观测。但是，这种方法目前自动化观测程度不高，由于太阳光照条件、大气状况和温度等环境因素的不断变化，需要尽可能频繁地采集地物反射光谱曲线，而且获得的是瞬时反射率值，单点观测的地面范围较小。

实测资料为冰川表面反照率研究提供了观测时段内连续、高精度且最为直接的数据源，至今在冰川学研究中仍得以广泛应用（Angelen *et al.*, 2012; Lhermitte *et al.*, 2014）。然而，受到冰川表面类型及其物理性质，例如粒径大小、含水量、密度等，和外在气候环境因素，例如太阳位置、云量等的影响，冰川表面反照率无论在空间上还是在时间上都存在较大变率，实测资料仅能提供冰川表面有限的观测点的反照率，难以满足分布式能量\物质平衡模拟的需要。

（2）遥感反演

自20世纪60年代以来，日益发展的卫星遥感技术能够获取冰川区域大范围、长时间序列的数据资料，为冰川表面反照率的研究提供了新的手段，弥补了传统实地观测诸多不足。

早期用于冰川表面反照率研究的影像资料主要来自于NOAA卫星搭载的AVHRR传感器和Landsat卫星搭载的MSS传感器。由于NOAA AVHRR影像时间分辨率较高，可达 0.5天，空间分辨率较低，星下点分辨率仅为1.1km，前人大多利用该数据进行极地地区大面积冰盖反照率的变化研究（Knap and Oerlemans, 1996; Greuell, 2000; Reijmer *et al.*, 2002）。例如，De Abreu等（1994）通过对4景AVHRR影像进行大气校正、异向校正和窄-宽波段转换反演得到了北极海冰表面的反照率值；Stroeve等（1997）完整提出了利用AVHRR数据反演冰盖反照率的方法，并与同期的实测数据进行对比，得出反演结果在积雪开始消融之前以及消融前期二者的一致性较好，随着消融的进行，表面融水增加，二者的差异开始增大，在此基础上研究了格林兰冰盖1981~1998年间的反照率变化（Stroeve, 2001），Seo等（2016）分析了南极地区1983~2009年间的反照率变化。

随着Landsat 4、5、7卫星相继于1982年、1984年、1999年发射升空，Landsat 4、5上搭载的Thematic Mapper（TM）传感器以及Landsat 7上搭载的Enhanced Thematic Mapper Plus（ETM+）传感器，空间分辨率在太阳短波波段（0.3~2.5 μm ）

有了很大提高,为30 m,为研究规模较小的山地冰川反照率提供了很好的数据源 (Li et al., 2002; Klok et al., 2003)。Koelemeijer等(1993)首次利用TM5数据反演了澳大利亚Hinteraisferner 冰川消融期不同时段的反照率值; Fugazza等(2016)利用ETM+数据研究阿尔卑斯山意大利境内Forni冰川反照率的空间分布特征。同时, Knap等(1999)和Fugazza等(2016)也分别利用自动气象站的观测数据对TM5和ETM+的反照率反演结果进行了精度评估,得出遥感反演值与实测值有很好的 consistency,且在裸冰表面二者间的差异小于积雪表面。

2013年2月11日升空的Landsat 8卫星,搭载了目前最先进的OLI传感器。与以前的MSS、TM/ETM+传感器相比, OLI传感器在继承原有卫星参数的基础上,具有更大的动态范围,其中调整较大的是B5波段($0.845\sim 0.885\ \mu\text{m}$),避免了 $0.825\ \mu\text{m}$ 处水汽吸收特征;全色波段 B8波段范围变窄,以便更好地区分全色图像上植被和非植被特征;新增了用于海岸带气溶胶监测的蓝色波段和用于卷云监测的短波红外波段(Flood, 2014)。对于最新的OLI传感器获得的冰川反照率的反演结果, Yue等(2017)也进行了评价,得出利用OLI传感器反演的冰川反照率依然具有较高的精度,在此基础上分析了天山乌鲁木齐河源1号消融期反照率的时空变化特征。时间序列长、空间分辨率高的优势决定了Landsat影像被广泛应用于冰川、积雪的反照率研究。

然而,上述两种数据在时空分辨率上的矛盾限制了其在规模较小的山地冰川区反照率研究的应用。自1999年12月以来,搭载在Terra、Aqua卫星上MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 传感器提供全球尺度上逐日数据资料,一定程度上弥补了这一缺陷。该传感器分为36个波段,波谱范围为 $0.4\sim 14.0\ \mu\text{m}$,在不同的波段具有不同的空间分辨率(250 m、500 m和1000 m),且一天可过境4次。与AVHRR传感器相比,该传感器在光谱分辨率、空间分辨率和测量精度上都有了显著的提高,与Landsats数据相比,其时间分辨率也显示出很大优势。因此被广泛应用于山地冰川和冰盖反照率研究(Stroeve et al., 2006; 吴雪娇等, 2013; Wright et al., 2014; Ming et al., 2015; Moustafa et al., 2015)。而且该产品在格陵兰冰盖有着较高的精度,与实测数据误差在6%以内,而在冰川消融区存在较大误差(Stroeve et al., 2005)。

近年来,通过对辐射传输方程的求解,其它一些高光谱成像光谱仪数据(如AVIRIS、Hyperion)也被用来反演积雪覆盖比例、有效粒径、杂质含量、含水

量等积雪的物理参数，根据有效粒径、杂质含量便可计算出积雪反照率（Painter *et al.*, 2003）。此外，地面摄影技术已被应用于冰雪反照率的变化特征研究中，Corripio（2004）考虑地形因素对太阳辐射的影响，通过地面摄影获取冰川影像，对冰川反照率进行反演，但没有考虑冰雪地物的各向异性反射；Dumont等（2011）进一步改进了Corripio的研究方法，将冰雪的各向异性反射考虑在内，对法国Saint Sorlin冰川表面反照率的时空变化特征进行研究。

1.2.1.2 冰川反照率参数化

冰川反照率是冰雪消融模拟过程中的一个重要参数，由于其存在着较大的时空变化特征，使其成为制约分布式冰川能量/物质平衡模型发展的重要因子。自20世纪50年代以来，冰川学家在冰川反照率参数化模拟方面做了大量的研究。根据模型构建机理的不同，冰川反照率参数化模型可分为基于气象要素的统计回归模型和基于辐射传输理论的物理模型。

（1）基于气象要素的统计回归模型

这种反照率参数化思路是根据实测反照率时间序列，通过统计回归的手段拟合出实际冰川表面反照率关于气象要素（气温、降水、云量）、雪深、雪密度、雪粒径、太阳高度、杂质含量、理想冰和雪反照率等参数的经验公式。在具体参数化过程中，考虑到表面反照率的大小主要由冰川表面类型（裸冰、积雪）及其物理性质决定，因而在提出的冰川反照率参数化方案中通常先将冰川表面划分为裸冰和积雪，分别建立两者的参数化模型。

然而，由于诸如积雪粒径大小、杂质含量、冰碛物覆盖率等物理参数不容易获取，在反照率参数化方案中通常用其它变量来代替。例如：雪龄，一方面可以反映积雪颗粒随时间逐渐增大的情况，另一方面还可以反映在积雪中杂质含量随时间逐渐聚集的情况，因而可作为替代变量进行反照率参数化模拟（Klok and Oerlemans, 2004）。降雪后的正积温（ T_a ）导致了积雪的消融，引起积雪粒径增大、杂质含量增多，从而降低了冰川表面反照率，因而它也作为一种替代变量应用于反照率参数化模型中（Klok and Oerlemans, 2004）。表1-2总结了目前反照率参数化研究中主要涉及到的物理控制变量及其替代变量。

表1-2 冰、雪反照率的物理控制变量和替代变量

冰川表面类型	控制变量	符号	物理控制/替代变量
积雪	积雪粒径 (mm)	γ	物理控制变量
	杂质含量 (ppm)	I	物理控制变量
	积雪密度 (kg/m)	ρ	物理控制变量
	积雪深度 (cm)	d	物理控制变量
	降雪后积累消融量 (mm w.e.)	M_a	替代变量
	降雪后天数 (d)	t_a	替代变量
	降雪后积累最大正积温 ($^{\circ}\text{C}$)	T_a	替代变量
裸冰	冰碛物覆盖率 (%)	D	物理控制变量
	海拔高度 (m a.s.l.)	E	替代变量
	冰面暴露后积累消融量 (mm w.e.)	M_a	替代变量
	冰面暴露后天数 (d)	t_a	替代变量

现阶段，冰雪反照率参数化方案，以1天为时间分辨率的居多，用到的替代变量主要有气温，包括日均温、正积温，雪龄，雪深和海拔高度(Arnold *et al.*, 1996; Oerlemans and Knap, 1998; Mölg *et al.*, 2008; 蒋熹, 2008a; Möller, 2012; Azzoni *et al.*, 2016)。例如：1956年美国工程兵团根据实测数据建立了的积雪反照率与雪龄的统计回归关系。Dickinson等(1986)在BATS(Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme)中考虑了太阳天顶角对反照率的影响。Brun 等(1992)根据波长分段，将积雪反照率参数化为其粒径的函数。Winther等(1993)根据挪威试验场在冬季的实测数据建立了积雪反照率与累积日最高气温、太阳辐射总量的线性关系。Oerlemans and Knap (1998) 根据瑞士 Morteratschgletscher 冰川消融区 1995.10~1996.9自动气象站提供的实测气象资料将反照率参数化为雪深、雪龄和理想冰和雪反照率的函数。Greuell和Konzelmann (1994)在SOMARS雪冰物质平衡模型中反照率的参数化通过了雪、冰密度和云量的修正。其中以Oerlemans and Knap (1998) 提出的反照率参数化方案应用最为广泛。

然而，上述研究中均没有考虑到杂质对反照率的影响。随着研究的不断深入，Brock *et al.* (2000)在前人研究的基础上，加入了冰碛覆盖率 D 对反照率的影响。他根据瑞士Haut d'Arolla冰川表面实测数据进行积雪反照率参数化时，首先按积雪深度 d 将其分为深雪($d \geq 0.5 \text{ cm w.e.}$)和浅雪($d < 0.5 \text{ cm w.e.}$)，对深雪不考

虑下垫冰面对其反照率的影响，而对浅雪考虑了下垫冰面对其反照率的影响，分别采用不同的参数化公式。对于裸冰，采用海拔高度 E 作为冰碛物覆盖率 D 的替代变量，建立了裸冰反照率 α 关于海拔高度的参数化公式。而且，为了保持从深雪反照率下降至浅雪反照率数值的连续性，引入了关于雪深 d 的平滑过渡函数。由于在参数化过程中尽可能的考虑了影响反照率各种因素，所以该参数化方案的模拟效果较好。

但是相关研究表明，受日内气温、云量与太阳高度角等要素的影响，冰川表面反照率存在着明显的日内变化特征（Hock, 2005）。而以天为单位的冰雪反照率参数化模型没有考虑冰雪反照率的日内变化，模拟值仅代表了反照率的日均值。若忽略冰川反照率的日变化信息，将会导致净短波辐射量变化达16%，从而影响冰川物质平衡模拟精度（Arendt, 1999）。因此在参数化模拟方案中需要考虑冰川反照率的日变化过程，发展逐时分辨率的冰雪反照率参数化方案。

前人研究中提出的逐时分辨率冰雪反照率参数化模型并不多。最典型的为Hock and Holmgren (2005)在瑞典北部的Storglaciären 冰川发展的逐时分辨率的冰川能量/物质模型中提出的逐时分辨率的冰川表面反照率参数化方案。在积雪表面，根据前一个小时的反照率估算逐时反照率值。在有降雪的情况下，以降雪量为变量对积雪反照率进行参数化；在无降雪的情况下，以降雪后的天数、逐时气温为替代变量进行反照率参数化。在考虑云层覆盖影响的情况下，最后计算的积雪反照率需要用两个时刻间的云量覆盖率变化进行修正，其中云量覆盖率为实测入射太阳短波辐射与大气层顶太阳辐射的比值。在裸冰表面，由于其反照率随时间变化不明显，则可设为固定值0.355，在空间上随着海拔高度的增加而增大，增加速率约为 $3\% \cdot (100\text{m})^{-1}$ 。

这种基于气象要素的反照率参数化模型属于经验统计模型，它较少的考虑反照率变化的物理机制，以气象要素、雪深、密度等代用指标为模型参数。方法简单，数据易于获取，已被广泛应用于冰雪消融模拟的研究中。然而，由于经验统计模型由实测数据统计回归得到，受数据采集时间、地域特征的限制，不同的反照率模型都有其应用的局限性，很难应用于其它地区。

（2）基于辐射传输的物理模型

为了能够反映冰雪地物在太阳波谱区（ $0.3 \sim 4.0 \text{ } \mu\text{m}$ ）的反射波谱特征，以及

积雪粒径、太阳天顶角、太阳直射、散射、雪深等要素对雪冰反照率的影响。相关研究基于冰雪的光学性质、米氏散射理论对辐射传输方程进行求解，结合能量平衡、物质平衡模式，模拟冰雪面的反照率。

早期的积雪反射率模型为二流辐射传输模型，以有效积雪粒径和吸收系数为输入参数，没有充分考虑单个冰粒的散射作用（Dunkle and Bevans, 1956）。在1980年提出的Wiscombe-Warren（WW）模式，该模式将雪中的冰粒概化为圆球体，在忽略颗粒间“近场效应”的前提下用米氏散射理论计算单个冰粒的散射，再结合delta-Eddington的多次散射近似求解算法（Wiscombe and Warren, 1980），其优势在于输入的参数均为实测值，可操作性强，被广泛应用。随后，Choudhury and Chang（1981）用Sagan-Pollack近似求解方法代替米氏散射算法，并结合delta-Eddington多次散射算法，提出了Choudhury-Chang波谱反照率模式。Mullen and Warren（1988）根据实测数据针对湖冰类型提出了辐射传输模型，结果表明，湖冰的波谱反照率主要受到冰体中气泡大小分布、吸收系数、太阳高度角等要素的影响。Marshall（1989）在Wiscombe-Warren 模型基础上发展了一种新的物理模型，该模型根据颗粒半径、太阳高度角、黑碳含量、雪深的要素来模拟积雪在可见光、近红外波段的反照率，已被应用到气候模式中。Aoki *et al*（2000）根据多次散射模型模拟日本北海道地区积雪的光谱反射率，并分析积雪物理特性（杂质含量、粒径、密度等）对波谱反照率的影响。Green *et al*（2002）基于冰和液态水的固有光学属性-光谱复折射率，建立了两个可反演积雪粒径和液态水含量的积雪波谱反射率模型，该模型中利用米氏散射理论计算两个模型中假设为球状的雪晶的消光、散射和非对称性等光学属性，用于约束离散坐标系辐射传输（DISORT）的计算。Gardner and Sharp（2010）以雪冰面积、黑碳含量、太阳高度角、云层光学厚度和雪深这5个变量作为影响冰雪波谱反射率特征的参数，将16流平面平行雪冰辐射传输(DISORT)模型与Santa Barbara DISORT(SBDART)大气模型相结合，建立了新的一种冰雪反照率参数化模型经验证有着较高的精度，已被应用到南极地区的气候模式中（Munneke *et al*, 2011）。

此类型模型充分考虑了冰雪物理属性、大气条件等因素对冰雪地物的反射波谱特性的影响，是一种基于理论与物理机制的模型。与统计回归模型相比，该模型在反映冰雪反射波谱特征及其影响因素上有着一定的优势，适用于冰雪反照率变化特征的理论研究，但此类型模型的物理机制较为复杂，要求输入的参数较多，不容易得到，限制了其在研究中的实用性。

1.2.2 冰川反照率时空分布特征及影响因素

冰川表面反照率由三方面因素决定（Gardner and Sharp, 2010）。第一，表面覆盖类型的光学性质。图1-1为成冰过程中不同阶段的反射光谱曲线。从图中可以看出，虽然不同状态下的反射波谱曲线不同，但其趋势走向类似。每条曲线在可见光区的变动都较小，均表现出强烈的反射，随着波长的增加，反射特性逐渐减弱，尤其在0.6~0.7以后开始急速下降，在近红外区呈现强烈的吸收，整体上积雪的反射波谱曲线高于裸冰，可见光区的反照率高于近红外。污化物的增加，以及冰体内气泡的增加均会引起冰川光学性质的改变，进而影响冰川反照率。研究发现，冰面可见光区反照率一般为0.35~0.65，饱含气泡的附加冰甚至高达0.7~0.8（Winther,1994；Dadic R et al., 2013）。

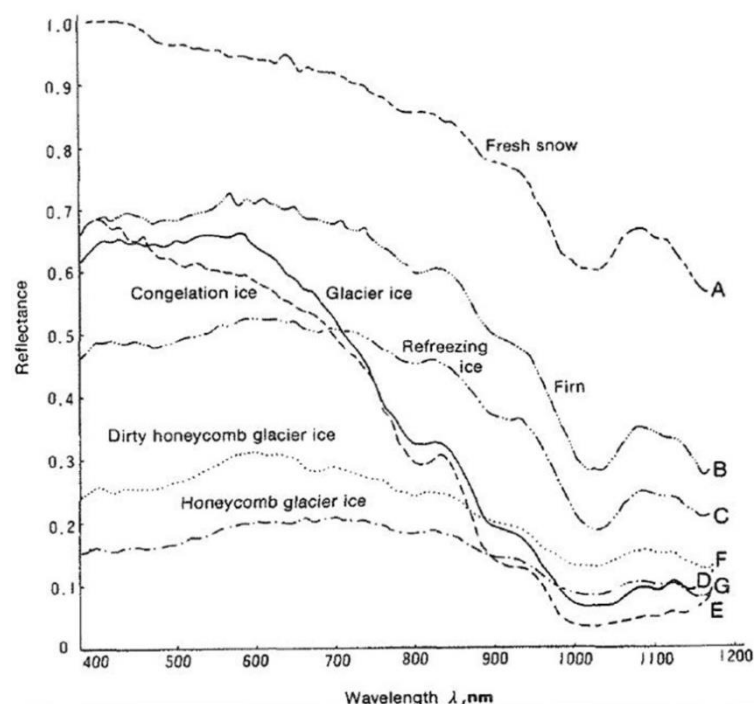


图1-1 冰川冰在不同成冰阶段的反射光谱（Zeng et al., 1983）

第二，冰粒与光子相互作用的位置与频率，包括：散射和吸收，这一过程可基于辐射传输过程加以解释。例如：冰粒对光子的散射主要发生在冰/雪-气的接触面，而对其吸收主则要发生在雪层的穿过程中。随着冰粒的增大，入射光穿越晶粒的有效距离加长，增加了光子被吸收概率，减少了被散射的能量比例，最终导致反照率的降低。再如：液态水在短波区间的光学属性与冰十分相近，因此雪层中液态水的出现不会直接影响到积雪的波谱特征（Dozier, 1989）。然而，液态水能够加速冰粒粒径增大的过程，并通过填充冰粒间的空隙增大了积雪颗粒

的有效粒径, 间接导致积雪光谱反射率降低 (Gardner and Sharp, 2010)。由于可见光能够穿越一定厚度的雪层, 使得一定范围内, 随着积雪厚度的增加, 体散射增强, 积雪反照率增加。

第三, 入射太阳辐射状况。例如: 当太阳入射天顶角较大时, 受晶粒的不对称散射作用影响, 光子在晶粒表面发生散射的几率要高于垂直入射时, 因此会增加冰川反照率。另外, 当云出现时, 由于云层对近红外辐射强烈吸收, 造成冰雪面接收到的太阳辐射中可见光辐射比例增加, 也会导致整个太阳波谱冰雪面反照率的增加。

因此, 受与雪冰表面物理属性, 例如: 晶粒大小, 密度、含水量、雪层厚度、粗糙度、污化物等和大气或天空状况, 例如: 太阳天顶角、云量、云状、大气水汽含量、浑浊度等有关的多方面因素的影响以及各因素间相互作用, 冰川表面反照率呈现出剧烈的时空变化。早在20世纪50年代, 在阿拉斯加州的Lemon Creek冰川、格陵兰冰帽等区域就开展了对积雪反照率随时间变化的研究, 认为积雪反照率在时间尺度上的变化是由其表面粗糙度、杂质含量、消融冻结与大气状况等因素的改变引起的 (Hubley, 1955; Diamond 和 Gerdel, 1956); 对冰体反照率变化特征研究是从1969年开始的, Bolsenga对北美五大湖区域的冰体分不同类型进行研究, 结果表明冰体反照率可从清洁冰的0.1变化到雪冰的0.46, 而后考虑了一天內太阳高度角和云量的变化情况, 对雪冰、污化冰反照率的日内变化进行了观测和分析 (Bolsenga, 1969; Bolsenga, 1977)。

近年来, 研究者在格陵兰冰盖、南极冰盖、挪威Svalbard地区 (Winther et al., 2002)、瑞士Morteratschgletscher、Haut冰川、阿尔卑斯山Aint Sorlin冰川、安第斯山Zongo冰川和瑞典Storglaciären冰川等地区分别进行单点或区域冰川表面反照率的观测研究, 根据多源数据分析冰川表面反照率在观测时段内的时空变化特征, 并对其影响因素进行研究。

研究结果表明: 雪面反照率在一天中受太阳高度角、消融冻结作用的影响呈现明显的日内变化, 其数值可达0.3以上。在晴空天气下随着太阳高度角的升高而减小, 即在早晚时反照率较高, 在当地正午前后反照率达到最低 (Choudhury, 1981)。而且, 由于积雪的变质作用以及消融, 在一日内即使上、下午太阳高度角相同时, 反照率值也略有差异, 表现为上午反照率值大于下午反照率值, 反照率变化相对地方正午时刻呈现不对称分布。当天空有云时, 积雪反照率日内变化

趋于减缓,对太阳高度角的依存关系减小。相对于积雪反照率,冰面反照率的日内变化平缓,其值较为稳定,天空云量对其变化的影响也较小(Jonsell *et al.*, 2003)。

前人对冰川表面反照率长时间序列变化的研究相对较少,一般采用日反照率值的时间序列来反映冰雪面反照率的季节变化特征。Oerlemans等(1998)在瑞士Morteratschgletscher冰川消融区的实测数据显示冬季反照率最大,春季反照率小于冬季,到夏季最低,随后缓慢上升。而王杰(2012)基于MODIS反照率产品对中国西部典型冰川的研究得出,大陆型冰川(喀纳斯冰川、科其卡尔冰川、普若岗日冰原、冬克玛底冰川和老虎沟12号冰川)表面反照率在秋(冬)季最大,冬、春季逐渐减小,在夏季达到最小;而海洋型冰川(帕隆藏布4号冰川和海螺沟冰川)表面反照率的年内变化不同于大陆型冰川,在春季最大,秋、冬季次之,夏季达到最小。Jonsell等(2003)认为冰川反照率的这种季节变化是表面覆盖类型在积雪与裸冰间过渡转换的结果。

对年代际尺度冰川反照率变化的研究结果表明,2000年以来,绝大多数冰川反照率呈现不同程度的下降趋势。其中,2002~2012年间,格陵兰西南地区7~8月的反照率以每10年0.04~0.16的速率下降(Stroeve *et al.*, 2013);喜马拉雅地区的冰川反照率2000~2009年间也以每年 $0.41 \pm 0.40\%$ 的速率下降,且北坡($0.61 \pm 0.50\% \text{ a}^{-1}$)快于南坡($0.20 \pm 0.11\% \text{ a}^{-1}$)(Ming *et al.*, 2012);而同期中国西部9条冰川的夏季反照率除老虎沟12号冰川有增加趋势外(增加速率为 0.0029 a^{-1}),其余冰川反照率均为下降,下降速率在 $0.0012 \sim 0.0059 \text{ a}^{-1}$ (Wang *et al.*, 2014)。Seo 等(2016)对南极地区1983~2009年间反照率的研究发现,该地区反照率呈现两种不同的变化趋势,南极西部地区,反照率以 $0.0007 \sim 0.0015 \text{ a}^{-1}$ 的速率下降,而其余地区,则以 0.0006 a^{-1} 速率增加。

冰川表面反照率的空间变化与其表面状况、类型有关,由于积雪反照率大于裸冰反照率,因此积累区反照率通常大于消融区反照率,在有污化或碎屑沉积的部分反照率低,而在清洁的冰面或雪面上反照率相对较高(Moustafa *et al.*, 2015)。整体上,山地冰川表面反照率一般呈现随海拔的升高而增加的分布规律,且在平衡线附近增速最快(Knap *et al.*, 1999b)。然而,也有研究发现,由于强降水对表面污化物的冲洗,使得冰川反照率的空间分布不完全随海拔的变化而变化(Brock, 2000)。

1.2.3 冰川反照率与冰川物质平衡的关系

基于能量/物质平衡模型的模拟表明，太阳短波辐射为冰川消融提供了最主要的能量源。而冰川表面吸收的太阳短波辐射由入射太阳短波辐射和其表面反照率共同决定。研究表明，冰川物质平衡对反照率的变化极其敏感（Naegeli *et al.*, 2017），且物质平衡高度结构主要受反照率高度结构的影响，反照率大小直接影响冰川物质平衡水平（Jiang *et al.*, 2010）。例如，加拿大Peyto冰川的研究结果显示，反照率增大0.05会引起冰川物质平衡量增加0.66 m w.e.，反照率减小0.05会引起物质平衡量减少0.83 m w.e.（Munro, 1991）；我国祁连山老虎沟12号冰川反照率变化0.1，导致其物质平衡变化36%（Sun *et al.*, 2014）。

冰川物质平衡对反照率变化的敏感响应主要是由二者间的正反馈机制造成的。由于冰面反照率降低，改变了其表面与大气之间的能量交换过程，使得冰川吸收的太阳辐射能增加，导致冰川消融加速。伴随消融的加强，在积累区，积雪面积缩小、积雪变质速率加快、高反照率的细粒雪减少、低反照率的粗粒雪增多、含水量增加；在消融区，具有更低反照率的裸冰面积扩大，冰内杂质在表面不断富集。冰川表面物理属性的这些变化，又进一步降低了其反照率。因此，在这一正反馈机制的作用下，反照率下降成为近年来冰川加速消融的重要原因之一（Li *et al.*, 2011）

由于反照率与物质平衡关系密切，近年来一些学者尝试基于遥感反演反照率的方法来计算冰川物质平衡（De Ruyter De Wildt *et al.*, 2002; Dumont *et al.*, 2012）。研究表明，当反照率达到最小时，冰川雪线高度到达最高，而雪线是冰川平衡线最好的指示器，因此可以通过建立年内最小反照率与当年物质平衡的关系，来估算冰川物质平衡。Greuell 和 Oerlmans（2005）基于以上思路，利用 AVHRR 影像反演的冰川反照率，估算了格陵兰 K 断面处的物质平衡，估算结果诠释了过去 13 年间 71% 的冰川物质平衡变化。其结果显示该方法对于那些积累量较小的冰川有很好的适用性。Greuell 等（2007）基于同一思路，利用 MODIS 反照率产品，估算了斯瓦尔巴岛地区 Kongsvegen 冰川和 Hansbreen 冰川 2000~2005 年的物质平衡，发现其结果与同期的实测值之间有很高的相关性（分别为 0.94 和 0.82），但需要注意的是这种方法无法计算出物质平衡的绝对量值，对年内变化也存在低估现象。Brun 等（2015）采用了与 Greuell 等（2007）相同的方法与数据，重建了喜马拉雅山地区 Chhoya Shigri 冰川和 Mera 冰川 2000~2013 年间的物质平衡序列，均得到了可信的结果。他同时也指出该方法更适用于反照率存在明显季节变化的冰川上，且对于冬季积累型冰川的估算可信度更高，而对夏季积

累型冰川的适用性有待进一步验证。Wu 等（2015）也采用了同样的方法与遥感数据，估算了大冬克玛底冰川 2002~2012 年间的物质平衡，发现其变化趋势与基于实测小冬克玛底的变化趋势一致，2006 年和 2010 年的两个极低物质平衡年份也有很好的对应。Sirruey 等（2016）在通过冰川年内最小反照率计算年物质平衡的基础上，进一步提出，冬季冰川累积反照率值与冰川冬平衡也高度相关，可以通过冰川冬季累积反照率计算冰川冬季物质平衡，将这一方法应用于新西兰 Brewster 冰川，得出其计算结果可以解释该冰川 88% 的实测冬物质平衡变化，该冰川年物质平衡主要受其夏物质平衡决定，决定系数为 0.92。

这种通过冰川年内最小反照率与物质平衡的统计回归关系计算冰川物质平衡的方法，虽然以最少的输入参数计算了冰川物质平衡，并得到了较可信的结果，也实现了对观测资料较少地区的冰川物质平衡计算。但是不难看出，这种方法目前多应用于以冬季积累为主的冰川，在夏季积累型冰川上的适用性还不得而知。而且，该方法目前用到的遥感数据为时间分辨率较高，空间分辨率较低的 MODIS 数据和 AVHRR 数据，满足面积较大的山地冰川和冰盖研究的需要，但对于占全球冰川数量 79.2% 的面积不足 1km² 的山地冰川而言，则需要更高空间分辨率的遥感数据。

我国是全球中低纬度山地冰川最为发育的国家之一，冰川融水为干旱半干旱地区提供了重要的淡水资源。而在国内，对冰川反照率开展的研究并不多。反照率资料多为实地单点观测得到（白重瑗等，1989；蒋熹等，2008；孙维君，2011；杨兴国等，2010；杨清华等，2013）。迄今应用遥感资料对中国境内冰川表面反照率开展的研究较少（毛瑞娟等，2013；Ming *et al.*, 2015；Wang *et al.*, 2014；2015；Wu *et al.*, 2015），而且，这些研究很少涉及到冰川区遥感反演反照率精度评估方面的内容，虽然王杰 等（2012）利用自动气象站观测数据直接对遥感反演反照率结果进行了精度验证，但是他没有考虑到仪器观测视场与像元面积之间的空间差异。在反照率参数化模拟方面，仅有康尔泗（1994）、蒋熹（2011）和王杰（2012）分别对乌鲁木齐河源 1 号冰川、祁连山七一冰川和冬克玛底冰川进行反照率参数化模型的构建，模型的基本方程并没有太大变化，主要改进对单个能量组分的模拟，例如太阳入射辐射分量等，使其更符合实际情况或更具有物理意义。

1.3 研究目的、内容与技术路线

1.3.1 研究目的

本研究的主要目的是利用遥感影像反演冰川反照率,模拟规模较小的山地冰川物质平衡,一方面为分布式能量/物质平衡模型中反照率的输入提供科学依据,另一方面也为缺乏实测资料地区冰川物质平衡的计算提供借鉴。具体可分为如下三点:

(1) 利用遥感影像反演冰川反照率,评价其在山地冰川区的适用性;

(2) 基于冰川反照率的时空变化特征,通过冰川反照率动态阈值法提取冰川消融期末的雪线高度;

(3) 基于平衡线模式,模拟冰川物质平衡。

1.3.2 主要研究内容

围绕上述研究目的,本研究选择反照率时空变化明显、代表性良好且具有长期系统而全面的冰川观测数据的天山乌鲁木齐河源1号冰川为研究区,以2000年以来多期Landsat影像和MOD10A1产品为主要数据源,结合多种冰川实测资料,包括ASD反照率数据、自动气象站辐射数据、物质平衡数据、气温降水数据和冰川表面污化物数据,进行以下几个方面的研究:

(1) 通过影像配准、辐射定标、大气校正、地形校正、BRDF校正以及窄-宽波段的转换进行Landsat影像冰川反照率反演。同时也对MOD10A1产品进行预处理,提取乌源1号冰川的反照率值。然后利用同期实测冰川反照率数据分别对这两种遥感反照率结果进行精度评价,以验证这两种反照率资料在本区域的适用性;

(2) 利用多源数据对乌源1号冰川反照率的时空变化特征进行分析,包括一个物质平衡年内不同表面状态下冰川反照率的空间分布特征、消融期反照率的日内变化、季节变化和2000年以来的年际变化。在此基础上探讨冰川积累区面积比例、地形、云量、表面污化物,液态水以及气温、降水等因素对其时空变化的影响;

(3) 基于冰川反照率的时空变化特征,根据积雪、冰川冰反照率数值之间的差异,划定动态阈值对冰川消融期末的雪线进行提取,讨论大陆型冰川雪线高度与平衡线高度的关系;

(4) 在获得冰川雪线高度以及物质平衡梯度的基础上,基于平衡线模式模

拟2002~2015年间的冰川物质平衡，并利用实测物质平衡值对模拟精度进行验证。

1.3.3 技术路线

本研究的技术流程图如图1-2所示：

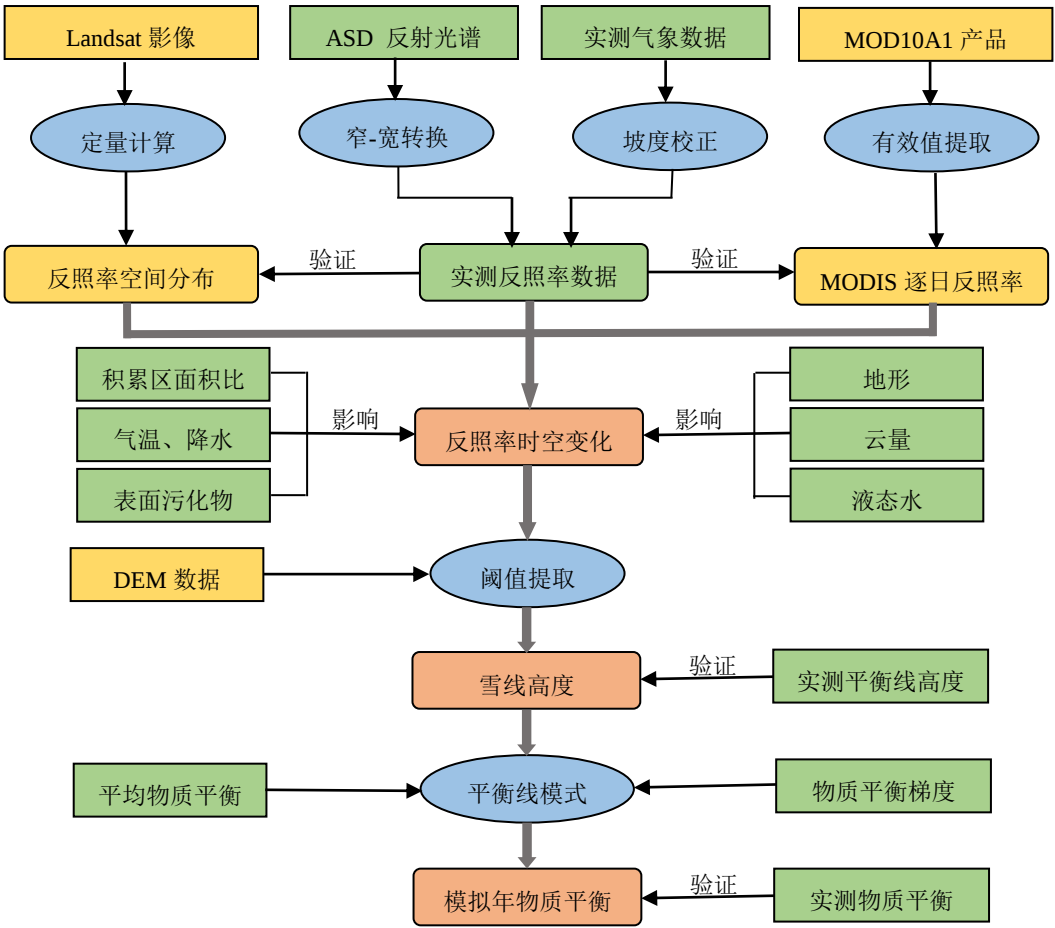


图 1-2 研究技术流程图

1.4 论文结构

第一章是绪论。阐述了本研究的选题背景和意义，介绍了冰川反照率获取、时空变化及其影响因素和冰川反照率与物质平衡的关系 3 方面的国内外研究现状，在此基础上提出本研究的目标，研究思路和主要内容。

第二章是研究区概况。主要介绍了天山及乌鲁木齐河源 1 号冰川的基本概况，包括地理位置、气候特征、冰川发育现状、过去和未来的变化情况以及在此处开展冰川反照率研究的意义。

第三章对研究中用到的所有数据资料的来源、获取方法以及用途进行了详细

介绍。主要有遥感数据，包括Landsat影像和MOD10A1产品；实测反照率数据，包括ASD地物光谱仪数据和自动气象站数据；花杆/雪坑法计算的物质平衡及平衡线数据以及其他辅助数据，包括气象数据、地面高程数据和冰尘数据。

第四章，首先对Landsat影像进行了反照率反演。同时，也利用MRT转化工具对MOD10A1产品进行了预处理，提取了研究区的反照率值。然后，利用实测资料分别对两种遥感数据进行了精度验证，并分析可能的误差来源。

第五章，利用Landsat影像的反演结果、MOD10A1产品数据、ASD野外观测数据和自动气象站数据分析了乌源1号冰川反照率的时空变化特征，主要包括不同状态下的空间分布情况，消融期冰川反照率的日内变化、季节变化和年际变化。

第六章，重点分析了冰川积累区面积比例、气温、降水，表面污化物、液态水、云量和地形对冰川反照率的影响。

第七章，首先根据积雪、冰川冰反照率的数值差异提取了冰川消融期末的雪线高度，讨论了消融期末反演雪线高度与平衡线高度的关系。同时，也通过实测物质平衡值与海拔的线性拟合得到冰川的物质平衡梯度。在此基础上，基于平衡线模式模拟计算了2002~2015年的冰川物质平衡，并利用实测物质平衡值对模拟精度进行验证。

第八章是结论与展望。系统的总结了本研究的主要结果，并指出当前研究的问题和不足，对今后进一步的研究进行了探讨。

2 研究区概况

2.1 区域背景

2.1.1 天山自然地理状况

天山（67°~95°E、40°~45°N）是横亘于亚洲中部中、吉、哈三国境内的巨大山系，若以西端的乌加穆斯基山，东端的哈尔里克山，以及北部的赛木里湖和西南的费尔干山为界，东西全长 2100 km，南北最大宽度 300 km。其四周分布有广袤的沙漠，戈壁和荒漠。南面为我国最大的沙漠——塔克拉玛干沙漠，北面为古尔班通古特沙漠，向东与西甘肃沙地，以及内蒙古戈壁高原相邻，向西与中亚的穆云库姆沙漠、萨雷—伊施科特劳沙漠相接（图 2-1）。整个天山山系由 36 条北西—南东走向的山脉和山间盆地组成，山势高峻，海拔高差大，平均海拔约 4000 m，最高峰为托木尔地区的托木尔峰（7435.3 m）。其中，我国境内的天山通常称东天山，横跨新疆维吾尔自治区全境，西端为中国与吉尔吉斯斯坦边界，东端是哈密市以东的星星峡戈壁，东西绵延 1700 km，占天山总长度的 2/3。

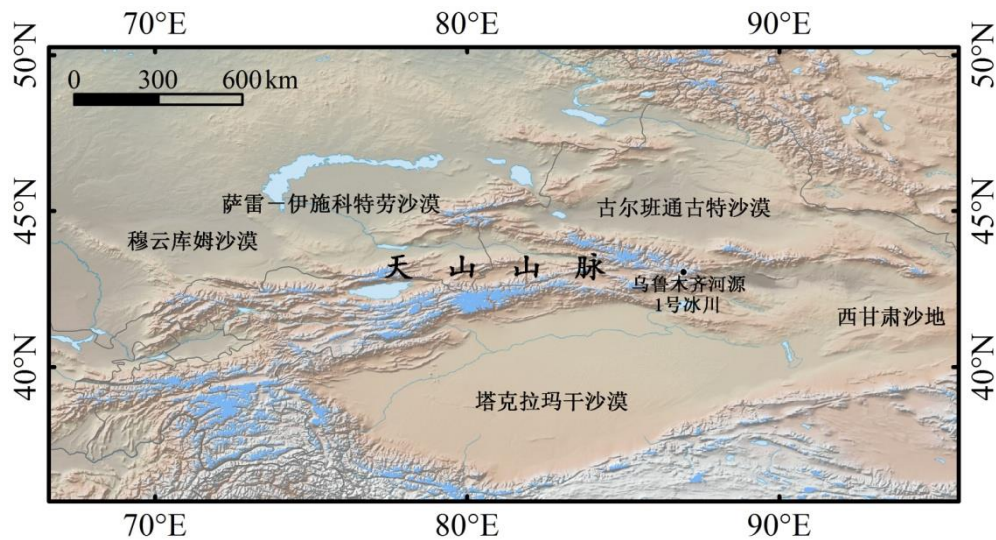


图 2-1 天山山脉地理位置及周围环境

天山山系大气环流是亚欧大气环流的一部分，因此，整个山系全年受北半球西风带控制。然而，由于受青藏高原和帕米尔高原的影响，西风气流在4000 m 以下被分割成南北两支，其中天山地区主要受北支气流的影响，并在冬季达到最强。在气流北上途中，与高大地形的共同作用下，在低空形成强大的反气旋性环流系统，加之此时受西伯利亚反气旋的影响，最终导致冬季山区的气候特征以干冷为主，盛行偏北风，东北风。夏季，青藏高原副热带高压系统极为发达，使其

北部的纬向环流增强,并于40°N附近的副热带峰区位置形成天山山地的夏季雨区(胡汝骥, 2004)。而且,在近地表,山地与盆地结合的独特地理格局使地表气流进一步复杂化,由于热力作用的差异使得山坡与盆地之间形成局部的山谷风环流系统。

天山地处内陆,加之总体海拔高,山体切割强烈。山区气候以大陆性强、干燥度高、垂直气候分带显著为特征。水热时空分布差异明显,云量较少。天山同海拔高度上的年平均气温,具有从北向南、从西向东、从山地边缘向内陆逐渐降低的趋势。海拔2000 m以上气温逐减量与海拔高度呈直线关系,海拔高度每升高100 m,气温降低0.7 °C。天山地区最冷月普遍出现在1月份,此时大部分地区平均气温低于-10 °C,高山带低于-15 °C,山间盆地和冰川带,月平均气温低于-20 °C(李江风, 1991)。而且,由于天山特有的山、盆地貌组合结构,冬季在山区往往会形成一定厚度的逆温层,其厚度、高度和强度因时、因地而异。

天山山地的水汽主要来自三个方向(Aizen *et al.*, 2001):一是西风气流,携带大西洋水汽由西向东输入,期间不断得到地中海,里海,黑海、咸海等水体的补充,成为天山地区最主要的水汽来源。二是来自北冰洋的冷湿气流,途径西西伯利亚,翻越阿尔泰山到达天山北部,受山体的阻挡,气流在抬升过程中水汽凝结产生降水。三是伊朗和阿富汗爆发气旋的北上,在天山南部形成的气旋性降水。因此,整体上,天山降水的空间分布呈现出自西向东逐渐减少的趋势(Bothe, *et al.*, 2012)。西部伊犁河谷,平原区降水较少,一般在300 mm左右;随海拔的升高降水量逐渐增加,在海拔1000 m处可达400 mm左右;海拔3000 m以上的高寒山区,广泛发育有现代冰川,冰川区降水量可达800~1000 mm(叶佰生等, 1997)。而位于天山最东端的哈密盆地,多年平均降水量为34.6 mm,海拔3300 m处7月份的降水量为有157 mm,庙尔沟平顶冰川区的年降水量也仅 600 mm(李忠勤等, 2007c)。另外,就降水形式而言,天山地区可分成三个液、固态降水区。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。

2.1.2 天山冰川发育及其变化

独特的山地走势和巨大的高度阻挡了大量来自西面和北面的高空水汽,为天山地区冰川发育提供了优越的物质和低温条件。根据 RGI 第五版数据,天山共

发育现代冰川 14 966 条，面积 12 385.48 km²，分别占世界冰川总条数和总面积的 7.6%和 1.7%。这些冰川分属于中国、吉尔吉斯斯坦、哈萨克斯坦和乌兹别克斯坦四国。冰川类型上，天山冰川绝大部分为山谷冰川，冰川平均作用范围在 2640~7097 m 之间，仅有 179 条为平顶冰川，其面积约占冰川总面积的 8%。冰川规模上，天山地区冰川整体规模较小，从冰川面积来看，85.7%的冰川面积不足 1 km²，单条冰川平均面积为 0.83 km²，小于世界冰川的平均面积，为 3.52 km²。就冰川长度而言，65.4%的冰川长度在 1 km 以下，10 km 以上的冰川有 42 条，最长的为南伊内里切克冰川，长 61.4 km，面积 373.9 km²。冰川末端朝向上，天山大多数冰川发育在北坡（0°~22.5°，337.5°~360°）、东北坡（22.5°~67.5°）和西北坡（292.5°~337.5°）。约占天山冰川总条数的 73.3%，相应占冰川总面积的 63.1%。南坡发育的（157.5°~202.5°）冰川虽然数量最少，但单条冰川的平均面积最大。空间分布上，按冰川的地理位置及其互相组合，可以分为内天山、北天山、中央天山、西天山和东天山。其中，中央天山是由其最高峰——托木尔峰（7435 m）与汗腾格里峰（6995 m）等 40 余座海拔 6000 m 以上的山峰组成的高大山地，即托木尔-汗腾格里峰山汇。围绕这些山峰四周，放射状的分布着众多规模巨大的树枝状复式山谷冰川。天山地区 7 条面积大于 100 km² 的冰川均分布于此，成为天山最大的冰川作用中心。

天山深居中亚内陆地区，其高海拔地区发育的冰川是该地区重要的水资源，形成了楚河、锡尔河、伊犁河和塔里木河等著名河流。据估算，中国新疆冰川融水对河川径流的平均贡献率在 25%以上（杨针娘，1991）；在塔里木盆地，这一比例上升至 40%；在东天山吐哈盆地，这一比例可高达 70%，（康尔泗等，2002）。

其中，根据第二次中国冰川编目资料，中国境内天山目前有冰川 7 934 条，面积 7 179.77 km²，分别占天山山脉冰川条数和面积的 44%和 50%，是天山冰川主要发育地区，冰储量约为 707.95 km³，折合成水当量约为 6371.5×10⁸ m³（刘时银等，2015）。中国天山地区冰川分布极不均匀，托木尔山-汗腾格里山汇区和哈尔克他乌山发育的冰川虽然数量较少，但冰川面积较大（平均面积 2.35 km²），是天山最大的冰川作用中心，其次为依连哈比尔尕山，虽然发育冰川最多，但多为小型冰川，平均面积仅为 0.75 km²。其他多数山区的冰川规模较小，平均面积不足 1 km²。从面积等级来看，中国天山冰川主要以面积小于 1.0 km² 的冰川为主，条数达 6887 条，占中国天山冰川总条数的 85.9%。随着冰川面积等级的增大，冰川数量急剧减少，但面积和储量却呈增加趋势。其中面积介于 1.0~10.0 km² 冰川

条数所占比例仅为13.2%，但其面积和冰储量所占比例却达38.2%和20.9%；面积大于等于10 km²的冰川条数仅有69条，但其面积和储量高达2854.2 km²和576.2 km³，分别占总面积和总储量的39.2%和73.7%。中国天山冰川分属于伊犁河流域、塔里木河流域、准格尔内流水系和吐鲁番-哈密内流水系。

受气候变暖的影响，自小冰期以来，尤其在近50年间，天山冰川均处于退缩状态，并在上世纪70年代以后，呈现出加速趋势。1961~2012年整个天山山系冰川总面积减少2960±1030 km² (18±6%)，物质损失量达5.4±2.8 Gt/yr (27±15%) (Farinotti *et al.*, 2015)。且在不同区域差异十分显著，基于天山地区20条参照冰川的研究推测，从小冰期末至今，外天山的冰川面积可能减小了50%-90%，内天山冰川相对稳定，面积变化在3~7%之间(Savoskul, 1997)。其中，Tino 等(2013; 2014)利用KH-9间谍卫星和SPOT-5影像对比发现：整个中天山地区的冰川面积在1975~2008年间缩减了245±315 km² (3.7±4.8%)，平均每年缩减0.11±0.14%。30年间冰川的物质亏损幅度为0.35±0.34 m·a⁻¹。空间上呈现出自东向西、自内向外逐渐增大的趋势。对比天山北部阿拉阿查(Ala Archa)地区不同时期的遥感影像也发现，冰川总面积在1964~2010年间缩减了7.5±2.0 km² (18.3±5.0%) (Bolch 2015)，其中1963~1981年间冰川面积缩减了2.21 km² (5.2%)，1981~2003年冰川面积缩减量为4.31 km² (10.6%) (Aizen *et al.*, 2006)。冰川末端在1861~2003年间退缩了1.5 km(Aizen *et al.*, 2006)。近50年来，冰川物质亏损量为0.98±0.56 km³，平均每年消融0.45 m。在1964~1999和1999~2012年间冰川物质分别以-0.45±0.27 m·a⁻¹和-0.42±0.66 m·a⁻¹ 的速率损失(Bolch 2015)。

中国境内的东天山，根据两次冰川编目统计，冰川条数减少了约 965 条 (10.84%)，面积缩小了 1619.82 km² (18.41%)，储量亏损量为 104.78 km³ (12.16%)，其中，数量以<1 km²的冰川减少的最多，面积减少以< 5 km²的冰川最为严重(邢武成等，2017)。而在区域上也呈现出明显的差异，不同区域的缩减比率为 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 3.5~7.0 m/a。变化速率最快的是位于天山中部的乌鲁木齐河流域，最慢的为西部的托木尔峰地区(李忠勤等，2010)。

根据RCP4.5排放情景下乌源1号冰川的动力学模式模拟预测结果，对中国境内天山现有冰川进行敏感性分析试验，结果显示本区共有5870条冰川很可能比1号冰川变化、消失的快，分别占冰川总条数和总面积的73.2%和21.2%。这些冰

川从数量和面积上看，主要集中在伊犁河、吐哈盆地以及准格尔三个流域，塔里木河流域数目最少，所占的面积比例也最小。至2090年前后，剩余的2147条冰川有一半以上分布在塔里木河流域(56.6%)，仅有59条残存于吐哈盆地的高山之巅，而剩余在准格尔流域冰川有76%集中在玛纳斯河流域，博格达北坡的冰川几乎消失殆尽，仅剩11条。

2.2 乌源 1 号冰川概况

2.2.1 基本情况介绍

乌鲁木齐河源1号冰川（86°48'E、43°07'N），冰川目录编号5Y730C0029，位于中国境内天山山脉中段喀拉乌成山北坡乌鲁木齐河源处，行政上隶属新疆维吾尔自治区乌鲁木齐市乌鲁木齐县，可简称乌源1号冰川或1号冰川。整个河源区共发育7条冰川，1号冰川面积最大，是其正源头。该冰川是一条山谷-冰斗冰川，由东、西两支组成（1993年分离），冰川积累区朝向东北。据实测资料显示，2012年冰川面积1.59 km²，其中东支面积为1.02 km²，与第二次冰川编目公布的全国冰川平均面积（1.06 km²）十分接近，略大于中国境内天山冰川平均面积（0.89 km²）。最大长度为2.1 km，海拔范围东支在3752~4225 m之间，西支在3848~4445 m之间。最近的一次（2012年）雷达测厚数据显示，冰川最大厚度为124±5 m。冰川平衡线高度约在4050 m附近。如图2-2

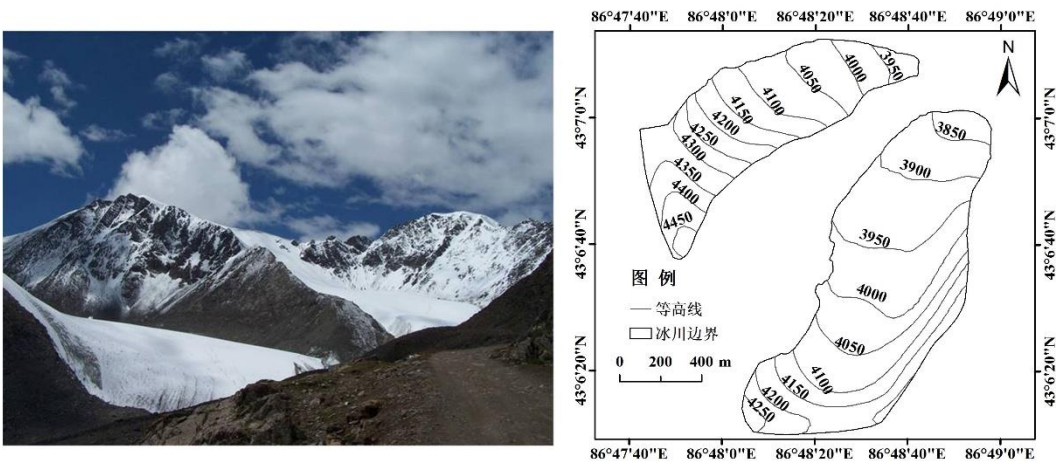


图2-2 乌鲁木齐河源1号冰川示意图

河源区大陆性气候显著，气温季节变化明显，降水年内分配极不均匀，夏季温凉多雨，冬季寒冷干燥。由于河源区深居欧亚大陆腹地，来自东部的太平洋、南部的印度洋以及北部的北冰洋水汽在沿途高大山体的阻挡下，很难到达本区域，因此，西风环流所携带的大西洋水汽由于山地阻挡作用较弱，成为河源区主要的

水汽来源(张寅生 等, 1994)。据冰川东南方向3 km处的大西沟气象站(3593 m a.s.l)1959~2016年间气象资料显示(图2-3), 乌鲁木齐河源区年均气温为-5.0 °C, 负温月长达7~8个月, 最冷月(1月)平均气温为-15.6°C, 最热月(7月)为4.9°C; 而多年平均降水量为456 mm。降水主要发生在5~9月, 集中了全年88%的降水量, 且以湿雪、雹和霰等固态降水为主。然而, 此时也是冰川强烈消融的季节, 因此, 该冰川是一条夏季积累型冰川。这种积累与消融同期的特点, 形成1号冰川极具特色的物理及化学演化特征。

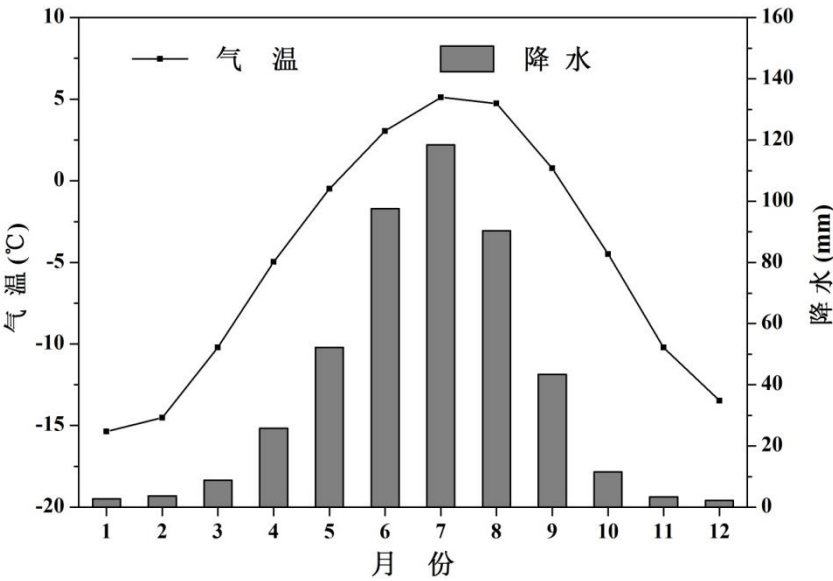


图2-3 乌鲁木齐河源区1959-2016年气温、降水年内分布

2.2.2 过去和未来的变化

自上世纪50年代以来, 河源区气候明显的出现了从暖干向暖湿转变的趋势, 尤其是20世纪90年代中期以来。1957~2004年间, 气温平均以每10年0.203°C的速率升高, 其中, 10~2月增温速率最快, 3~5月次之, 而6~9月温度出现降低趋势。而同期, 降水的增加趋势更加明显, 增幅为31.58 mm/10 a, 除3月份略呈减少趋势外(-0.56 mm/10a), 其他月份的降水均表现为增加趋势, 最大出现在7月, 为6.91 mm/10a (Xu *et al.*, 2018)。

降水的增加虽然一定程度上减缓了由升温引起的冰川强烈消融的趋势, 但是, 总体上无法完全弥补冰川物质的亏损。因此, 乌源1号冰川自1959年开始观测以来, 持续处于消融状态, 且在20世纪80年代, 尤其是90年代中期以来出现了明显的加速趋势。观测结果表明, 1960~2016年, 乌源1号冰川平均物质平衡量为-339 mm/a, 与全球冰川总体变化一致。从细节上看, 冰川自1960年以来经历了两次

加速消融过程：第一次发生在1985年前后，导致多年平均物质平衡量由1960~1984年的-81 mm/a降至1985~1996年的-273 mm/a；第二次从1997年开始，更为强烈，致使年平均物质平衡量降至-701 mm/a，其中2010年冰川物质平衡量跌至-1327 mm，为有观测资料以来的最低值。2010年之后，冰川物质平衡量呈现波动变化，在经历了2011~2014年的消融减缓后，再次出现很高的负平衡。1960~2016年，乌源1号冰川累积物质平衡量达-19 330 mm，即假定面积不变的条件下，冰川厚度平均减薄 1.933×10^4 mm水当量。2016年，乌源1号冰川物质平衡量为-1017 mm，较2015年更低，仅次于2010年，表明最近两年冰川呈持续剧烈消融状态。

与冰川负物质平衡相适应的是，冰川面积不断缩小，结合地形图、航空相片以及不同时期的遥感影像分析得出：冰川面积在1962~2012年间减少了约0.32 km²，减小了约16.5%，平均缩小速率为0.006 km²/a。其中1962~1992年的30年间缩小了约0.07 km² (3.8%)，而1992~2012年间缩小了近前30年的四倍，达到了0.25 km²，呈现出加速退缩的趋势 (Wang *et al.*, 2014)。

同时，冰川末端位置不断后退，1980年有观测记录以来，乌源1号冰川末端退缩速率呈整体加快趋势。由于强烈消融，冰川在1993年分裂为东、西两支。监测结果表明，在冰川分裂之前的1980~1993年，冰川末端平均退缩速率为3.6 m/a。1994~2016年，东、西支平均退缩速率分别为4.4 m/a和5.8 m/a。2011年之前西支退缩速率一直大于东支，之后，退缩速率呈现出交替变化特征。2016年，东、西支退缩速率分别为6.3 m/a和7.2 m/a，表明西支退缩速率达到历史最高。

对于乌源1号冰川未来的变化，李慧林 (2010) 利用动力学模式详细模拟预测了在多种气候情景下长度、面积和体积的变化情况。得出：在当前气候条件不变的情况下，乌源1号冰川未来仍将持续退缩，直到2180年达到稳定状态，届时冰川规模仅为2006年规模的4%。而其他不同的升温情景下，虽然冰川体积、面积与长度的缩减速率出现一定差异，但都将表现出强烈的退缩趋势，并最终在未来50-90年间消失殆尽。

2.2.3 开展反照率研究的意义

基于上述关于天山以及乌源1号冰川基本情况的介绍，本研究在此开展冰川反照率研究主要从以下几点考虑。

第一，乌源1号冰川反照率时空变化显著。该冰川地处亚欧大陆腹地，四周

分布有广袤的沙漠和戈壁。而且，乌源1号冰川属于夏季积累型冰川，其物质积累和消融都主要发生在夏季。这无疑使得冰川表层特征在夏季发生显著变化，进而引起冰川反照率的改变。此外，观测发现，上世纪50年代以来，由于河源区气温的升高，导致冰川粒雪化过程加快，雪粒径增大，雪层厚度减薄、含水量增加，杂质含量升高（李忠勤等，2007a；2007b）。冰川物理属性的这些变化必然会引起反照率的变化。这些都使其成为开展冰川反照率时空变化特征研究的理想场所。

第二，乌源1号冰川的代表性良好。该冰川规模适中，其东支的面积与全国冰川平均面积十分接近。而且，如图2-4所示，该冰川的物质平衡与世界标准曲线有较为一致的变化规律，这就意味着通过1号冰川的研究，可以了解世界冰川的平均消融状况。此外，该冰川也是世界冰川监测服务处（WGMS）选择的唯一一条中国参照冰川，作为大陆型冰川的代表，跻身全球重点观测的十条冰川之列。因此，在此处开展遥感反演反照率在山地冰川的适应性研究具有很好的代表性。

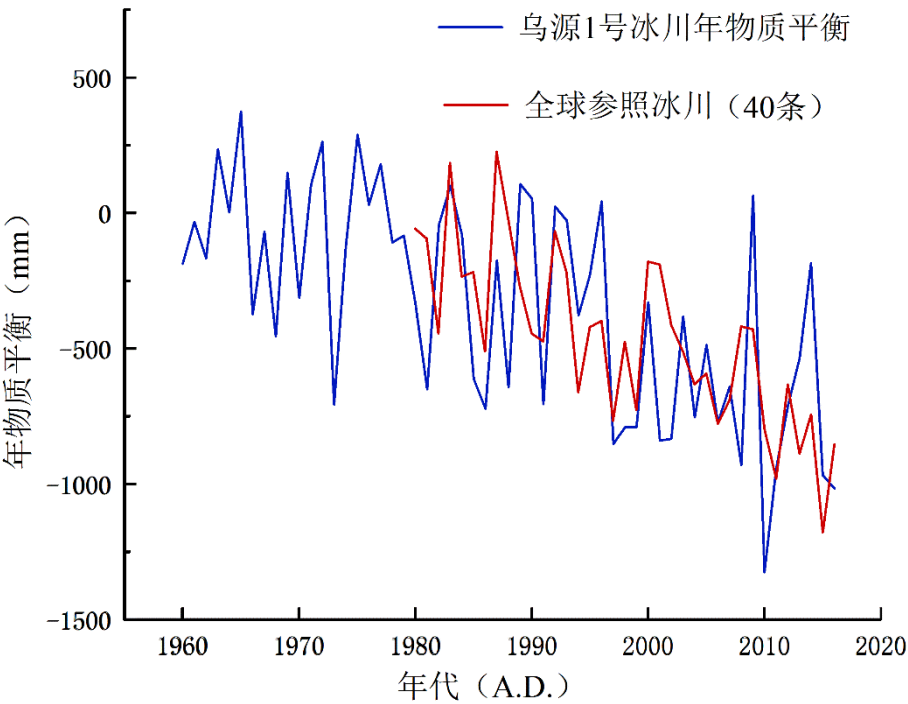


图2-4 乌源1号冰川物质平衡与全球标准曲线对照

第三，乌源 1 号冰川是我国冰川观测历史最长、观测最为系统的一条冰川。观测项目包括冰川物质平衡、末端变化、表面运动速度、冰川温度、冰川区气象、水文、雪冰化学等，积累了近 60 年宝贵的观测资料，为开展冰川反照率遥感反演的地面验证、影响因素及其与物质平衡关系的研究提供了得天独厚的数据平台。

第四，受野外工作环境限制，前人对乌源1号冰川反照率开展的研究很少。1962年6~8月和1983年7月白重瑗等（1989）曾在此处开展过短期冰川反照率的单点观测，对其影响因素进行了初步探讨；此后，Ming *et al.*（2016）和 Takeuchi and Li（2008）在该冰川上进行了消融期表面污化物与反照率关系的分析。然而，这些研究都集中在短期内冰川有限区域的反照率变化特征上。虽然近期王杰（2012）利用MOD10A1产品对该冰川2000~2011年反照率的时间变化进行了初步研究，但是由于其较低的空间分辨率，为500 m，缺乏对整条冰川反照率空间分布的刻画，对其变化的原因以及与冰川物质平衡的关系也未涉及。可见，在此开展冰川反照率的研究一定程度上填补了对于大陆型冰川反照率相关研究的空白。

3 数据来源

本研究用到两类反照率数据，即遥感反演数据和地面实测数据。其中遥感反演数据包括Landsat数据和MOD10A1产品数据，Landsat数据以其较高的空间分辨率，主要用来研究不同状态下冰川反照率的空间分布状况和提取消融期末冰川雪线高度；MOD10A1产品数据具有较高的时间分辨率，用以研究冰川反照率的季节变化和年际变化。地面实测数据主要有ASD地物光谱仪数据和自动气象站数据，一方面用来对遥感反演数据进行地面验证，另一方面也用来研究冰川反照率的日内变化。考虑到遥感数据为瞬时数据，因此用来验证的地面反照率数据尽可能选用卫星过境时刻的同期数据，具体为过境当日11:00~14:00。另外，为了研究冰川反照率与物质平衡的关系，也用到了由花杆/雪坑法观测的物质平衡数据和由此得出的平衡线高度数据。其他辅助数据主要用来研究影响冰川反照率的时空变化，具体包括气象数据、地面高程数据和冰尘数据。以下将分别进行详细介绍。

3.1 遥感数据

3.1.1 Landsat 数据

本研究选取了2013.9~2014.8一个完整水文年内的6景影像来研究不同状态下乌源1号冰川反照率的空间分布规律。同时，也选取了2002~2015年消融中后期7月~8月的12景影像，旨在提取冰川年内最高雪线高度。在此，对于影像的选取，除了考虑时间因素外，还应注意云和周围山体阴影的影响，须选用冰川区无云及阴影覆盖的影像。而且用来提取雪线高度的影像，为了避免新降雪事件的干扰，研究中参考了位于河源区的大西沟气象站的气象资料，尽量选择卫星过境前无降雪发生的影像。该数据可在USGS (<http://glovis.usgs.gov/>)网站免费获取。所选影像的具体信息如表3-1所示。可见，用到的Landsat数据包含了TM、ETM+和OLI三种传感器数据，其详细介绍如表3-2所示。

表3-1 选取的覆盖乌源1号冰川的Landsat数据*

轨道号	获取日期	传感器	太阳方位角 (°)	太阳高度角 (°)
143/30	2002-8-14	TM5	133.24	53.20
	2003-8-17	TM5	135.08	52.91
	2004-7-2	TM5	126.76	61.33
	2005-8-14	ETM+	138.41	54.97
	2006-8-1	ETM+	134.39	57.98
	2009-7-24	ETM+	132.79	59.59
	2010-8-4	TM5	135.71	57.51
	2011-8-7	TM5	135.98	56.71
	2012-9-2	ETM+	147.49	50.40
	2013-9-5	ETM+	148.51	49.57
	2013-9-13	OLI	153.24	47.72
	2014-3-24	OLI	150.32	44.46
	2014-6-12	OLI	135.25	64.59
	2014-8-15	OLI	142.77	56.23
	2014-8-31	OLI	148.24	51.76
	<i>2015-8-18</i>	<i>OLI</i>	<i>143.76</i>	<i>55.33</i>
	2015-8-26	ETM+	146.47	53.13
	<i>2016-8-4</i>	<i>OLI</i>	<i>139.69</i>	<i>58.59</i>
	<i>2017-7-22</i>	<i>ETM+</i>	<i>132.98</i>	<i>59.52</i>

*注：上表中粗体显示日期的影像用于雪线的提取，斜体显示日期的影像用于反演结果的精度验证。其余的影像用于反照率空间分布研究。

表3-2 用到的Landsat数据基本情况介绍*

卫星	传感器	波段名称	波长范围 (μm)	空间分辨率 (m)
Landsat 5	TM	Band 1 蓝绿波段	0.450-0.520	30
		Band 2 绿色波段	0.520-0.600	30
		Band 3 红色波段	0.630-0.690	30
		Band 4 近红外波段	0.760-0.900	30
		Band 5 中红外波段	1.550-1.750	30
		Band 6 热红外波段	10.400-12.500	120
		Band 7 中红外波段	2.080-2.350	30
Landsat 7	ETM+	Band 1 蓝绿波段	0.450-0.520	30
		Band 2 绿色波段	0.520-0.600	30
		Band 3 红色波段	0.630-0.900	30
		Band 4 近红外波段	0.760-0.900	30
		Band 5 中红外波段	1.550-1.750	30
		Band 6 热红外波段	10.400-12.50	60
		Band 7 中红外波段	2.090-2.350	30
		Band 8 全色波段	0.520-0.900	15
Landsat 8	OLI	Band 1 海岸波段	0.433-0.453	30
		Band 2 蓝色波段	0.450-0.515	30
		Band 3 绿色波段	0.525-0.600	30
		Band 4 红色波段	0.630-0.680	30
		Band 5 近红外波段	0.845-0.885	30
		Band 6 中红外波段	1.560-1.660	30
		Band 7 中红外波段	2.100-2.300	30
		Band 8 全色波段	0.500-0.680	15
		Band 9 水汽吸收波段	1.360-1.390	30
	TIRS	Band 10	10.600-11.190	100
		Band 11	11.500-12.510	100

*注：上表中粗体显示波段为冰川反照率窄-宽转换时选用的波段。

3.1.2 MOD10A1 数据

MOD10A1 为 MODIS/terra 的积雪数据产品,该产品以其高的时间分辨率(逐日)近年来被广泛应用于冰冻圈的研究中(Moustafa *et al.*, 2015; 王杰等, 2012; 焦子锦 等, 2005)。该数据由美国国家冰雪数据中心 (NSIDC) 发布,空间分辨

率为 500 m，包括积雪分类、积雪反照率（波段范围为 0.25~5.0 μm ）、积雪覆盖比例和质量验证数据。本研究利用该数据旨在分析 2000.2.24~2017.2.28 期间冰川表面反照率的时间变化趋势，包括季节变化和年际变化。覆盖本研究区影像的轨道号为 h24v04。研究期间，共有 6215 景影像覆盖目标区域，除去云的影响，有 2032 景为有效数据，约占总获取数据量的 32.7%，如表 3-3 所示。

表3-3 选取的MOD10A1产品数据时间分布情况

年份	春季（3-5 月）	夏季（6-8 月）	秋季（9-11 月）	冬季（12-次年 2 月）	总 计
2000 年	13	32	22	11	78
2001 年	28	29	31	12	100
2002 年	13	33	44	25	115
2003 年	15	35	41	15	106
2004 年	33	41	42	21	137
2005 年	29	35	32	19	115
2006 年	26	34	46	24	130
2007 年	30	41	39	33	143
2008 年	25	33	29	14	101
2009 年	21	47	47	30	145
2010 年	18	31	36	34	119
2011 年	27	27	44	29	127
2012 年	23	33	37	22	115
2013 年	33	34	45	21	133
2014 年	30	36	39	24	129
2015 年	23	34	37	22	116
2016 年	19	31	32	31	123

3.2 实测反照率数据

为了对上述遥感数据进行精度评估以及研究逐日、日内冰川反照率的变化特征，本研究也用到了两种来源的实测反照率数据，分别为 ASD 地物光谱仪观测数据和自动气象站观测数据。

3.2.1 ASD 地物光谱仪观测数据

本研究利用美国 ASD 公司生产的 FieldSpec Handheld 2 便携式地物光谱仪（图 3-1）对冰川反照率进行野外观测。该仪器主要技术指标如下：观测波长范围为 325~1075 nm；光谱分辨率为 3 nm；观测视场角为 25°；仪器观测误差<4%。该仪器可用于户外目标在可见光-近红外波段的光谱辐射测量，获得的光谱参数有辐射亮度、辐射照度、反射率和初始 DN 值。对于反射率的测量主要利用太阳作为照明源，通过与漫反射参考白板的对比测量，获得目标地物的反射率光谱信息。



图 3-1 Field Spec Handheld 2 便携式地物光谱仪

该仪器有两种工作模式，即联机模式和独立模式，本研究采用的为独立模式。在进行野外观测时，首先要根据所采集地物的特征以及野外环境对仪器进行系统预设，主要涉及到积分时间、光谱平均次数和文件保存。积分时间是指监测器把输入的光信号转换成电子信号的积分时间间隔，在此我们通过野外优化操作自动选择积分时间，最终使得原始 DN 值曲线的峰值位于显示范围的四分之三左右为最佳；采样的光谱平均次数选为仪器推荐的 10 次；光谱保存数量为 3 条，保存时间间隔为 5 秒，即每个采样点观测时，隔 5 秒仪器保存一条光谱。在野外采集光谱时，由于太阳光照、大气条件等的时刻变化，每次采集光谱前要用参考白板对仪器进行优化。观测时仪器探头垂直于冰面，距离为 0.5~1 m，且视场范围内无阴影（如图 3-2）。考虑到与卫星过境时刻的统一，本研究采样时间为 11:00~14:00。并同时记录观测点位置、观测时间、云量以及拍摄采样点照片，以便后续分析。



图 3-2 乌源 1 号冰川反照率观测示意图

本研究用到的ASD实测反照率数据均按照上述方法采集于消融期乌鲁木齐河源1号冰川的东支。测点位置如图3-3所示，右侧为卫星过境时刻的冰川表面状况，依次为2015.8.18， 2016.8.14和2017.7.22。数据的具体获取情况如表3-4所示。

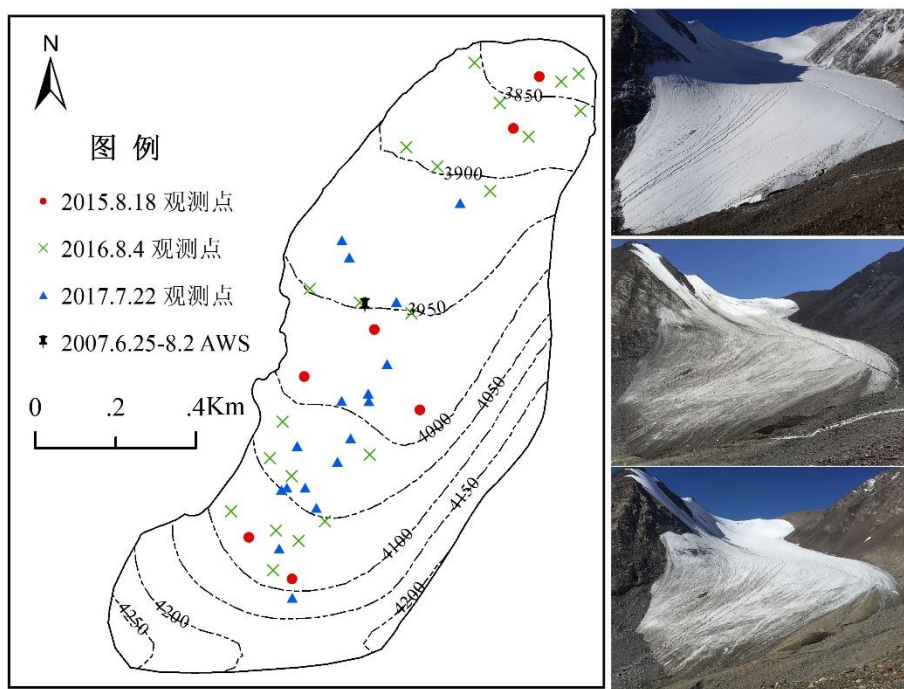


图3-3 乌源1号冰川反照率观测点位置分布及卫星过境时刻冰面状况

表3-4 ADS地物光谱仪光谱观测情况

观测时间	观测点数	与卫星对应日期
2015.8.17、8.18、8.19、8.21、8.22	33	2015.8.18
2016.7.29、7.30、8.1、8.4、8.11、8.12、8.15、9.1	221	2016.8.4
2017.4.29、7.22、7.23、7.30、7.31、8.1、8.16、8.26、8.27	136	2017.7.22

3.2.2 自动气象站观测数据

研究中用到的另一组实测反照率数据由 2007.6.25~8.2 架设在冰川消融区 E2 处（图 3-3 所示）安装有一组向上、向下日射强度计的自动气象站提供。该仪器由日本 EKO 仪器公司生产，型号为 MS-402，测定波长范围为 300 ~ 2800 nm，测量精度为 $\pm 5\%$ ，安装高度为 1.5 m，与水平面保持平行。所测数据由型号为 CR1000 的数据采集器存储，每 10s 钟获得一组数据，每半小时输出一次平均值。

3.3 物质平衡数据

为了研究冰川反照率与物质平衡的关系，本研究用到了乌源 1 号冰川 2000~2015 年间实测物质平衡及其平衡线高度数据。该数据由天山冰川站观测人员通过花杆/雪坑法观测得到。

花杆/雪坑法又被称为冰川学方法，是基于野外观测的传统物质平衡观测计算方法。该方法需要在冰川表面尽可能的均匀布设花杆/雪坑观测网络，对其进行系统的定期观测。然后计算出单点物质平衡，最后推算至整条冰川。图 3-4 所示为乌源 1 号冰川 2013/14 年度花杆/雪坑分布图。

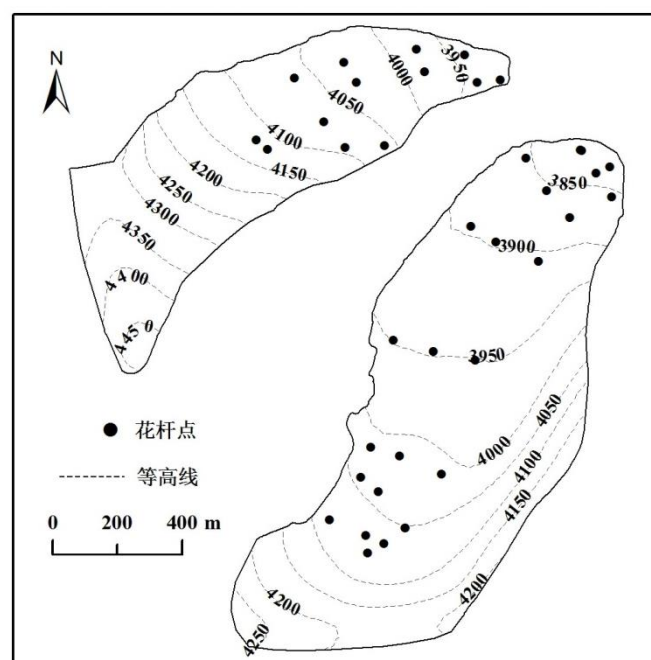


图 3-4 乌源 1 号冰川 2013/14 年花杆点分布

消融区一般通过定期测量出露冰面的花杆高度来获得冰川表面的高程变化。每次读数均以花杆顶部为零计算到达冰面的距离，两次读数之差便是该时段冰融化的深度。当冰川表面有积雪及附加冰时，还要分别记录它们的厚度和密度。

积累区主要是雪和粒雪层，其密度和厚度变化很大，用花杆已不能准确测出冰川的积累或消融量，因此需要借助于雪坑观测。通过挖掘雪坑，按照雪层的层位分层测定密度和厚度，用以后续单点物质平衡的计算。

观测时间通常以物质平衡年为一个周期，即每年9月1日到次年8月31日。每年8月末观测一次，确定消融期末的冰川物质状况；次年4月底观测一次，结合前一年8月末的观测结果确定冬平衡。

3.4 其它数据

3.4.1 表面高程数据

该数据主要用来对影像进行地形纠正、BRDF校正，以及对冰川表面反照率的空间变化情况进行分析。在此，本研究选择的DEM数据源自于研究区1981年1:50000地形图，由航空摄影照片调绘。根据Wang等（2016）的研究显示：1981~2012年冰川平均减薄约10.6 m，最大减薄的区域位于东支末端与海拔3900 m的区域和西支末端与4000 m的区域，且随距末端位置距离的增大，减薄趋势逐渐降低。在目前可利用的所有高程数据中，其精度最高，因此，本研究选用该数据作为地形输入数据。

3.4.2 气象数据

本研究采用的气象数据为2000~2016年河源区逐日气温和降水数据，旨在研究同期气温、降水对反照率变化的影响。该数据由位于乌源1号冰川末端东南方向3 km处的大西沟气象站（43°6'N、86°50'E、3539 m）提供，该站由新疆维吾尔自治区气象局筹建，记录了1958年至今长时间序列的逐日气象数据，其中包括气温和降水。

3.4.3 冰尘数据

冰尘（cryoconite）是指冰川表面由有机质、无机矿物颗粒及微生物结合形成的黑色或棕色球状聚合体（如图3-5a所示），大量存在于冰川消融区表面，其主要形成于冰川消融区的冰尘穴。作为冰川表面的主要污化物之一，冰尘对冰川表面反照率的影响很大。因此，为了分析冰尘对反照率的影响，本研究用到了由日本千葉大学Takeuchi教授团队于2006年和2007年消融期采集于乌源1号冰川裸冰表面（1~3cm）不同海拔处的11个冰尘样品数据（如图3-5b所示），及同

时观测的采样点处的反射率数据。采样过程严格按照冰雪采样程序进行。

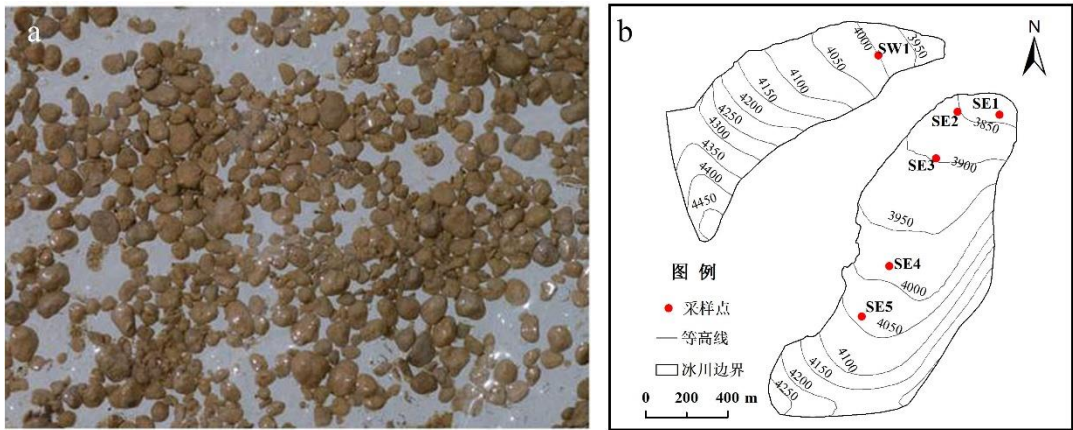


图 3-5 乌源 1 号冰川 2006 年和 2007 年消融期冰尘采样点分布

对冰尘组成成分的分析主要涉及到两部分，一是无机、有机组分的干重，其测定在日本千叶大学理学科地球科学分析中心通过烘干、灼烧的方法进行。即：首先将单位面积中的冰尘颗粒于 60℃条件下在烘干箱中烘干处理 24 小时，称重获得冰尘的干重。然后，在 1000℃温度下将其进行灼烧，再一次称重，获得无机部分的含量，而两次重量之差为冰尘中有机部分的含量。二是叶绿素，详细的处理过程可参见 Takeuchi 等（2009；2010）。

4 冰川反照率遥感反演及基于地面实测数据的验证

4.1 理论与方法基础

卫星遥感仪器并不直接测量地表反照率,而是来自一定方向的包括地面和大气在内的地球系统的辐射。需要对原始遥感数据进行一系列处理、计算得到地表宽波段反照率。梁顺林 等(2009)认为基于多波段遥感影像反演地表反照率关键的处理步骤及主要难点包括:大气校正,即将大气层顶辐射亮度转换为地表方向性反射率;角度建模,将方向性反射率转换为地表反照率;以及窄波段向宽波段的转换。

4.1.1 大气校正

电磁波在穿过大气层时会受到大气衰减的影响,使传感器接收到的电磁波信号包括了大气的干扰信息,对遥感反演精度有负面影响。因此,大气校正是遥感数据进行地表参数定量分析的前提,其目的是消除大气中水汽、氧气、二氧化碳、甲烷、臭氧和气溶胶等大气成分对辐射信号的吸收和散射等作用的影响,将大气层顶部的辐射量转化为反映地物真实信息的地表反射率。

遥感影像的大气校正始于20世纪70年代,经过近40年的发展,产生了大量的大气校正方法,大致可以归纳为基于经验的统计回归法和基于物理的大气辐射传输模型。

统计回归法主要是基于野外实测地物波谱,建立经验线性方程完成大气校正,包括比值法、黑暗像元法、不变目标法、直方图匹配法、参考值大气校正法和大气阻抗植被指数法等(郑伟等,2004)。经验的统计回归方法相对简单,易于实现,不足之处在于不能获取地物真实辐射信息。

辐射传输方程是描述电磁辐射在散射、吸收介质中传输的基本方程。基于物理的大气辐射传输模型是利用电磁波在大气中的辐射传输原理建立起来的。其算法在原理上基本相同,差异在于不同的假设条件和适用范围。因此产生很多可选择的大气校正模型,应用广泛的就有近30个,例如6S模型、LOWTRAN模型,MODTRAN模型,大气去除程序ATREM,紫外线和可见光辐射模型UVRAD,TURNER大气校正模型,空间分布快速大气校正模型ATCOR等等。其中以6S、MODTRAN和LOWTRAN应用最为广泛(张华伟,2012)。

大气辐射传输模型能较合理地处理大气散射、大气吸收等过程，能产生连续光谱，避免光谱反演的较大定量误差，因此计算出的反射率具有较高精度。但它受制于实时大气参数的获取，存在计算过程所需参数过多，例如需要输入大气中的水汽含量、臭氧含量、空间分布和气溶胶光学特征等、计算量大以及应用困难等缺点，在实际应用中受到一定限制。

4.1.2 各向异性校正

地物表面反射太阳辐射类型有三种：（1）镜面反射。对于理想的光滑表面，反射能量集中在一个方向的，该面称为镜面，只能在反射波射出的方向上才能探测到反射辐射亮度；（2）朗伯反射（或漫反射，各向同性反射）。对于理想的粗糙表面，地表向周围半球空间均匀地反射太阳辐射，该面称为朗伯面，这时传感器在任意角度接收到的来自地表反射辐射亮度是一个常数；（3）方向反射（或各向异性反射）。自然界中真正的镜面和朗伯面很少，实际地物反射特性介于两者之间，虽在半球空间各个方向都反射太阳辐射，但反射强度各异，传感器接收的辐射亮度随方向而改变。

陆地表面绝大多数地物，如植被、土壤、冰雪等对太阳辐射的反射和散射都具有各向异性的特征。研究人员将自然物体反射率由电磁波入射角及观测角共同决定的性质称为地表 BRDF 特性。20世纪70年代，Nicodemus（1977）提出了 BRDF 的精确定义，从 (θ_i, ϕ_i) 方向，以辐射亮度 $dL_i(\theta_i, \phi_i)$ 投射向点目标，造成该点目标的辐照度增量为 $dE_r(\theta_i, \phi_i) = dL_i(\theta_i, \phi_i) \cos \theta_i d\omega_i$ 。传感器从 (θ_r, ϕ_r) 方向观察目标物，接收到来自目标物对太阳辐射 dE_r 的反射辐射，其亮度值为 $dL_r(\theta_i, \phi_i, \theta_r, \phi_r)$ ，则：

$$f_i(\theta_i, \phi_i, \theta_r, \phi_r) = \frac{dL_r(\theta_i, \phi_i, \theta_r, \phi_r)}{dE_r(\theta_i, \phi_i)} = \frac{dL_r(\theta_i, \phi_i, \theta_r, \phi_r)}{dL_i(\theta_i, \phi_i) \cos \theta_i d\omega_i} \quad (4-1)$$

可见，BRDF 表明地物反射太阳辐射能力不仅与观测方向有关，而且还依赖于太阳入射方向。对于给定的入射角与反射角，BRDF 表示给定方向上每单位立体角内的反射率。而地表反照率是对各观测角的反射率的积分。

由于卫星只在特定时间以特定天顶角或方位角观测地表，它所测量的辐射值仅仅是在某一特定方向上的值。而地表的各向异性反射特性决定了地表反照率不能简单的通过某一方向的观测值来计算整个半球面上的反照率，必须经过各项异性的校正。因此，BRDF校正成为国内外学者研究的重要内容之一。从方法而论，

大致可分为三类不同复杂程度的BRDF模型，如图4-1所示。辐射传输模型比较适合于水平方向上均匀的三维空间结构，如农作物、草原、积雪等；几何光学模型比较适合于空间关系复杂单一表面反射为主的地物，如土壤、森林、建筑物等；计算机模拟模型适合于解决多重散射等更难以求解的问题（李小文，1989）。

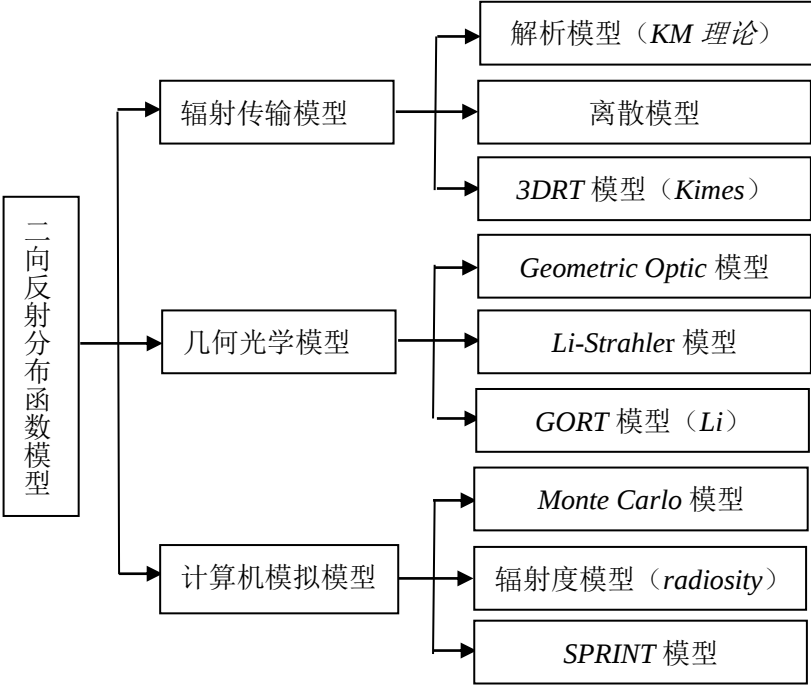


图4-1 BRDF模型分类

和大部分地球表面一样，冰川表面是一个非朗伯反射体，具有强烈的前向散射特性，明显表现出各向异性反射。因此从方向反射率转换到反照率时需要采用双向反射分布函数BRDF进行校正（Li et al., 2000）。在实际应用中大都是通过建立各向异性反射因子（ARF） f 来实施。它成为卫星测量反照率的调节因子， $f > 1$ 表示观测时太阳和传感器高度角以及传感器与太阳之间相对方位角下，方向反射率大于反照率；反之，则意味着方向反射率小于反照率。BRDF或者ARF可以通过两种方法确定。一是野外直接测量或者对卫星观测进行某种换算后获得，二是使用辐射传输模型来模拟BRDF。

由于冰川冰和积雪反射性质的巨大差异，需要采用不同的BRDF函数（Greuell et al., 1999；杨华 等, 2002；Dumont, 2010）。Stroeve（1997）利用辐射传输模型对积雪的各向异性反射进行了校正，生成了基于光照条件、太阳-卫星几何位置和积雪粒径的积雪表面反射率到反照率转化的查找表。在有限太阳高度角范围内，模拟结果与实测结果有很好的 consistency，随着太阳-卫星位置的几何

关系、波长和积雪粒径的改变，相对于未经过异向校正的反照率值，校正后的反照率值会增加10%左右。Knap和Reijmer（1998）利用在TM2和4波段范围内观测的118个消融冰面方向辐射数据，得出了太阳天顶角在46°~60°间5种不同冰面状况下的双向反射分布函数。由此计算的异向因子在TM 2波段的波动范围为0.7~1.6，TM 4波段，则为0.56~1.72。污化冰的异向性强于清洁冰。虽然Knap和Reijmer（1998）的异向校正公式覆盖了五种不同类型的冰川表面，但是每个异向校正公式只在特定的太阳天顶角情况下获得，没有考虑太阳天顶角的变化对BRDF的影响，缺乏普适性。因此，Greuell 和 Wildt （1999）在Knap和Reijmer（1998）基础上，发展了更大太阳天顶角范围内，为26°~75°，3种不同冰川表面状况下的异向校正公式，经实测数据验证，取得了可信的结果，残差为0.02。Reijmer和Greuell（2001）在南极地区也进行了BRDF校正的研究，采用了与Greuell和 Wildt （1999）相似的方法，分别建立了积雪与蓝冰表面的异向校正公式。

此外，Chang *et al.*（1997）也建议采用多角度传感器观测数据来反演积雪的反照率。目前具有多角度观测的传感器的遥感数据已有很多，如POLDER、MISR、MODIS等，它们提供了大量的不同角度的地表方向反射观测数据作为提供全球反照率和BRDF产品的数据源。其中，MODIS BRDF反照率产品被广泛应用。

MODIS BRDF反照率产品在MODIS系列产品中被称为MOD43B。其算法采用线性核（kernel-driven linear）函数的BRDF模型，反照率通过各向同性参数以及两个核函数三部分的加权来表达。而核函数是光线入射角和观察角的函数（Strahler *et al.*, 1995； Wanner *et al.*, 1995），基本表达式如下：

$$R(\theta, \nu, \varphi, \lambda) = f_{iso}(\lambda) + f_{vol}(\lambda) K_{vol}(\theta, \nu, \varphi, \lambda) + f_{geo}(\lambda) K_{geo}(\theta, \nu, \varphi, \lambda) \quad (4-2)$$

式中：R为反照率； θ 、 ν 和 φ 分别为入射天顶角、观测天顶角和实现与太阳间的相对方位角； f_{iso} 、 f_{vol} 、 f_{geo} 为常数，分别表示各向同性散射、几何光学散射和体散射三部分所占的比重； $K_{vol}(\theta, \nu, \varphi, \lambda)$ 来自体散射辐射，被称为RossThick核函数（Ross, 1981）； $K_{geo}(\theta, \nu, \varphi, \lambda)$ 来自表面散射，被称为LiSparse核函数（Li *et al.*, 1992）。多项研究已经表明，采用RossThick和LiSparse两个核函数是最有效的核模型（Schaaf *et al.*, 2002； Lucht *et al.*, 2000； Privette *et al.*, 1997； Wanner *et al.*, 1997）。

4.1.3 窄-宽波段转换

由于多数卫星测量是在分离的、波段较窄的不连续波长区域进行的，而地面反照率是包括所有波长范围的积分，相当于宽带，一般为常用的总辐射计的测量范围，因此必须将各窄带反照率转化为宽带反照率。转换方程可由野外实验或理论模拟得到。

$$R=a+b_1CH_1+b_2CH_2+...+b_nCH_n+\varepsilon \quad (4-3)$$

式中： CH_1 、 CH_2 ，...， CH_n 分别为卫星各波段的反照率； a 、 b_1 ， b_2 ，...， b_n 为多项式回归系数。

地表宽波段反照率不仅取决于地表的反射特性，也取决于下行辐射通量入射时的大气条件，该大气条件是实现地表波谱反照率向宽波段反照率转化的权重函数，并且在不同大气条件下，下行辐射通量也不同（Liang, 2004）。因此，转换方程的系数与当时的特定地面类型、大气条件、太阳位置等有关，不具有普遍适用性。梁顺林等（2009）基于辐射传输模型，以256种地表反射率光谱，11种大气能见度值，五种大气廓线下的水汽含量以及0°-80°范围内的太阳天顶角变化为输入数据，给出了ALI、ASTER、AVHRR、GOES、LANDSAT TM/ETM+、MISR、MODIS、POLDER、VEGTATION 9种传感器窄波段到宽波段地表反照率转换方程，并进行了验证，表明转换误差为0.02，能够很好的满足陆地表面模型的精度需求。

雪冰在可见光波段具有较高的反照率，不同学者专门针对雪冰表面进行了窄到宽波段反照率转换的研究，如表4-1所示。Duguay 和 Ledrew（1992）根据雪冰的反射光谱曲线将280~6000 nm的短波波段分给为4个子波段，即280~725 nm、725~1000 nm、1000~1400 nm和1400~6000 nm，在这4个子波段上，雪冰反照率值可视为常数。由于TM传感器2、4和7波段分别与上述280~725 nm、725~1000 nm和1400~6000 nm的波段范围接近，其反照率可以作为上述对应波段的反照率值。而1000~1400 nm波段与725~1000 nm波段反照率比值为0.63。因此，Duguay 和 Ledrew（1992）首次建立了雪冰表面TM传感器基于第2和第4波段到宽波段的转换方程。随后，Gratton等（1993）认为，由于雪冰物理性质的巨大差异，导致二者反射光谱曲线的差异也很明显。因此，Gratton（1993）等人便对冰川表面类型进行了分类，分别建立了针对污化冰、清洁冰和积雪的转换方程。由于雪冰在TM2波段的反照率很高，容易达到饱和，因此，Knap 等（1999a）除了利用瑞士Morteratschgletscher冰川32个点112组实测地面宽带反照率值和同期的TM2和

TM4光谱反照率数据建立了冰川表面窄-宽波段反照率的转换方程外，还建立了第二波段饱和情况下，用第4波段计算宽波段反照率的公式。验证表明对于Landsat TM数据该方法对宽带反照率的解释度为99%，剩余标准差为0.009，该公式不需要对表面进行分类即可直接使用。Greuell 等（2002）在利用了与Knap 等（1999）在瑞士Morteratschgletscher冰川相同观测资料的基础上、也综合了南极Scharffenbergbotnen冰川以及冰岛Vatnajokull冰川和格陵兰地区Kangerlussuaq 断面的所有实测资料建立了针对TM2、4波段窄到宽波段的转换公式，残差为0.011。同样，该公式也不需要表面进行分类即可直接使用。

表4-1 TM/ETM 影像积雪窄-宽波段转方程

传感器	转换方程	文献来源
TM	$\alpha=0.526\alpha_{TM2}+0.314\alpha_{TM4}+0.112\alpha_{TM7}$	Duguay 1992
	污化冰: $\alpha=0.493\alpha_{TM2}+0.507\alpha_{TM4}$	Gratton 1993
	清洁冰: $\alpha=0.493\alpha_{TM2}+0.248\alpha_{TM4}+0.154\alpha_{TM7}$	
	$\alpha=0.726\alpha_{TM2}+0.322\alpha_{TM2}^2-0.051\alpha_{TM4}+0.581\alpha_{TM4}^2$	Knap 1999
	$\alpha=0.782\alpha_{TM4}+0.148\alpha_{TM4}^2$	
	$\alpha=0.539\alpha_{TM2}+0.166\alpha_{TM4}(1+\alpha_{TM4})$	Greuell 2002
AVHRR	$\alpha=0.422\alpha_{TM2}+0.337\alpha_{TM4}+0.113(\alpha_{TM4})^2$	Greuell 2004
	$r=0.045+0.389r_{A1}+0.452r_{A2}$	Li（1992）
	$r=0.041+0.0.655r_{A1}+0.216r_{A2}$	Stroeve（1997）
	$r=0.655r_{A1}^2+0.925r_{A2}(1-r_{A2})$	Greuell 2002
	$r=0.718r_{A1}-0.137r_{A1}^2+0.317r_{A2}^2$	Greuell 2004

对于广泛应用的AVHRR传感器，不同学者也进行了研究。Li 和Leighton（1992）利用NOAA-9卫星上搭载的AVHRR传感器和同时采集的1514组数据，建立了针对AVHRR传感器的雪冰表面窄-宽波段反照率的转换公式，其残差为0.02。Stroeve 等（1997）基于格陵兰地区35天晴空条件雪面的观测结果，建立了AVHRR第1和2波段窄-宽的转换公式，计算残差为0.007。Greuell 等（2002）则综合利用了山地冰川和两极冰盖的全部实测数据，建立了AVHRR1、2波段窄到宽波段的转换公式，残差分别为0.008。

上述的窄-宽的转换方程均基于实测数据获得，在一定程度上可能受到观测误差等的影响。因此，Greuell 和 Oerlemans（2004）基于光子在雪冰表面和大气的辐射传输过程，通过二流辐射传输模型模拟了入射光谱辐射和光谱反照率，建立了TM、AVHRR、MODIS和MISR四种传感器窄-宽波段的转换方程。

4.2 冰川反照率遥感反演

4.2.1 Landsat 影像反演反照率

本研究中反照率的反演是通过 Klok 等（2003）针对 Landsat 影像提出的冰川反照率反演算法实现的。该方法尽可能考虑了影响地表反照率与遥感信号间关系的所有重要过程，反演精度较高，近年来已被多次运用到不同地区冰川反照率的反演中（Wang *et al.*, 2014; Fugazza *et al.*, 2016; Yue *et al.*, 2017）。具体的反演步骤如图 4-2 所示。主要包括：空间配准、辐射定标、大气校正、地形校正、各向异性校正和窄-宽波段转换。

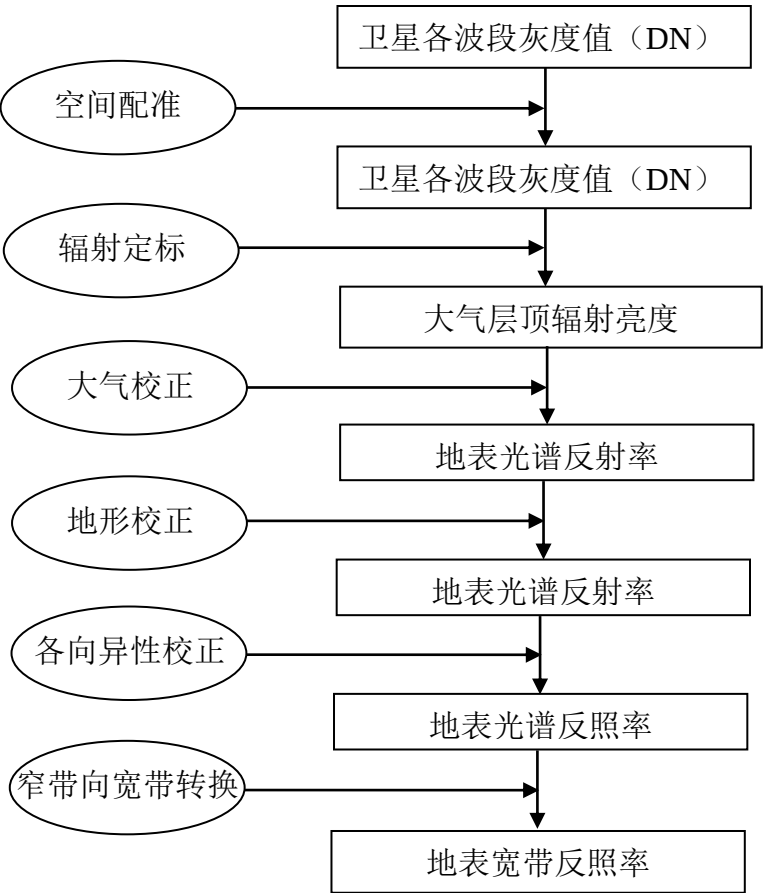


图4-2 遥感反演反照率主要步骤

（1）空间配准

Landsat 系列卫星因传感器及卫星轨道信息等因素，与DEM数据存在空间差异，需要对二者进行空间配准。配准原理为对于一组图像数据集中的两幅图像，通过寻找一种空间变换把一幅图像映射到另一幅图像，使得两幅图像中对应于空间同一位置的点一一对应起来，从而达到空间配准的目的。

配准流程为：1）建立影像和DEM 数据坐标系，本研究选择WGS84坐标系，2）以Landsat影像为基准，提取两幅图像的同名控制点，3）通过控制点建立图像间畸变模型（二次多项式），4）利用该畸变模型对DEM影像进行几何变换和重采样来实现图像配准。原则上控制点在影像上应均匀分布，且要布设在影像纹理清晰易于识别的地方，如线状地物的交角或地物拐角上；不选择易于变化的地物点，例如由于冰川运动及其末端变化，冰川表面的点或其边界点。控制点数量要适当，太多了影响计算机处理速度，太少了不利于精确配准。此外，控制点残差要小于1。

（2）辐射定标

国际地球观测卫星委员会定标和真实性检验工作组将遥感定标定义为：定量地确定系统对已知的、可控制的信号输入响应的过程（梁顺林, 2009）。它是将传感器记录的电压或数字值转换成绝对辐射亮度的过程。在定标过程中应尽可能的消除图像数据中与辐射亮度有关的各种失真，例如：因太阳高度角、卫星扫描角和传感器自身条件及其他一些不可避免的噪声而导致传感器得到的测量值与实际地物的辐射亮度间存在一定差异。可见，其主要内容是确定传感器对电磁辐射的响应与如下变量的函数关系：波长/波段、输入信号的强度、在不同瞬时视场角/全景的位置差异、不同的积分时间和镜头或光圈设置、噪声信号，最大程度还原图像真实面目（梁顺林, 2009）。因此，辐射定标是遥感信息定量化的前提条件，遥感数据的应用在很大程度上取决于遥感辐射仪的定标精度（王介民等, 2003）。

本研究用到的定标公式为：

$$L_i = \alpha \cdot DN + \beta \quad (4-4)$$

式中， L_i 为测量的光谱辐亮度[W/(m²·um·sr)]， DN 为记录的电信号数字值， α 、 β 分别表示定标系数中的增益、偏移量，可通过用户手册和遥感影像头文件获取。

由于Landsat5、7卫星已经在轨运行多年，传感器的辐射灵敏度随着时间而变化，故辐射定标中的参数也会发生改变。所以不能使用影像头文件的参数进行定标，而是使用USGS网站（<http://glovis.usgs.gov/>）提供的同期参数（Chandler and Markham, 2003）。

（3）大气校正

大气校正就是将大气层顶的辐射亮度转化为地表反射率的过程。在目前众多大气校正方法中，以6S模型和基于MODTRAN模型的FLAASH校正的使用最为普遍。张华伟（2012）通过对比青藏高原典型地区基于FLAASH和6S两种大气校正方法的积雪反照率反演结果，得出虽然二者结果差别相对较小，但是FLAASH反演的积雪反照率比6S的误差小。因此本文采用FLAASH模型进行大气校正。

FLAASH（Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes）大气校正使用MODTRAN 4+辐射传输模型，起源于LOWTRAN。FLAASH量化了包括水汽含量，气溶胶和云光学厚度等大气特性及如反照率、高度和温度等表面特性，具体的计算原理参见Adler-Golden等（1999）。

运用FLAASH进行大气校正时需要输入如影像中心点坐标、传感器类型、飞行日期和地面高程、大气模式、水汽信息、气溶胶模型、气溶胶反演方法等信息。其中影像中心点坐标、传感器类型和飞行日期可从影像头文件中获取。地面高程通常是根据DEM数据计算的当地平均值。

关于大气模式，ENVI提供了6种MODTRAN标准大气模式：亚极地冬季、中纬度冬季、美国标准大气模型、亚极地夏季热带、中纬度夏季和热带。可根据水汽含量，选择一种接近或稍大于图像所在场景的水汽含量对应的大气模型（表4-2）。如果没有水汽信息，可根据水汽柱或已知地表气温或季节—纬度地表温度模式选择大气模型（表4-3）。

表4-2 MODTRAN大气模式及对应的水汽信息

大气模式	水汽柱 (std atm - cm)	水汽柱 (g/cm ²)	表面大气温度
亚极地冬季 (SAW)	518	0.42	-16°C或3°F
中纬度冬季 (MLW)	1060	0.85	-1°C或30°F
美国标准大气模型 (US)	1762	1.42	15°C或59°F
亚极地夏季热带 (SAS)	2589	2.08	14°C或57°F
中纬度夏季 (MLS)	3636	2.92	21°C或70°F
热带 (T)	5119	4.11	27°C或80°F

表4-3 基于季节-纬度选择MODTRAN大气模型

纬度范围 (°N)	1月	3月	5月	7月	9月	11月
80	SAW	SAW	SAW	MLW	MLW	SAW
70	SAW	SAW	MLW	MLW	MLW	SAW
60	MLW	MLW	MLW	SAS	SAS	MLW
50	MLW	MLW	SAS	SAS	SAS	SAS
40	SAS	SAS	SAS	MLS	MLS	SAS
30	MLS	MLS	MLS	T	T	MLS
20	T	T	T	T	T	T
10	T	T	T	T	T	T
0	T	T	T	T	T	T
-10	T	T	T	T	T	T
-20	T	T	T	MLS	MLS	T
-30	MLS	MLS	MLS	MLS	MLS	MLS
-40	SAS	SAS	SAS	SAS	SAS	SAS
-50	SAS	SAS	SAS	MLW	MLW	SAS
-60	MLW	MLW	MLW	MLW	MLW	MLW
-70	MLW	MLW	MLW	MLW	MLW	MLW
-80	MLW	MLW	MLW	MLW	MLW	MLW

FLAASH校正中气溶胶模型提供了5种：无气溶胶（不考虑气溶胶影响）、乡村（没有城市和工业影响的地区）、城市（混合80%乡村和20%烟尘气溶胶，适合高密度城市和工业区）、海面（海平面或者受海风影响的大陆区域，混合了

海雾和小粒乡村气溶胶）和对流层（应用于平静、干净条件下的陆地，一般能见度大于40 km，只包含微小成分的乡村气溶胶）。在本研究中，选择与研究区接近的乡村模式。

FLAASH校正中使用黑暗像元反射率比值反演气溶胶和估算能见度，要求传感器包含660 nm和2100 nm附近的波段。黑暗像元是通过2100 nm附近反射率小于等于0.1或者660 nm与2100 nm的反射率比值大于0.45 nm来定义。具体提供3种反演方法：不反演，2 - Band （K-T）和2- Band Over water ，本研究选择2 - Band （K-T）气溶胶反演方法。若没有找到符合条件的黑暗像元，则将初始能见度值用于气溶胶反演模型，如表4-4所示。本研究具体的输入参数信息如表4-5所示，以2015-8-18为例。

表4-4 天气条件与能见度估算

天气条件	估算能见度/km
晴朗	40~100
薄雾天气	20~30
大雾天气	≤15

表4-5 FLAASH大气校正输入参数（以2015-8-18为例）

影像中心点	传感器	日期	地面高程	分辨率	大气模式	气溶胶模式	
43°06′58.3″N	Landsat-8	2015-8-18	4000 m	30 m	Sub-Latitude	Rural	
86°49′18.9″E	OLI	04:56:03			summer		
气溶胶反演		能见度	KT 上行通道		KT 下行通道		
2 – Band （K-T）		40 km	2100 nm		660 nm		

（4）地形校正

地形校正的目的是要减小地形效应对影像中辐射亮度的影响，补偿由山区地形起伏而造成的地物亮度的变化，提高地表反射率反演精度。受到复杂地形遮蔽作用的影响，冰雪地物在影像中的辐射亮度发生明显变化，朝向太阳的坡面会接收到更多的光照，色彩更亮；而被地形阻挡的地方，接收不到来自太阳的直接辐射，色彩较暗。

从20世纪80年代开始，国内外研究者已经发展了多种地形校正模型，例如，基于朗伯体假设的余弦模型，在非朗伯体假设下的C模型、MINNAERT模型，基于太阳-冠层-传感器几何关系的SCS模型、基于图像匹配的CIVICO模型等（王少楠和李爱农，2012）。其中，C校正是目前最常用的地形校正方法，它既能保证影像被校正，即减小由于坡度变化产生的同种地物类型像素值差异，又可避免由于入射角太低而引起的校正过度的情况。但是，由于C校正完全是基于样本统计来建立回归方程的校正方法，因此在进行线性拟合时，样本的选择对于算法中参数的确定存在很大影响。同时，由于样本的选择和数据拟合是一个复杂的过程，若对每一个波段的数据各自拟合线性方程，则其计算量无疑是十分庞大的。

因此，本文利用一种改进的C校正算法，即在不进行线性拟合的情况下也可以达到良好的校正效果。利用三峡地区的TM 影像和DEM 数据所做的实验证明，该改进方法对影像进行地形辐射校正的结果比原始的C校正算法以及余弦校正都有较大的提高（黄微等，2005）。

对于C校正模型的改进是基于以下3个条件：

- 1) 在同一波段，同类地物的辐射值和其对应太阳入射角的余弦值满足一种线性关系，根据这种线性关系就可以拟合出一条经验线性方程；
- 2) 阴影像素的DN 值小于其他非阴影地物像素的DN 值；
- 3) 对直线进行平移变换，其直线的基本特性不变。

以此得到改进后的校对方程：

$$L_H = (L_T - L_{\min}) \times \frac{[\cos \beta - \cos \alpha_{\min}]}{[\cos \alpha - \cos \alpha_{\min}]} + L_{\min} \quad (4-5)$$

式中： L_T 为倾斜地表的反射率， L_H 为水平地表的反射率， $L_{\min}$ 为阴影地区最小的反射率值， α 为局地太阳入射角， β 为太阳天顶角。

(5) BRDF 校正

由于雪冰具有强烈的各向异性反射特性，且随着波长的增加、太阳天顶角的增大和反射率的降低而增大。因此，在进行遥感反演时必须对其进行各向异性校正。研究者通过引入异向反射因子来实现（Klok *et al.*,2003）。校正公式为：

$$a = \frac{r}{f(\theta_r, \theta_v, \varphi)} \quad (4-6)$$

本研究中，异向反射因子 f 利用 Greuell 等（1999）和 Reijmer 等（2001）提

出的针对冰川冰和积雪的双向反射分布函数来分别计算，公式如下：

$$\text{冰川冰: } f_{ice} = a_0 + a_1 * \cos \theta + a_2 * \theta^2 * \cos \varphi + a_3 * \theta^2 * (\cos \varphi)^2 \quad (4-7)$$

$$\text{积雪: } f_{snow} = b_0 + b_1 * \theta^2 + b_2 * \theta^2 * \cos \varphi + b_3 * \theta^2 * (\cos \varphi)^2 \quad (4-8)$$

上式中： f 是异向反射因子， a_i 和 b_i 为回归系数， θ 为卫星与太阳的相对天顶角， φ 为卫星与太阳的相对方位角。

(6) 窄-宽波段转化

从Landsat窄波段计算短波宽带反照率主要基于光谱反照率和宽带反照率的间的转换关系实现。本研究利用Knap 等（1999a）在瑞士Morteratschgletscher冰川基于1996.4-9月和1997.2-4月的实测数据提出转换关系进行窄-宽波段反照率的转换，该转换关系最大的优势在于不需要对表面进行分类即可直接使用，而且通过已有的卫星与地面同步实测对比证明，此适能确保卫星准确监测冰川全境反照率及其分布。转换关系如下：

$$\alpha = 0.726 * \alpha_{2or3} - 0.322 * \alpha_{2or3}^2 - 0.051 * \alpha_{4or5} + 0.581 * \alpha_{4or5}^2 \quad (4-9)$$

式中，对于TM和ETM+影像，选择第2和第4波段，对于OLI影像，则选择第3和第5波段。

由于积雪在0.52~0.6 μm 波段有很高的光谱反射率，因而在该波段内积雪区的像元值经常达到饱和，即影像像元值到达最大，随着光谱反射率的增大不在增加。故当影像中的第2波段（TM 2或OLI 3）达到饱和时，用TM 4或OLI 5的光谱反照率进行转换：

$$\alpha' = 0.782 * \alpha_{4or5} + 0.148 * \alpha_{4or5}^2 \quad (4-10)$$

然而，如上所述，BRDF 校正参数依表面覆盖类型——雪或冰而异，但是计算中冰川表面覆盖类型预先不得而知。在此，研究人员通过对比两套参数的计算结果来解决（Klok *et al.*, 2003）。对于同一像元，若两套参数的计算结果均大于0.5，则意味着表面类型为积雪；若均小于0.5，则认为是裸冰。若一个大于0.5，一个小于0.5，则二者做差，差值小于0.1，该像元取二者的平均值，差值大于0.1，则该像元直接舍弃。最后统计得出，单景影像中，舍弃的像元个数很少，不足0.1%。

4.2.2 MOD10A1 产品

本研究利用 MOD10A1 产品分析冰川表面反照率 2000.2.24~2017.2.28 间的季节变化趋势和年际变化趋势。作为 MOD10A1 积雪产品中的数据层, MODIS 逐日反照率数据是在积雪分类的基础上生成的,为短波波段 0.25~5.0 μm 的反照率。根据 MODIS 产品的积雪分类算法(张学通等, 2007), 当某个像元被判定为冰雪地物所覆盖, 且根据 MODIS 云掩膜产品 MOD35 判定不被云层所覆盖时, 则生成该像元有效的短波反照率值(Stroeve *et al*, 2006)。MODIS 积雪反照率反演算法是在 Klein 和 Stroeve (2002)提出的积雪反照率模型上发展起来的。该算法首先寻找满足冰雪覆盖且无云条件的像元, 对符合条件的像元从 MOD09 反射率产品中获取大气校正后的窄波段光谱反射率, 而后通过离散坐标法求解辐射传输方程, 生成冰雪地物的二向反射模型, 并对非森林覆盖像元进行各向异性散射纠正, 最后根据 Liang (2000) 提出针对 MODIS 传感器的窄-宽波段转换公式生成积雪反照率。

MOD10A1 产品是逐日 500 m 空间分辨率的图像, HDF 格式, 正弦曲线(SIN)投影。在具体应用过程中, 为了与其他数据进行匹配, 需要对其进行预处理。本研究的预处理过程如下: 首先, 利用 MRT 转化工具对原始影像格式和地图投影进行转换。将正弦投影转换为横轴墨卡托投影(UTM 投影), 椭球体为 WGS-84, 图像格式转化为 Geotiff 格式, 空间分辨率设置为 500 m。随后, 在 ArcGIS 中, 利用乌源 1 号冰川的矢量边界对其反照率数据进行提取, 如图 4-3 所示。可见, 共有 7 个像元覆盖整条冰川, 但仅有一个完整像元在研究区内。最后, 为了避免边缘混合像元对反照率的影响, 在本研究只选用在研究区内完整像元的数值。

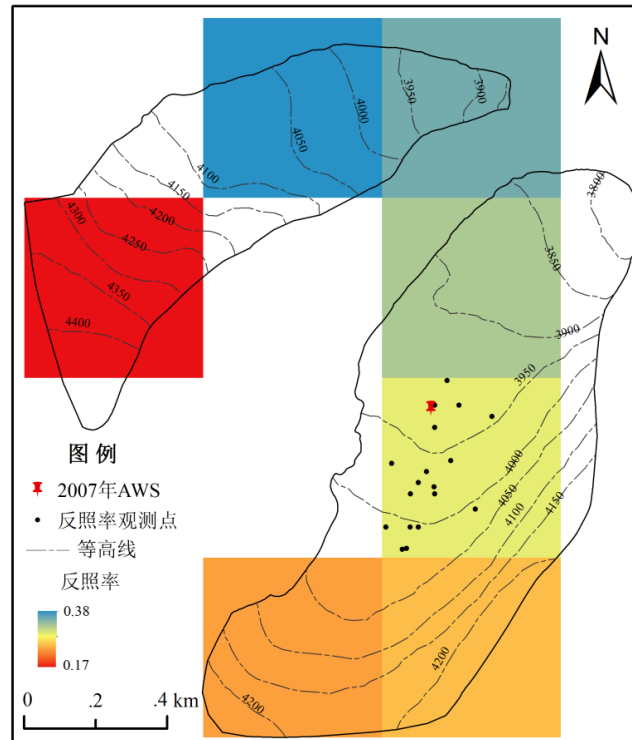


图 4-3 MOD10A1 反照率产品在乌源 1 号冰川区的覆盖情况及用于精度验证的地面观测点分布

4.3 冰川反照率地面观测

4.3.1 ASD 数据

野外光谱采集完毕后，利用仪器自带的 HH2 Sync 软件导出数据，在 ViewSpePro 软件中对数据进行浏览与处理，如图 4-4 所示。由于 ASD 仪器所测波段范围为 325~1075 nm，占大气层顶太阳入射短波能量的 80%左右，因此，仪器所测反射率可以用来定量表征冰面反射特性的变化，近年来该仪器被广泛应用于冰川反照率时空变化及遥感数据的精度验证工作中（Moustafa *et al.*, 2015; Wright *et al.*, 2014）。

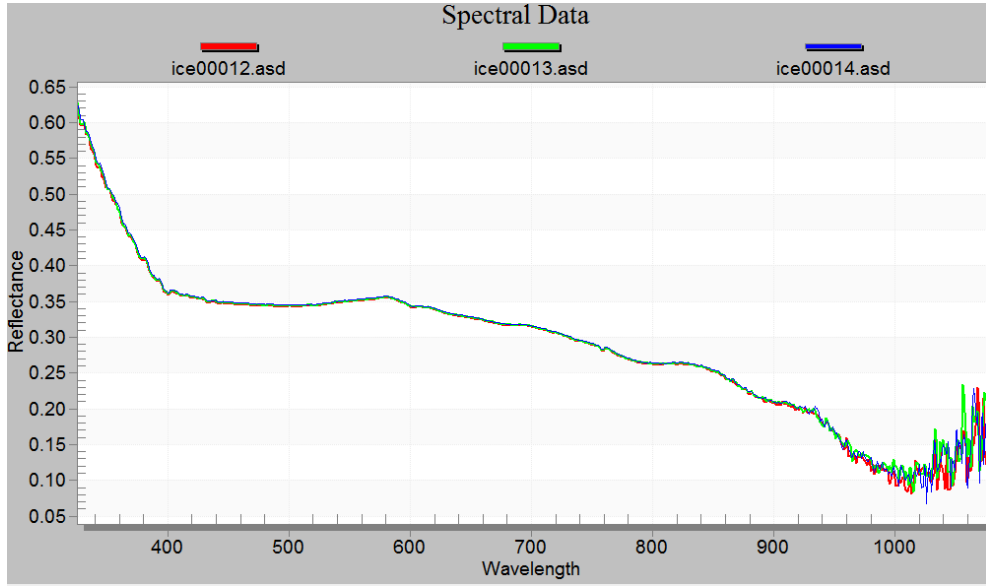


图 4-4 ASD 地物光谱仪采集的冰川表面反射光谱数据

然而，仪器直接记录的为可见光-近红外波段的光谱反射，若利用其观测结果验证遥感反演反照率的精度，需要将其转化为对应宽波段的反照率值。在此，本研究按照 Moustafa 等（2015）的转换方法，基于光谱响应曲线和入射太阳辐射量的加权平均计算得到。公式为：

$$\alpha = 0.726\alpha_2 + 0.322\alpha_2^2 - 0.051\alpha_4 + 0.581\alpha_4^2 \quad (4-11)$$

$$\alpha = 0.782\alpha_4 + 0.148\alpha_4^2 \quad (4-12)$$

式中， α_2 对应0.52~0.6 μm 的平均反射率值， α_4 对应0.76~0.9 μm 的平均反射率值，若 α_2 波段饱和，则利用公式4-9计算。

此外，对计算结果进行严格的质量控制，依照表 1-1，剔除了反照率值大于 0.98 的曲线，和在同一观测点上三条光谱曲线有明显差异的曲线。最后，取每个测点 3 条光谱曲线的平均值作为该点的反照率值。

4.3.2 自动气象站数据

由自动气象站观测的反照率通过反射太阳辐射通量与入射太阳辐射通量的比值获得。然而，Journal 等（2003）的研究表明，倾斜地表下，水平反照率的观测会产生一定的误差。因此，为了减小坡度效应引入的误差，本研究利用 Journal 等（2003）提出的校正公式对每半小时的反照率值进行了坡度校正。公式为：

$$\alpha = \frac{R_h}{G_h(1-d) \frac{\cos \beta \cos Z + \sin \beta \sin Z \cos(\varphi - \theta)}{\cos Z} + G_h d} \quad (4-13)$$

其中： R_h 为水平表面反射太阳辐射，即仪器观测得到的反射辐射； G_h 为水平表面的入射太阳辐射，即仪器记录的入射太阳辐射； d 为入射太阳辐射的漫射部分，这里取 0.15， Z 为太阳天顶角， φ 太阳方位角， β 为坡度， θ 为坡向。

由于仪器在较低太阳入射辐射量以及较大天顶角情况下的观测精度低。因此，本研究中将 $<4 \text{ W/m}^2$ 的入射太阳辐射以及太阳天顶角 $>65^\circ$ 的反照率值剔除。而且，按照 Cuffey 等（2010）的报道，新雪反照率的最大值为 0.98，故观测结果中大于 0.98 的反照率值也被剔除。

4.4 精度评估

为了验证基于 Landsat 影像反演反照率在本研究区的适用性，本研究利用 2015.8.18、2016.8.4 和 2017.7.22 三次卫星过境时刻在乌源 1 号冰川 42 个点的 ASD 实测反照率值与相应观测点所在像元的反演反照率值进行了比较，如图 4-5 所示。

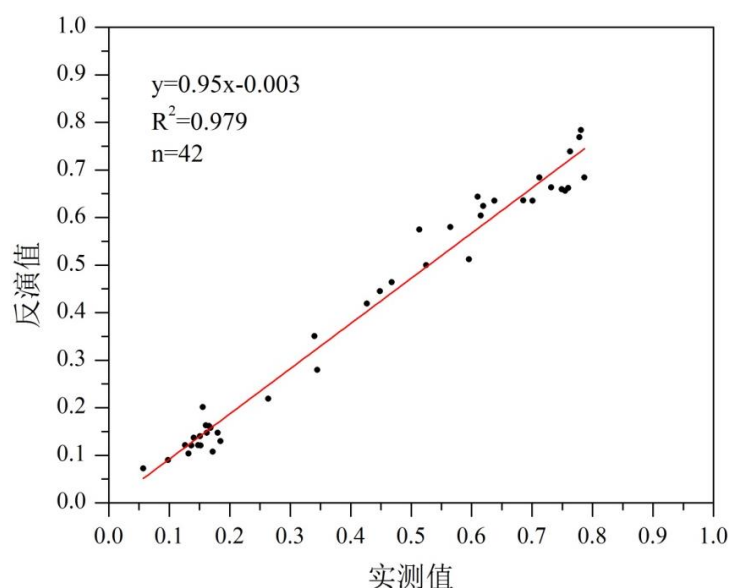


图4-5 Landsat反照率反演值与冰川表面实测反照率值的散点关系 ($p<0.01$)

二者数值上的差值介于-0.061~0.102之间，平均为0.033，均方根误差为0.045，相关系数为0.989 ($p<0.01$)。其结果与Wang 等（2014）在中国西部其他冰川区的结果（绝对差值介于-0.11~0.07之间，RMSE为0.048，决定系数为0.93），和Klok 等（2003）在瑞士Morteratschgletscher的结果相似（平均为0.03，标准差为0.07）。根据模型的输入要求，反照率数值误差要达到0.05以内（王介民等，2004）。可见，由Landsat影像反演得到的反照率在数值精度上能够满足模型需求（ $0.033 < 0.05$ ）。在接下来的研究中，我们将统一采用该遥感反演方法对乌源1号冰川区的 Landsat影像进行反照率反演。

从验证结果上看, Landsat 反演反照率值与同一时刻的实测值之间存在一定的差异, 造成该差异的主要原因可归纳为以下几个方面。

(1) 大气校正

研究中用中纬度夏季标准大气参数代替卫星过境时刻的大气参数(例如: 大气能见度、水汽含量、气溶胶厚度、表面大气温度等), 这可能会导致反照率反演值与实测值的差异。

(2) 地形校正

本研究选取了 1981 年航摄地形图作为地形校正输入数据, 由于期间冰川的消融以及数据本身的误差造成与卫星获取时刻真实的冰面地形存在一定偏差。

(3) BRDF 校正

雪、冰表面 BRDF 校正的太阳天顶角范围分别为 $26.4\sim74.2^\circ$ (Greuell *et al.*, 1999) 和 $15.91\sim65.51^\circ$ (Reijmer *et al.*, 2001)), 但在本研究中, 可能局部区域超出了这一范围。而且, 在表碛覆盖地区也采用了同样的校正参数, 严格来讲也是不适用的。

(4) 空间尺度

由于 ASD 仪器探头测定的有效范围(直径约为 0.45 m) 小于 Landsat 影像单个像元的面积大小 (30×30 m), 在冰川表面空间异质性较大的情况下, 尤其在冰川消融区以及冰川边缘处, 不同观测视场范围内反照率在数值上也会存在偏差。

同时, 本研究也利用 2000~2017 年间的实测反照率数据与同期的 MOD10A1 产品的结果进行了对比(图 4-6a)。结果得出: 二者数值上的差值波动范围在 $-0.09\sim0.14$ 之间, 平均绝对差值为 0.053, 均方根误差为 0.066, 相关系数为 0.74 ($p<0.01$)。这与 Wang 等(2014) 在中国西部其他冰川区的结果(绝对差值介于 $-0.19\sim0.15$ 之间, 平均误差为 0.06, RMSE 为 0.045, 决定系数为 0.796) 相似。

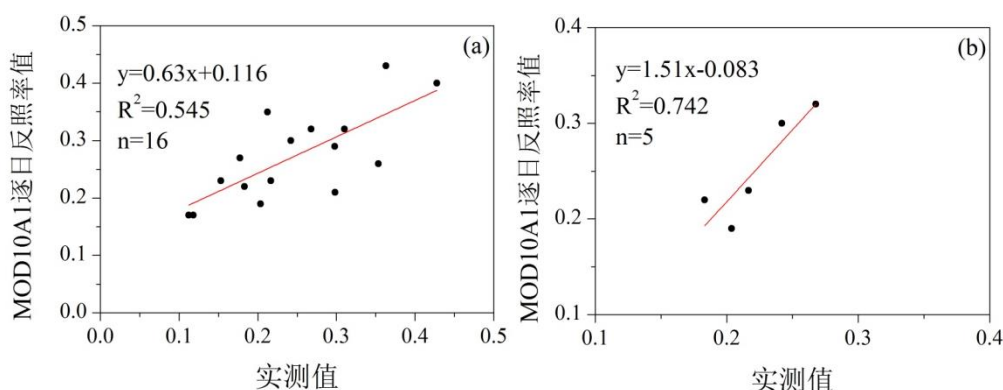


图 4-6 MOD10A1 反照率值与冰川表面实测反照率值的散点关系

但值得注意的是，此处用来验证的实测反照率数据来自两种观测手段。一种为图 3-3 所示自动气象站 2007.6.25~8.2 的单点观测；另一种为 2015 年，2016 年和 2017 年消融期 ASD 光谱仪在冰川表面不同位置的观测。将 ASD 的观测结果与 MOD10A1 反照率产品的结果单独分析发现（图 4-6b），二者数值上的差值介于 -0.01~0.06 之间，平均绝对差值为 0.03，均方根误差为 0.039，相关系数为 0.90 ($p=0.04<0.05$)，各项统计指标均显示反演值与实测值的一致性明显提高。

可见，引起 MOD10A1 反照率数据产品与实测数据间差异的原因主要为两种不同来源数据在空间尺度上的差异。单点的自动气象站观测有效观测范围远小于 MOD10A1 的像元大小，而在消融期，冰川表面状况差异明显，导致了二者间数值的差异增大。而 ASD 实测反照率虽然单点的有效视域范围小，但是本研究在 MOD10A1 像元内进行了多点观测（如图 3-4），取其平均值来作为像元最后的实测反照率值，因此，二者间数值的绝对差异也明显降低。这一结果也从侧面验证了本研究在利用 ASD 光谱仪获取冰川表面反照率过程中，观测及处理方法的可靠性。

但可以得出，本研究中无论是 Landsat 反演反照率还是 MOD10A1 产品，与实测反照率之间差异的绝对值平均为 0.033 和 0.030，符合王介民和高峰（2004）提出的反照率误差控制在 0.05 以内的要求。这说明上述遥感方法得到的反照率在数值精度上满足乌源 1 号冰川表面反照率变化特征的研究需要。

4.5 本章小结

本章首先对遥感反演冰川反照率的基本理论和方法进行了介绍。然后，通过空间配准、辐射定标、大气校正、地形校正、BRDF 校正和窄-宽波段转换对 Landsat 影像进行了反照率反演。同时，也利用 MRT 转化工具对 MOD10A1 产品进行了

投影转换，格式转换，提取了研究区的反照率值。最后，利用实测资料分别对两种遥感数据进行了精度验证。得出：受反照率不同来源数据空间尺度差异和反演参数的影响。两种遥感数据源获得的反照率与实测反照率虽然在数值上存在一定差异：对于 Landsat 影像，差异为-0.061~0.102，平均为 0.033；对于 MOD10A1 反照率产品，差异为-0.01~0.06，平均为 0.030。但总体上其数据精度能够满足反照率时空变化特征研究的要求。

5 乌源 1 号冰川反照率时空变化特征

太阳净辐射为冰川消融提供最主要的能量源,而冰川反照率的大小直接决定了其表面所吸收的太阳辐射能的多少,控制着冰川表面与大气层之间的能量交换过程。显然,冰川反照率对冰川消融起至关重要的作用,是冰川能量/物质平衡过程中的关键参数。然而,由于受冰川表面自身物理特性,例如:表面类型、积雪厚度、颗粒粒径、含水量、密度、晶体结构、污化物含量等,以及大气或天空状况,例如:云量、云状、太阳入射角、大气的含水量、浑浊度等外界因素的影响,冰川反照率呈现非常大的时空变化,其数值范围可以从干洁新雪的 0.98 下降至洁净老雪的 0.46,进一步降低至污化物富集冰面的 0.06(表 1-1)。不仅如此,冰川反照率变化可以发生在各种时间尺度上。例如:由于表面覆盖类型在积雪与裸冰的交替进行而引起的季节尺度的变化,以及由于云量和太阳高度角的改变而导致的日内甚至更短期的变化。但是,现阶段能量物质平衡模型对反照率的参数化很难准确的捕捉到这些时空变化,所以,这也成为模型模拟误差的主要来源之一。

此外,利用安装在自动气象站上的总辐射量表或便携式光谱辐射仪的观测虽然可以获得高时间分辨率、高精度的反照率数据,但是其结果仅限于冰川表面有限的观测范围内,是否可以反映整条冰川乃至更大区域内反照率的情况,还有待进一步研究。自 20 世纪 60 年代以来,日益发展的卫星遥感技术一定程度上填补了野外实测在空间范围以及时间尺度上的不足,但是遥感方法获得的是卫星过境时刻瞬时反照率值,其时间代表性如何还不得而知。

因此,为了给当前能量物质平衡模型中反照率的参数化提供科学依据,以及评价现场观测反照率数据的空间代表性和遥感反演反照率的时间代表性,本章利用三种数据源的反照率资料,对乌源 1 号冰川不同时空尺度上的反照率变化特征进行分析和讨论。

5.1 冰川反照率空间分布特征

Landsat TM、ETM+和 OLI 影像在可见光-近红外波段空间分辨率较高,为 30 m,已经被国内外多位学者用来研究单条冰川反照率的空间变化(Li et al., 2002; Strasser et al., 2004, Yue et al., 2017)。本研究利用 Klok 等(2003)针对 Landsat 影像提出的冰川反照率反演流程,包括空间配准、辐射定标、大气校正、

地形校正、BRDF 校正和窄-宽波段转换。获得了 2013 年 9 月~2014 年 8 月一个完整水文年内不同表面状态下乌源 1 号冰川反照率的空间分布情况（如图 5-1）。从图中可以看出，随着不同时期表面状态的改变，反照率的空间分布差异很大。在此，依照乌源 1 号冰川的物质平衡特征，将 5 月~8 月划分为消融期，9 月~次年 4 月为非消融期进行具体研究。

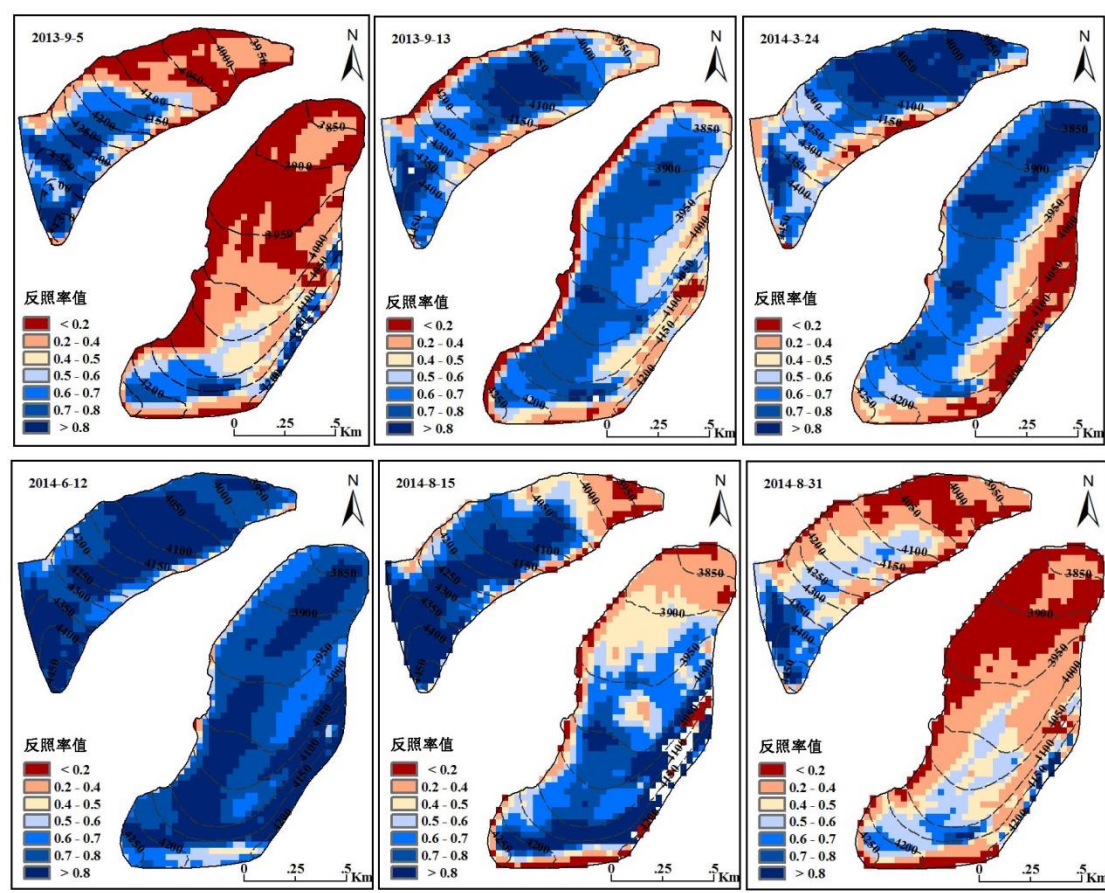


图 5-1 乌源 1 号冰川 2013~2014 年不同时期反照率空间分布

5.1.1 非消融期

在非消融期早期（2013 年 9 月 13 日），冰川表面反照率值整体较高，平均约为 0.57，介于 0.90~0.06 之间，标准差为 0.18。可见冰川反照率值相对离散，在一个较大的数值范围内变化，这就意味着此时冰川表面状态差异较大。但是，整体上，反照率的空间变化并不显著，仅在冰川末端以及边缘处出现低值。其原因可能为：其一，虽然随着气温的降低，冰川消融减弱，但是受冰川周围裸露地表热传导作用的影响，冰川末端及其边缘处与中流线附近出现差别消融，边缘的消融强度高于中部区域，从而导致此处的反照率值偏低；其二，冰川边缘所在的

像元大多为混合像元,受像元中非冰雪端元的低反射光谱特性的影响,也可导致整个像元反照率值降低。

在非消融期中后期(2014年3月24日),冰川表面反照率值仍然较高,平均约为0.64,整体上在0.30~0.96的范围内,标准差为0.15,可见相对于非消融期早期,反照率值的空间差异变小,表明此时冰面覆盖类型比较均一。若参照白重瑗等(1989)在中国西部冰川区不同表面覆盖类型实测反照率值的结果划分(老雪表面的反照率值在0.51~0.79,平均为0.63),此时冰川表面很可能被老雪覆盖。因此,空间上没有呈现出明显的变化趋势。需要说明的是,在冰川东侧出现的较小反照率值(小于0.5)为地形阴影所致,在本研究中将其剔除。

5.1.2 消融期

在消融期早期(2014年6月12日),冰川反照率空间变化依旧不明显,但是数值上却达到研究时段内的最高值,为0.76,其中,0.70~0.90的高值区覆盖了约82%的冰川面积;同时,标准差也达到了最小,为0.1。这些现象表明,此时冰川表面覆盖类型均一,而较高的反照率值则意味着冰川为新雪覆盖。

随着消融的进行,在消融期中后期(2014年8月15日),表面反照率值降低至0.57,但其数值范围达到了最大,为0.06~0.97,标准差为0.22,表明此时冰川表面类型差异十分显著。空间上呈现出反照率随海拔的升高而增大的趋势,在冰川中下部尤为明显。具体而言,在海拔较低的区域,东支海拔3900 m以下,西支海拔4050 m以下,反照率随海拔的增加趋势微弱,其值大部分小于0.40,表明冰川表面主要为裸冰分布;随着海拔升高,反照率逐渐增大,在东支海拔3950 m和西支海拔4050 m附近的增速最大,数值在不足50 m范围内增加了约0.20;表明此处冰面特征变化强烈,发生了由裸冰向积雪的过度,雪线很可能就出现在这一高度范围内。而在冰川中上部,东支海拔3950 m以上,西支海拔4050 m以上,反照率值普遍较高,西支均在0.70以上,东支略小于西支,在0.60以上,反照率随海拔的增加呈现较小的波动。

消融期末(2014年8月31日),反照率值降至最低,约为0.34,标准差为0.18,冰川表面状况差异较上一时期有所减弱。空间上依旧呈现出随海拔的升高而增大的趋势。雪线位置快速上升,达到冰川上部,冰川表面大部分区域为裸冰分布。表明这一期间,冰川经历了强烈的消融。

值得特别注意的是：在消融期末（2013 年 9 月 5 日和 2014 年 8 月 31 日），虽然冰川反照率整体上呈现出随海拔的升高而增大的趋势，但在冰川末端局部区域，东支海拔 3850 ~3900 m、西支海拔 3950~4000 m 附近，却出现略高的反照率值。这可能是由冰川表面杂质含量的差异所致，其原因将在下一章详细讨论。

综上所述，冰川反照率的空间分布随冰川表面积雪和裸冰的覆盖状况而改变。当冰川表面被积雪（新雪或者老雪）覆盖时，空间变化不明显。当冰川表面雪冰同时存在，或者以裸冰为主时，其空间变化十分显著，整体上呈现出随海拔的升高而增加的趋势，且在雪线附近增速最大。相似的空间分布规律在其他冰川也有发现，例如，位于祁连山的老虎沟 12 号冰川、青藏高原腹地的冬克玛底冰川、帕隆藏布 4 号冰川（Wang *et al.*, 2014），澳大利亚的 Hintereisferner 冰川（Koelemeijer *et al.*, 1993），阿尔卑斯山意大利境内的 Forni 冰川（Fugazza *et al.*, 2016）。消融期末，冰川较低位置出现的反照率高值现象在其他冰川有研究发现，例如：瑞士的 Haut 冰川（Brock *et al.*, 2000）和 Morteratschgletscher 冰川（Klok *et al.*, 2003），澳大利亚的 Pasterzenkees 冰川（Greuell *et al.*, 1997）。由此可见，裸冰表面反照率的空间分布可能不完全随海拔而变化。

5.2 冰川反照率时间变化特征

5.2.1 冰川反照率日内变化

为了得到冰川反照率的日内变化特征，以及检验遥感反演反照率的时间代表性，本研究分析了 2007.6.26~8.2，架设在乌源 1 号冰川东支消融区（图 3-3 所示）自动气象站的实测反照率数据（如图 5-2）。由图得出：观测期间，反照率值呈现出非常迅速的剧烈变化，仅在一周之内，便从 7 月 18 日的最大值 0.98 降低至 7 月 23 日的最小值 0.08。在这期间，日反照率最小值明显发生了 4 次跳跃，分别在 6 月 30 日、7 月 10 日、7 月 17 日和 7 月 29 日。表明这些时段内，冰面状况发生了突变，有新降雪发生。而且，每次跳跃发生以后，反照率值都会在一段时期内出现逐渐降低的趋势，体现了冰面覆盖类型由新雪到老雪再到裸冰的过渡。

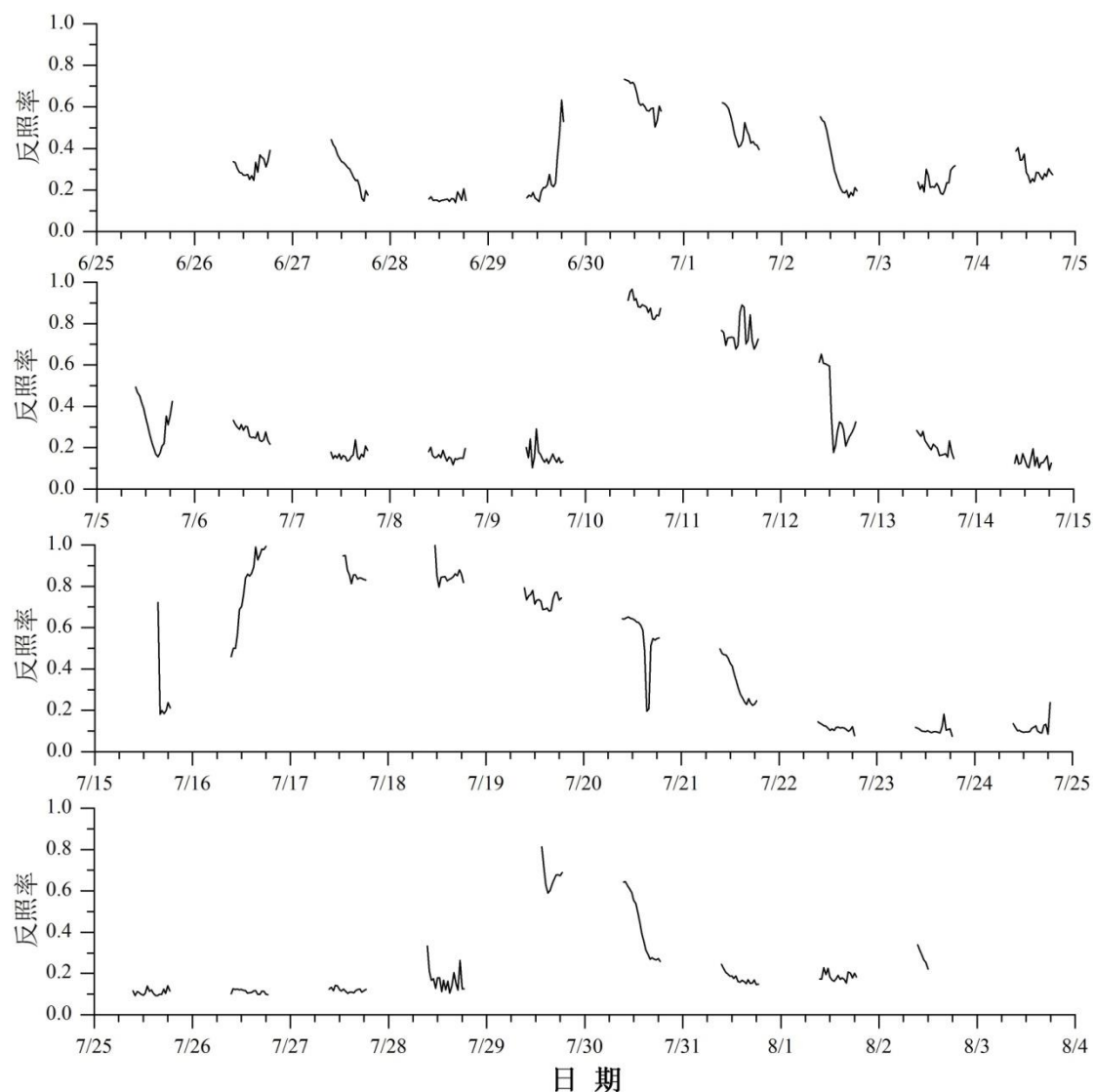


图 5-2 乌源 1 号冰川 2007.6.25~8.2 消融区 (E2) 反照率日内变化

具体来看,反照率的日内变化曲线可归纳为如下四种形态:1)迅速上升型,例如:6月29日、7月16日,这类变化主要出现在有新降雪发生时,表面类型发生了由裸冰向积雪的迅速转化;2)迅速下降型,例如:7月2日、7月12日、7月30日,这类变化表明冰川表面发生了强烈消融,表面类型由积雪迅速转化为裸冰;3)低值态稳定型,例如:7月22日、7月26日、7月27日,表明冰川表面状态相对稳定,较低值则意味着此时冰面为裸冰分布;4)不完全对称型,即日内反照率出现了相对于正午时刻不完全对称的变化,在早晚时反照率相对较高,中午前后反照率值最小,且上午的反照率值略高于下午,例如:7月5日、7月18日、7月29日。这主要是由太阳天顶角的改变引起的,随着太阳天顶角的减小,反照率值会逐渐降低,但是由于积雪变质和表面融水增加导致相同太阳天顶角时,下午的反照率值小于上午。总体而言,当冰面发生积雪与裸冰的相互

转换时,日反照率变化剧烈,而当冰川表面为一种类型覆盖时(均为积雪或裸冰),日反照率值变化较小,但会随着太阳天顶角的改变而发生变化。太阳天顶角对积雪反照率的影响大于裸冰,甚至在极端消融状态下,65°以下太阳天顶角变化对裸冰反照率的影响可以忽略。

除此之外,无论在雪面还是冰面,均呈现出众多微小的频繁反照率值波动,表明除了冰面状况以及太阳天顶角的变化外,其他因素对反照率的影响也十分活跃,例如:云量。

由于卫星观测通常记录的是无云状态下,较低太阳天顶角时的瞬时反照率值,消融期,无降雪情况下,其反演值可以反映短期内(2~3天)裸冰表面反照率的状况。但对于雪面而言,由于积雪的消融、变质以及对太阳天顶角变化的敏感响应,导致卫星反演值很快与实际情况不符。因此,在利用遥感反演反照率结果时,需根据具体情况,将裸冰和积雪分别考虑。

以上结论是基于自动气象站记录的单点反照率值得出的,其观测范围有限,对整条冰川的代表性如何,还需要进一步研究。因此,为了检验单点反照率观测结果的空间代表性,本研究对2016.7.29~8.12,乌源1号冰川东支22个观测点(如图5-3所示),ASD光谱仪记录的反照率数据进行了分析。

结果表明:观测期间,反照率值的变化依然十分剧烈,最大值出现在7月29日积雪观测点I,为0.93,最小值出现在8月3日污化物富集的裸冰观测点E1,为0.05。同一观测时段内(每天11:00~14:00),不同观测点间反照率值的差异较大,超过0.35(8月11日)甚至达到0.85(7月28日)。

观测期间,不同测点位置反照率的逐日变化程度也不尽相同。在裸冰表面,无降雪发生时,反照率的逐日变化呈现出微弱的波动趋势。而且,冰川中部杂质相对富集的测点(E1、E2、E3、D2、D3、F1、G1、G2),反照率值为0.10~0.20,其变化小于冰川下部相对清洁的测点(C1、C2、C3、B2、B3、A),反照率值为0.20~0.40。对于积雪表面(J),反照率的逐日变化明显大于裸冰表面,最大变化量达到了0.30。而最剧烈的反照率逐日变化则出现在雪线附近的测点(F3、G3、H3、I),其变化量在0.40~0.60。

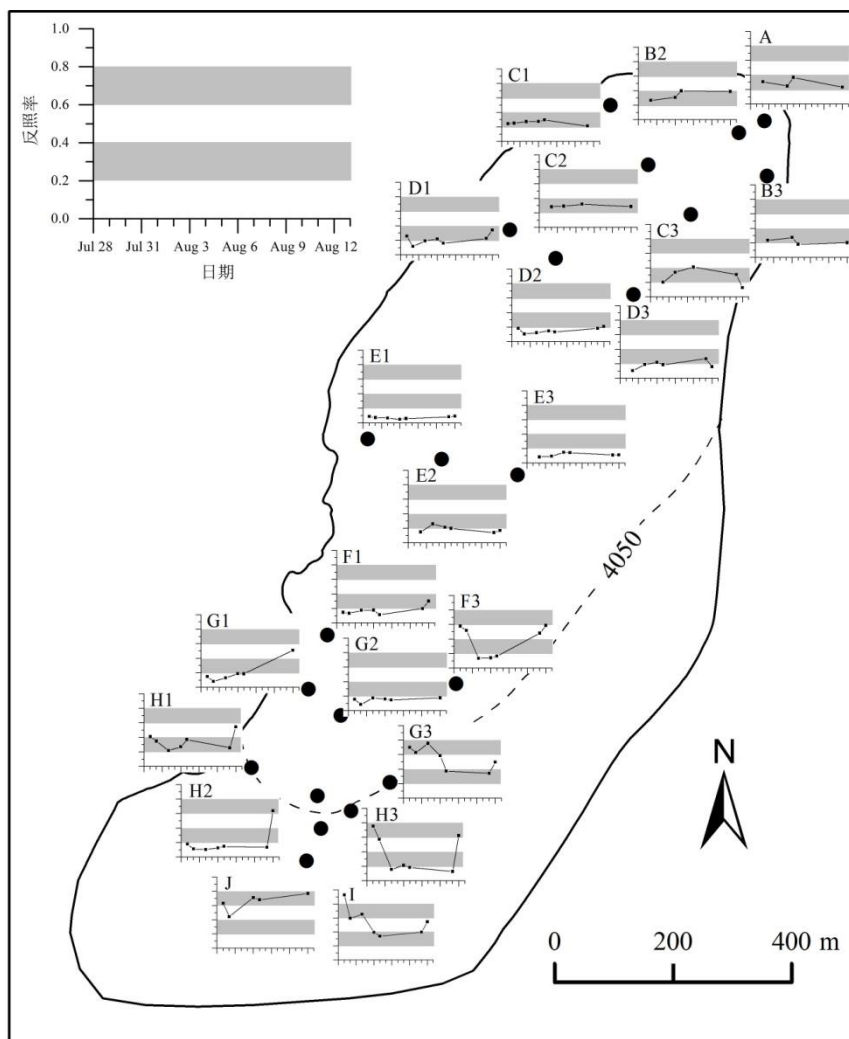


图 5-3 乌源 1 号冰川 2016.7.29-8.4 不同观测点反照率逐日变化

可见，冰川表面反照率值及其变化的空间差异也很明显。因此，单点的反照率观测结果很难反映整条冰川的情况，在能量物质平衡模型中需充分考虑这一特征，将冰川表面分区进行反照率模拟。

5.2.2 冰川反照率季节变化

MOD10A1 积雪产品提供了逐日反照率数据，空间分辨率为 500 m。本研究基于此数据集，通过投影转换、格式转换、目标区提取等预处理步骤，得到了乌源 1 号冰川 2000~2016 逐日反照率资料，对其进行逐月的多年平均，来研究冰川反照率的年内变化情况（如图 5-4 所示）。在此，3~5 月为春季，6~8 月为夏季，9~11 月为秋季，12~次年 2 月为冬季。

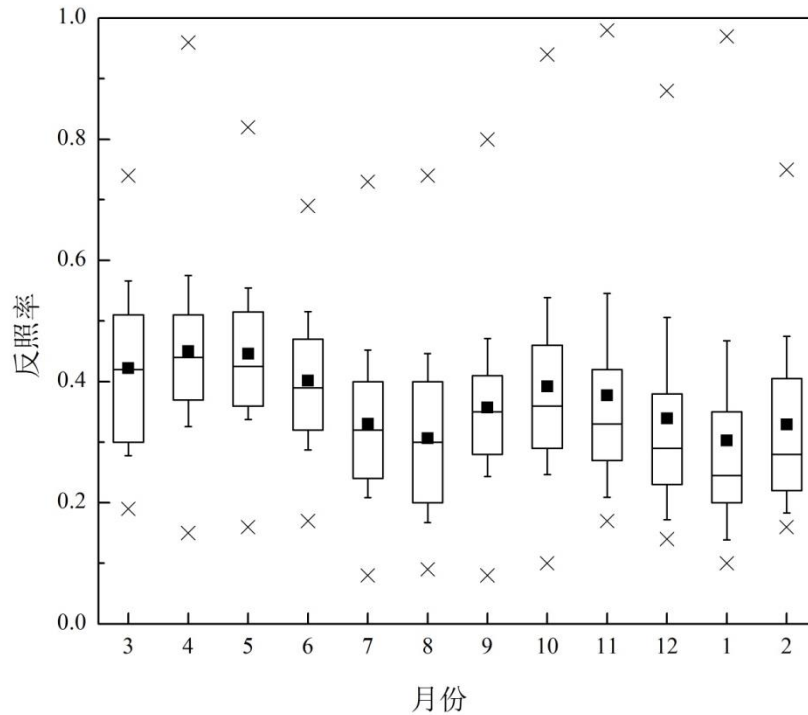


图 5-4 乌源 1 号冰川 2000~2016 年反照率多年月变化

乌源 1 号冰川反照率季节变化特征为春季>秋季>夏季。春季，冰川区气温虽然开始回升，但依然较低，在 0°C 以下，随着降水的增多，表面积雪深度达到最大，冰川被新雪覆盖的时间和频率均增加，因此反照率值普遍较高，在 4 月份达到最高，为 0.45。随着气温的继续回升，上覆积雪开始消融，雪层减薄甚至在消融区完全消失。虽然，同时降水量也在增加，但是增加的降水总体上无法弥补升温带来的消融，因此，冰川反照率在夏季持续快速降低，在消融期末（8 月份）达到最低，为 0.30。然而，降水的增加导致了冰川表面覆盖类型在新雪和裸冰之间的频繁转换，使得此时表面反照率的波动增大。进入秋季，气温降低，冰川消融减弱，积雪逐渐在冰川表面积累，因此反照率开始缓慢增加。

此外，从图 5-4 还可以发现，冬季冰川反照率相对偏低，数值上与夏季接近。这与前人同类型的研究结果相反（Oerlemans 和 Knap1998），也不符合实际情况。因为此时冰川表面为积雪覆盖，理论上，反照率值应高于夏季。进一步分析发现这主要是由于此时冰川表面大部分区域被阴影遮蔽所致，如图 5-5 所示。由于 MOD10A1 数据较粗的空间分辨率，阴影遮蔽的区域无法从影像中剔除，导致冰川表面反照率值整体降低，与实际情况不符。这也表明，虽然 MODIS 数据具有较高的时间分辨率，但是相对于规模较小的山地冰川而言，其空间分辨率较低，无法满足冰川反照率及其相关研究的需要。

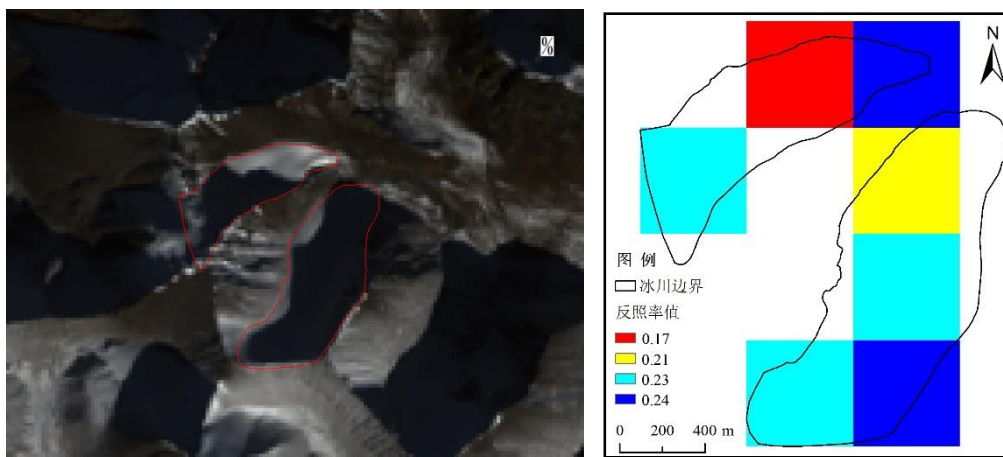


图 5-5 2014.12.21 乌源 1 号冰川表面状况及 MOD10A1 反照率值

5.2.3 冰川反照率年际变化

冰川反照率的年际变化也采用时间分辨率较高的 MOD10A1 反照率产品数据，本研究分别统计了乌源 1 号冰川 2000~2016 年间反照率全年的、消融期的和非消融期的平均值（如图 5-6）。需要说明的是，虽然冬季月份的影像由于阴影遮蔽导致冰川反照率值偏低，但是冬季可用影像数量较少，对冰川反照率年平均值数值上的影响较小，不影响其年际变化趋势的研究。

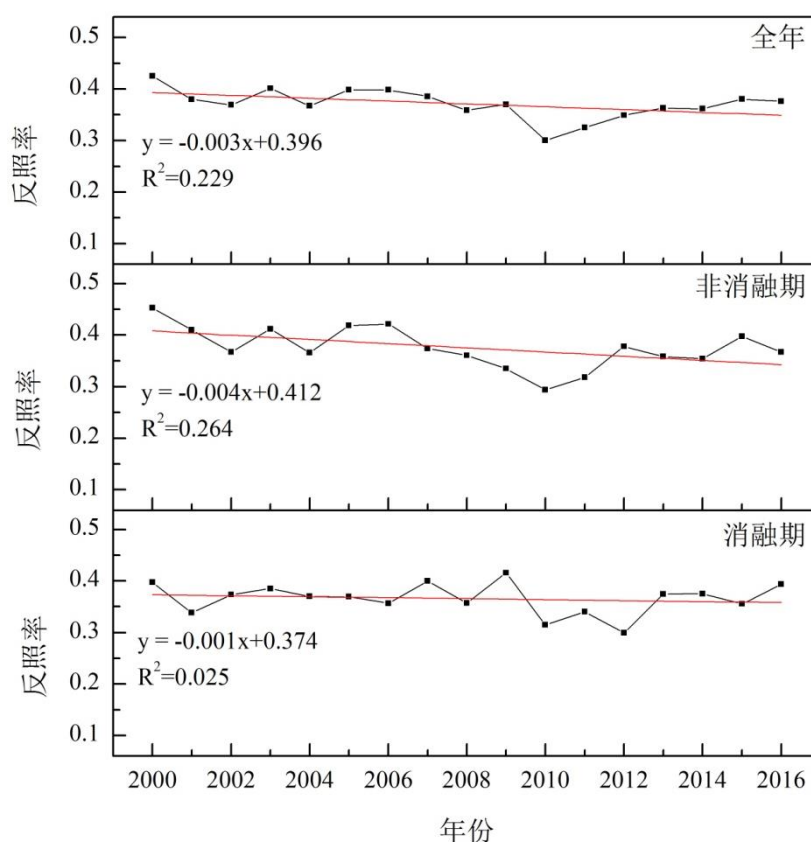


图 5-6 乌源 1 号冰川 2000-2016 年反照率年际变化

从图中可以看出, 2000~2016 年间乌源 1 号冰川反照率值在 0.30 (2000 年)~0.42 (2010 年) 间波动, 平均为 0.37, 与王杰 (2012) 在中国西部其他冰川区的结果相比, 数值偏低。反照率的年际变化在 2009 年之前, 呈现微弱的下降趋势, 2010 年达到研究期间的最低值, 此后出现明显的上升。但整体上仍以下降趋势为主, 速率约为-0.003/a ($p=0.052$)。相对于西部其他冰川而言, 下降速率居中。

进一步分析其在消融期 (5~8 月) 和非消融期 (9~次年 4 月) 的变化发现, 消融期反照率年际变化虽然波动明显, 介于 0.30 (2012 年)~0.42 (2009 年), 且 2006 年之后波动幅度增加, 但整体上没有呈现出下降趋势 ($p=0.544$)。然而, 在非消融期, 冰川反照率的年际变化却呈现出明显的下降, 速率约为-0.004/a ($p=0.035<0.05$)。表明, 2000~2016 年间反照率的年际变化主要由非消融期反照率的变化引起。

5.3 本章小结

本章利用三种数据源的反照率资料, 分析了乌源 1 号冰川不同时空尺度上的反照率变化特征。

在空间上, 当冰川表面被积雪 (新雪或者老雪) 覆盖时, 变化不明显; 然而, 当冰川表面雪冰同时存在, 或者以裸冰为主时, 空间变化十分显著, 整体上呈现出随海拔的升高而增加的趋势, 且在雪线附近增速最大。但裸冰表面反照率的空间分布不完全随海拔而变化, 冰川较低处也会出现反照率值相对较高的区域。

在时间上, 反照率的日变化以大范围、高频率为特征, 且随着表面物理状态的改变, 呈现出迅速上升型、迅速下降型、低值态稳定型和不完全对称型四种不同的日变化形态。反照率的季节变化特征为春季>秋季>夏季, 其中, 4 月份达到最高, 8 月份达到最低, 冬季由于冰川表面被阴影覆盖, 导致反照率值整体偏低, 与实际情况不符。年际变化上, 在 2009 年之前, 呈现微弱的下降趋势, 2010 年达到最低, 此后出现明显的上升。但整体上仍以下降趋势为主, 速率约为-0.003/a。其中, 非消融期, 反照率的年际变化以-0.004/a 的速率下降, 而消融期则出现明显波动。

基于反照率的日变化特征可以得出, 在利用遥感反演反照率结果时, 需将裸冰和积雪分别考虑。消融期, 无降雪情况下, 遥感反演结果可以反映短期内 (2~3

天)裸冰表面的反照率状况。但对于雪面而言,由于积雪的消融、变质以及对太阳天顶角变化的敏感响应,导致卫星反演值很快与实际情况不符。

冰川表面反照率随时间变化的空间差异也很明显。其中,平衡线附近的变化最为剧烈,积雪区的变化次之,而裸冰区的时间变化幅度最弱。可见,单点反照率的观测结果很难反映整条冰川的情况,在能量物质平衡模型中需充分考虑这一特征,将冰川表面分区进行反照率计算。

6 反照率时空变化影响因素分析

冰川反照率受众多因素的影响，例如：积雪厚度、颗粒粒径、含水量、密度、晶体结构、污化物含量、以及云量、云状、太阳入射角、大气含水量、浑浊度等。由于这些因素对反照率的影响机制千差万别，加之不同因素间的相互作用也会使单因素的影响效应发生改变，因此其影响的程度和时空尺度也不尽相同。本章结合研究区特征，选择冰川积累区面积比例、气温和降水、表层污化物——冰尘、地形、云量以及液态水等因素，分析其对冰川反照率时空变化的影响。

6.1 积累区面积比例

冰川反照率的大小很大程度上是由其表面覆盖类型及其物理属性决定的。积雪的反照率高于裸冰，新雪的沉降、变质、消融以及雪冰范围的时空演化过程直接决定了冰川表面反照率的时空分布格局。一段时期内，冰川表面雪冰范围的变化可以用同时期的冰川的积累区面积比例衡量。因此，本研究分析了2000~2015年间冰川积累区面积比例与冰川反照率的变化关系，如图6-1所示。

由图6-1得出，冰川反照率与积累区面积比例的年际变化趋势一致，二者的相关性达到0.83。2000~2009年，积累区面积比例呈现波动变化，并略有下降，在2010年出现最小值，为0，相应的冰川反照率在2009年之前在波动中呈现微弱的下降趋势，在2010年达到最低。2011年之后，除2014年外，冰川积累区面积比例依然很低，因此，冰川反照率值也普遍较小。故可以得出：2000~2015年，冰川反照率下降的主要原因是冰川积累区面积比例的降低，即冰川积雪面积的减少。

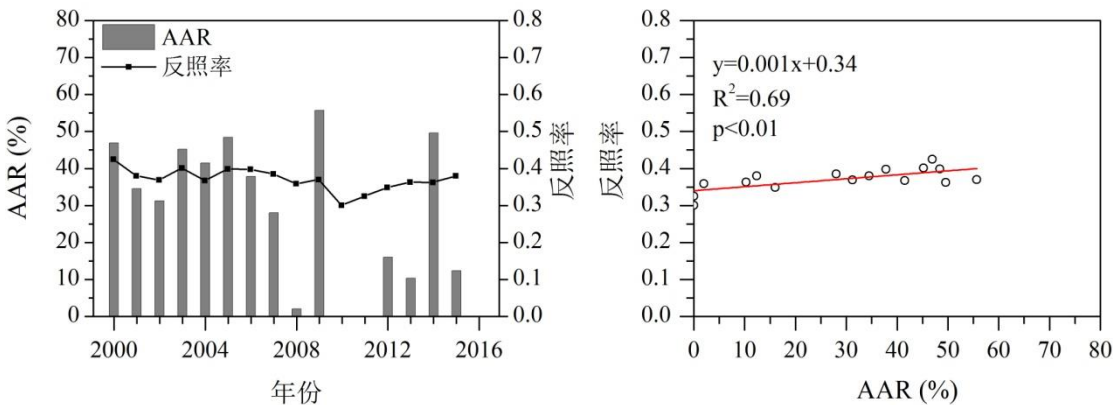


图 6-1 2000~2015 年乌源 1 号冰川积累区面积比例与反照率的变化趋势及其相关性

6.2 气温和降水

冰川反照率的大小虽然很大程度上取决于其表面覆盖类型及其物理属性，但这些在根本上受区域气候背景的控制，气象要素的微小变化都可能引起冰川表面特征的变化，进而导致冰面反照率的改变。例如，由于气温的升高，一方面直接导致了冰川消融的增强，积雪消融提前、面积减小，裸冰暴露时间延长、面积扩大，由于冰的反照率远小于积雪，由此造成冰川反照率下降。同时，消融的增加，促进了雪、冰层内部污化物在冰川表面的富集，使冰面颜色加深，造成冰川反照率进一步降低。另一方面，温度升高也会造成积累区粒雪变质速率加快，雪层变薄，粒径增大，具有高反照率的细粒雪减少，低反照率的粗粒雪增加，雪层含水量增加，造成反照率的降低。然而，冰川反照率的变化对降雪十分敏感，一旦有降雪事件发生，会迅速白化冰川表面，大大增加其反照率。在气候系统与冰川反照率这一正反馈机制的驱动下，使得近年来冰川反照率降低成为冰川加速消融的重要因素之一。可见，气温和降水对冰川反照率的时空变化起间接的，但是决定性的影响。

本研究利用冰川区大西沟气象站 2000~2016 年的气温降水资料，选取正积温、降水量和降水日数三个指标来分析气候要素对反照率变化的作用。通过正积温、降水量和降水日数与反照率的相关性分析得出，正积温与不同时期反照率的变化均呈现负相关性，而降水量主要与消融期（5~8）月反照率变化有关，降水日数则与非消融期（9 月~次年 4 月）反照率变化有关（表 6-1）。数据表明：无论是消融期还是非消融期，正积温升高，均会引起冰川反照率的降低；而在消融期，冰川反照率还会随着降水量的增加而增大，在非消融期，冰川反照率主要随降水日数的增多而增大。全年来看，三个参数对冰川反照率均有影响，且影响程度比较接近。

表 6-1 乌源 1 号冰川气象要素与冰川反照率的相关性 (*, $p < 0.05$)

	消融期	非消融期	全年
降水日数	0.223	0.450	0.470
降水量	0.481	0.008	0.500*
正积温	-0.445	-0.441	-0.502*

这是由于正积温主要通过影响冰川的消融以及积雪的变质来驱动反照率的变化，对反照率变化的影响是即时的；而降水日数和降水量主要通过决定冰川表面积雪的存在时长来影响冰川反照率。在非消融期，冰川区的降水量很少，不足

10 mm，但是此时冰川表面被积雪覆盖，消融基本停止，一旦有降水发生，即可留存于冰川表面，增加其反照率。这就意味着降水日数的增多延长了冰川表面被具有较高反照率的新雪覆盖的时间。因此，这一时期降水日数对反照率的变化有很大影响。而在消融期，冰川区的降水量增加，总的降水日数也相应增多，但是冰川表面消融强烈，新雪在冰川表面的覆盖时间主要受单次降水量的影响，单次降水量越大，冰川被积雪覆盖的时间就越长，冰川反照率也会越大。

从三个气象参数各自的年际变化趋势来看（图 6-2），消融期，正积温、降水量和降水日数均没有呈现出随时间的明显变化；而在非消融期，降水日数出现明显的减少趋势，降水量和正积温却呈现轻微的增加；全年来看，仅有降水日数和正积温出现变化，即降水日数在减少，同时正积温在升高。结合三个参数与冰川反照率的相关性以及 5.2.3 所述的冰川反照率的年际变化特征分析得出，2000~2016 年冰川反照率年际间的降低可能是由降水日数的减少以及正积温的升高造成的，而非消融期降水日数的减少起主要作用。

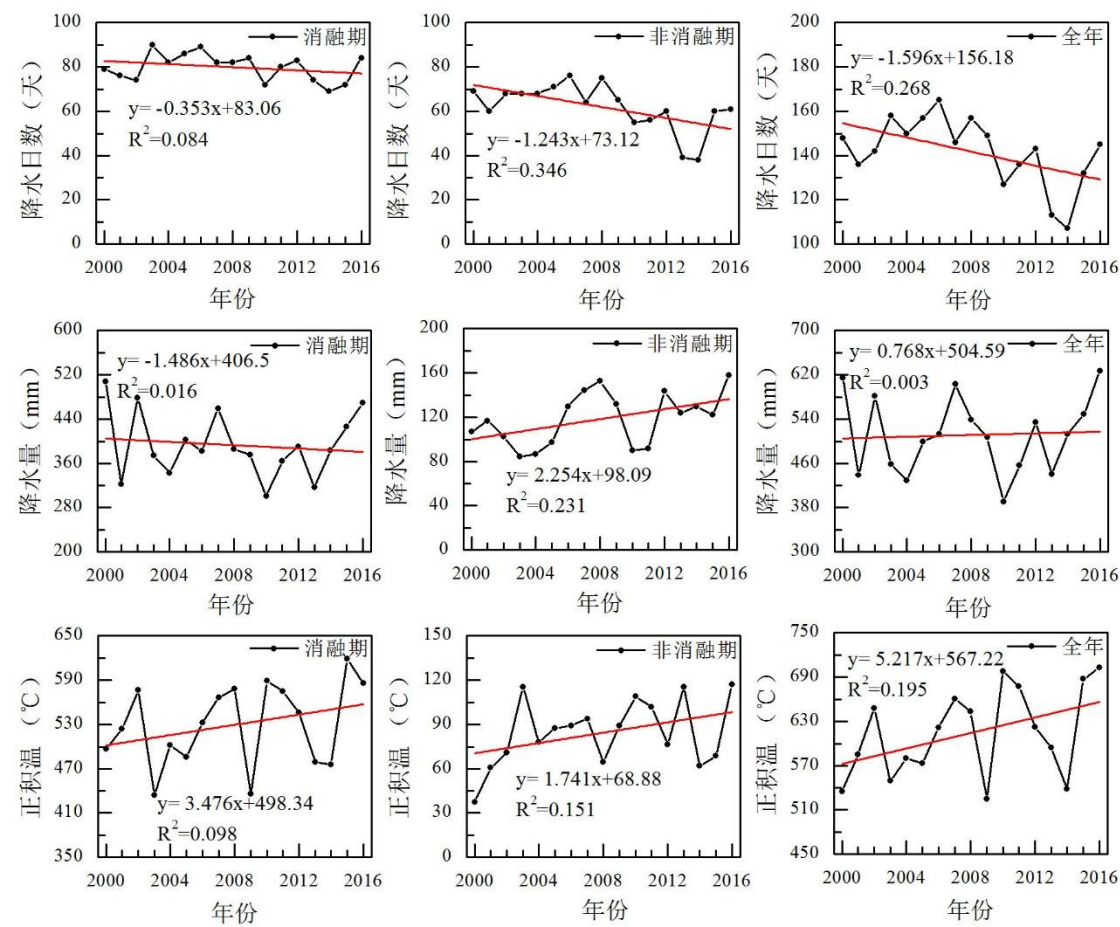


图 6-2 乌源 1 号冰川气象要素年际变化趋势。其中，非消融期和全年降水日数的变化通过了 95% 的置信度

检验

6.3 表层污化物

众多研究表明,冰川表面的污化物强烈吸收太阳短波辐射,特别是在可见光波段的辐射(Komuro et al., 2015; Kylling et al., 2000)。因此,由冰面反射的能量比例大大降低,最终导致反照率降低,冰川消融加速(Skiles et al., 2017; Niu et al., 2017; Zhang et al., 2017)。吸光性物质主要包括黑碳(black carbon, BC)、棕碳(Brown carbon, BrC)、矿物粉尘(mineral dust, MD)、生物质等,其中黑碳的吸光效率最强,约为粉尘的50倍,火山灰的200倍(Warren 1984)。

乌源1号冰川位于中亚干旱半干旱区,周围被广袤的沙漠和戈壁包围,沙尘活动频繁。而且,乌源1号冰川距离人类活动密集区较近,煤、石油等化石燃料的燃烧和居民生活排放的污染物在适宜的条件下很容易被地方性的环流系统携带到冰川区,通过干、湿沉降的方式在雪冰表面富集。Takeuchi等(2008)研究发现,乌源1号冰川夏季消融期裸冰表面大部分被棕色冰尘所覆盖,其主要组成成分为无机矿物、有机物(微生物的尸体、腐殖质等)以及微生物(包括雪生藻类、显微动物群、昆虫以及细菌等)。冰尘数量与冰川消融区表面反照率之间存在显著的负相关关系。Ming 等(2016)的研究也显示,黑碳和粉尘分别可使乌源1号冰川积累区反照率下降25%和7%。

为了研究吸光性物质对反照率的影响,本研究利用ASD地物光谱仪收集了消融期不同杂质覆盖程度下(图6-3)的雪冰表面反射光谱曲线,如图6-4所示。可见,无论在雪面还是冰面,由于吸光性物质的增加,表面反射光谱曲线出现极其明显的变化。在较清洁的裸冰观测点III,反射率随波长的变化明显,在350~575 nm,反射率随波长的增加出现轻微的增大趋势;在575~625 nm波段左右,反射率值最高,约0.35;随后,反射率快速下降,在950 nm仅为约0.10。而相对于较清洁的裸冰观测点,其它裸冰观测点处的反射光谱曲线均不同程度的呈现出污化冰面的特征,即整体上反射光谱曲线低于清洁裸冰观测点,且随着污化程度的增加,反射率随波长的变化幅度减缓,曲线变得更加平缓。具体而言,在350~575 nm,反射率随波长增加而增大的趋势减弱,在575~625 nm波段前后的高值区趋于消失,近红外波段快速下降的趋势也逐渐消失。但是在积雪表面,由于污化物的增加,反射率随波长变化的幅度增强,反射光谱曲线首先在350~575 nm区间出现了明显的增加趋势,在之后的575~850 nm波段范围内相对稳定,维持在0.62~0.65之间,

随后即出现下降趋势。总体而言，污化物对雪、冰反射率的影响随着波长的增加逐渐减弱，主要集中在可见光波段。

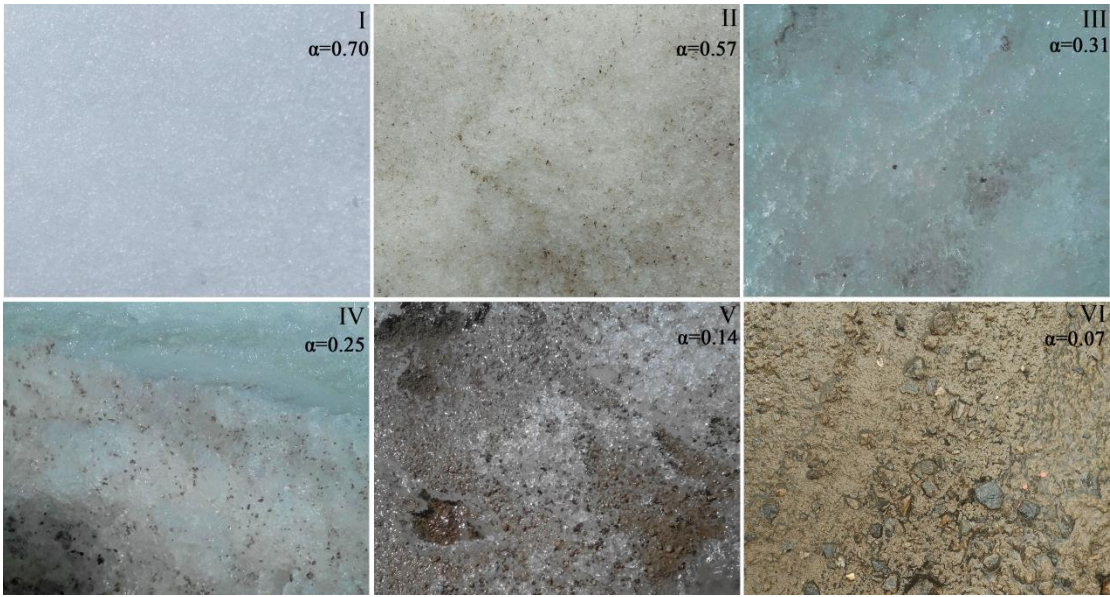


图6-3 乌源1号冰川不同杂质覆盖程度下的冰川表面状况

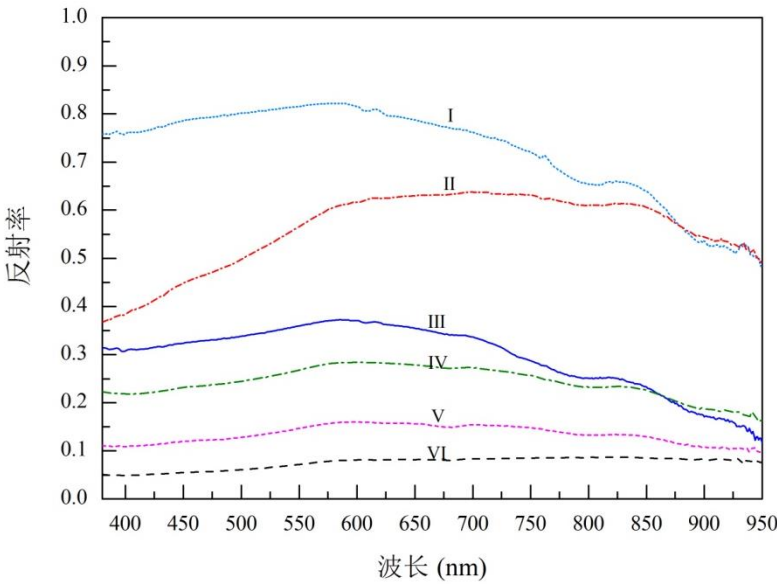


图6-4 不同杂质覆盖程度下（图6-3）冰川表面反射光谱曲线

为了进一步量化吸光性物质及其不同组分对冰川反照率的影响，本研究利用了日本千叶大学 Takeuchi 教授团队在 2006 年和 2007 年两个消融季采集于乌源 1 号冰川消融区裸冰表面的 11 个冰尘样品数据，以及同时观测的采样点处的反射率数据。分析了其矿物颗粒、有机物及其叶绿素含量与反照率的相关关系（6-5a, b, c）。结果发现：冰尘颗粒中矿物颗粒、有机物及其叶绿素与反照率均呈现出不同程度的负相关关系。相对于矿物颗粒而言，有机组份与反照率变化的相关性

更高,为-0.725。尽管如图 6-5d 所示,冰尘颗粒中有机物的含量远低于矿物颗粒。而其中叶绿素与反照率的相关性最高,为-0.86。这就表明裸冰表面 45%的反照率变化由有机物引起,且很大程度上由雪藻以及蓝细菌中的叶绿素贡献。

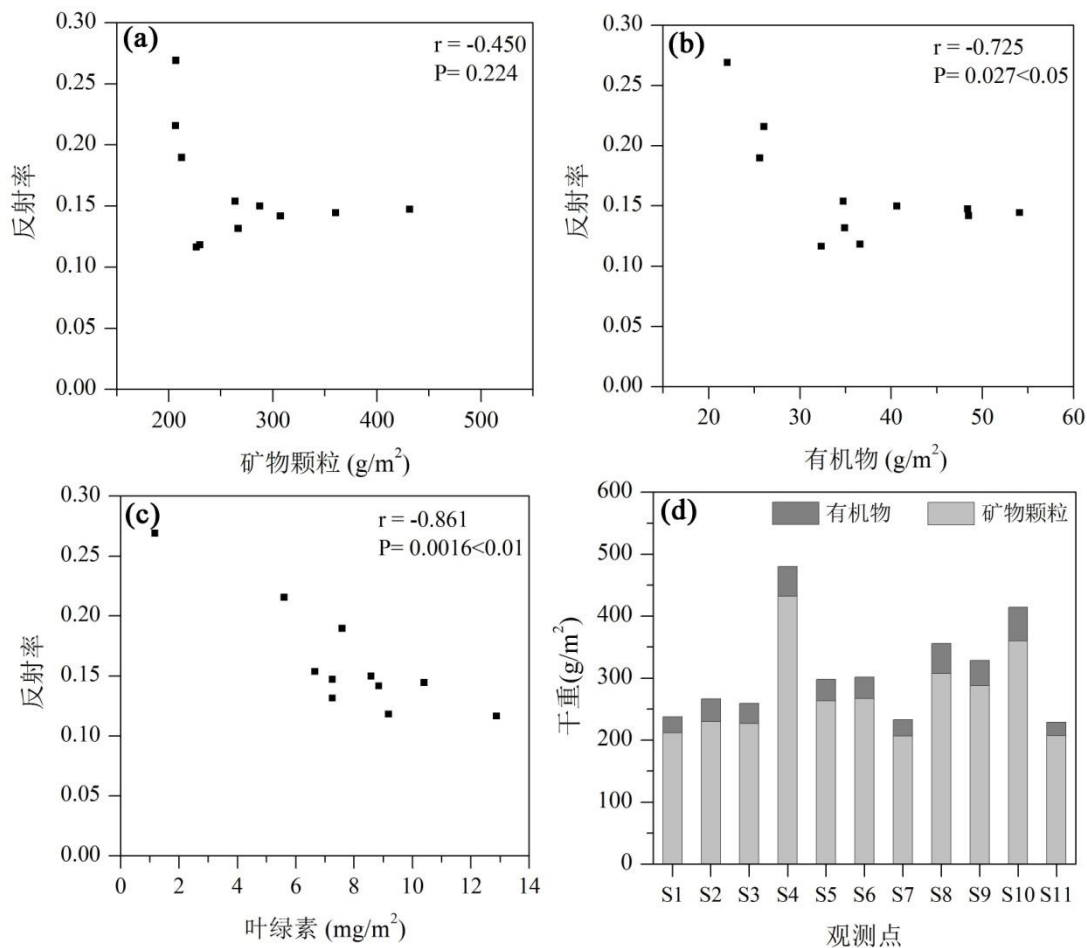


图 6-5 冰尘中不同组分的含量及其与反照率的相关关系

6.4 地形

从图 5-1 还可以发现,在冰川表面覆盖类型一致的情况下,例如均为裸冰或积雪,反照率值在空间上仍然存在一定的差异。这可能与冰川不同位置处太阳天顶角的差异有关。因此,为了分析由地形差异引起的太阳天顶角的改变对冰川反照率的影响,本研究根据冰川区的 DEM 和卫星过境时刻的太阳位置,利用公式 6-1 分别计算出成像时刻积雪表面(6 月 12 日东支)与裸冰表面(8 月 31 日东支)各个像元的太阳入射角,并以 10° 为间隔将其分级。如图 6-6 所示。

$$\cos i = \cos E * \cos(SZ) + \sin E * \sin(SZ) * \cos(A_0 - A_s) \quad (6-1)$$

式中: E 表示坡度, A_s 表示坡向, SZ 表示太阳天顶角, A_0 表示太阳方位角。

从图 6-6 可以看出：无论在积雪表面还是在裸冰表面，整体上反照率值均随太阳天顶角的增大而增加。其原因可归结为：随着太阳天顶角的增大，光子经过表层雪冰的平均距离缩短，导致其被散射的机率增加，由雪层吸收的能量比例减小，进而导致反照率增加。此外，表层雪的粒径通常较小，因此随着太阳天顶角的增大，光子被雪冰表层粒子散射的机率也随之增大，而这一过程进一步被近红外波段（ $\lambda > 1.4 \mu\text{m}$ ）的不对称散射所增强，因为在近红外波段，光子的前向散射更强烈，因此，最终造成冰川反照率增加（Aoki *et al.*, 2000； Hudson *et al.*, 2006）。

在相同的太阳辐射条件下（太阳位置、辐射强度），冰川不同部位的太阳入射角主要由该位置的坡度和坡向决定，可见除了冰川表面类型外，地形也是影响冰川反照率空间变化的重要因素。但对于冰川同一位置（例如：自动气象站处）而言，其坡度和坡向相对固定，由于一日之内太阳辐射条件（太阳位置、辐射强度）的改变，也会引起冰川反照率在一日之内发生相对于正午时刻的不完全对称变化。但是 Warren（1982）基于野外实测的研究表明，太阳天顶角对反照率的影响存在一个约 50° 的限制，当太阳天顶角小于 50° 时，反照率会随着太阳天顶角的增大而增加，但当太阳天顶角大于 50° 时，太阳天顶角对反照率的增加效应减弱。

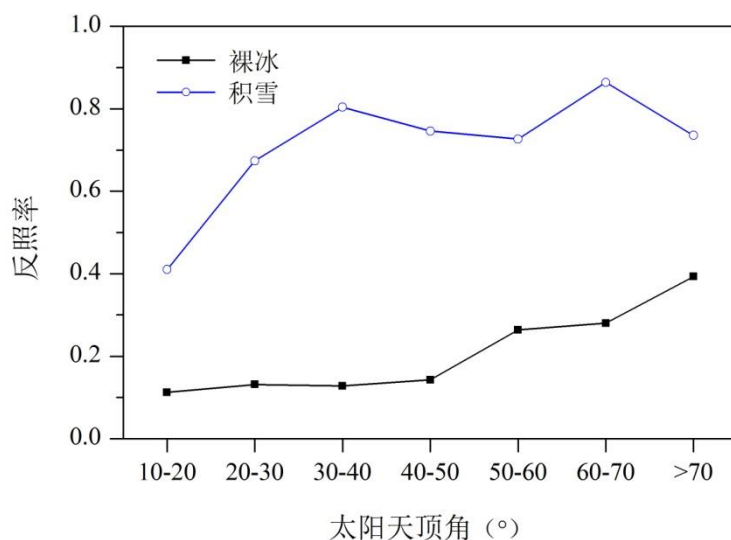


图 6-6 积雪和裸冰表面反照率随太阳天顶角的变化

6.5 云量

无论在雪面还是冰面，表面反照率的日内变化均呈现出众多微小的频繁波动，这很可能是由云的变化引起的。通过分析积雪、裸冰表面晴空和多云条件下的反

射光谱曲线（图 6-7）发现，云的出现，使雪、冰表面的反射率明显提高。而且，在可见光波段增加的尤为明显；近红外波段，反射率随波长的下降趋势增大。

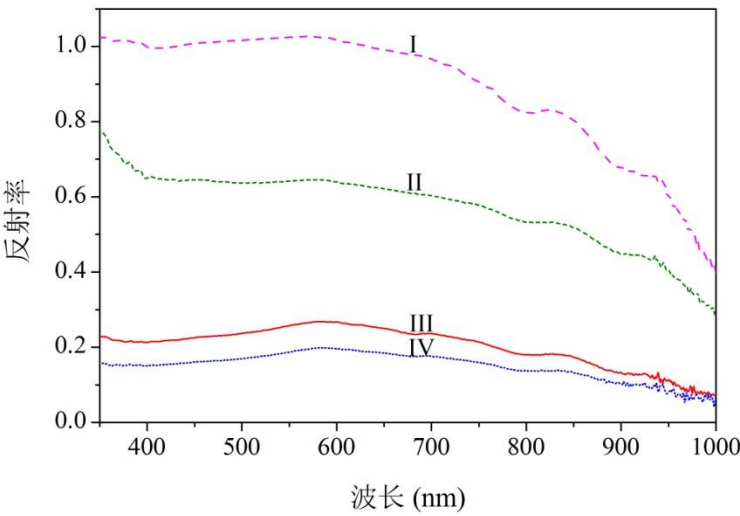


图 6-7 晴空与多云条件下积雪与裸冰表面的反射光谱曲线 其中，I：多云条件下的雪面；II 晴空条件的雪面；III：多云条件下污化的冰面； IV：晴空条件下污化的冰面

为了进一步定量研究云对冰川反照率的影响，本研究利用 Cutler 等（1996）提出的方法对云量进行了量化，在此基础上分析反照率值对云量变化的响应。

首先是借助大气有效透射率（ G/T ）对云量进行量化。其中， G 为辐射计接收到的入射太阳辐射， T 为天文总辐射，可通过太阳位置和观测点位置的几何关系计算得出（蒋熹等，2007）。大气有效透射率（ G/T ），反映了大气对太阳辐射的散射、吸收等衰减作用，可以用来表征云量，其数值范围为 0~1。通常天气越晴朗，数值越大，越接近于 1。目前，这一方法已被多次应用于云量计算中（Jonsell et al., 2003；Brock, 2004；Abermann et al., 2014）。

然后参照 Jonsell 等(2003)提出的方法，基于乌源 1 号冰川东支 2007.6.25~8.2 自动气象站的观测数据，分别建立连续时间段内（0.5 h）雪面和冰面反照率值的变化 $\Delta\alpha$ 与云量变化 $\Delta(G/T)$ 的统计回归关系，进而达到量化云对冰川反照率影响的目的。当 $\Delta(G/T)$ 为正时，表明云量减少，反之，则意味着云量增加。从图 6-8 得出，无论在雪面还是冰面，反照率的变化与云量的变化均明显呈现出负的弱相关关系。而且，相对于雪面而言，冰面反照率与云量的相关性更弱，其斜率也较低。表明积雪反照率对云量变化的响应比裸冰敏感。按照本研究的拟合结果，若云量变化接近 1，最大可使反照率发生 0.17~0.18 的变化，这与其他学者在不同冰川区的研究结果相似（表 6-2），这也证明了本研究结果的可靠性。

表 6-2 不同学者对云量造成冰川反照率增加的研究

文献	反照率变化量	数值说明
Hubley (1955)	0.18	最大值
Bolsenga (1977)	0.02	最大值
Grenfell and Maykut (1977)	0.14	最大值
Wendler and Kelley (1988)	0.11	最大值
Yamanouchi (1983)	0.08	最大值
Cutler (2006)	0.12	最大值
Gardner and Sharp (2010)	~0.15	最大值
Pirazzini (2004)	0.07	平均值
Brock (2004)	0.12	最大值
Van den Broeke et al., (2006)	0.08	平均值
Jonsell et al., (2003)	~0.24	中位值
Abermann et al., (2014)	0.04/0.2/0.42	中位值/0.95 置信度/最大值
本研究	0.17	最大值

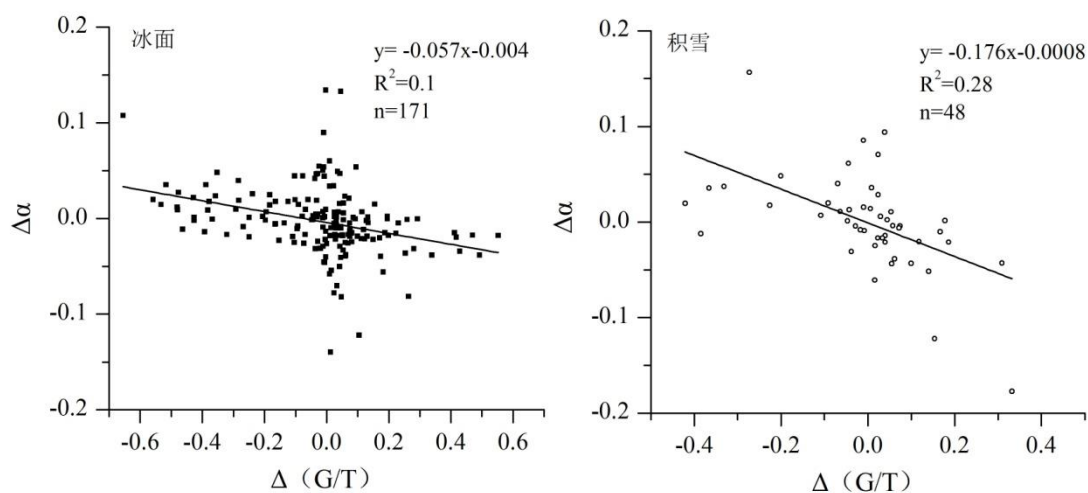


图 6-8 乌源 1 号冰川 2007.6.25~8.2 期间云量与表面反照率的关系

云对冰川反照率的改变主要是通过改变入射短波辐射的天顶角及其光谱组成实现的。太阳直射光经过云层后形成漫散射。当太阳入射光全变为漫散射时，相当于太阳有效天顶角约 50° 直射。所以，太阳天顶角小于 50° ，经过云层后太阳有效天顶角被加大，冰川反照率增加 (Abermann *et al.*, 2014)。不仅如此，云与雪、冰有十分相似的光学性质，即在近红外区强烈吸收，近紫外和可见光波段

强烈反射。因此，云的出现同时也改变了入射短波辐射的光谱组成，增加了具有高反射性质的可见光部分的比例，最终导致整个短波波段反照率增加(Gardner, *et al.*, 2010)。然而，相对于积雪，裸冰反照率的变化对云量表现出更低的敏感性，这主要是由于本身裸冰反照率低于积雪，加之冰面和云层之间的多重反射使得云对冰反照率的增加效应降低(Jonsell *et al.*, 2003)。

此外，研究也发现，云对反照率的影响受云层厚度、高度以及云状限制，云层越厚，对冰川反照率的增加效应越大。多云天气，云层对反照率的增加效应随着其高度的降低而增大(Brock, 2004)。卷层云可使积雪反照率从 0.82 增加到 0.84，高层云可增加到 0.87，在阴天可增加到 0.90 以上(Carroll *et al.*, 1981)。

6.6 液态水

液态水包括融水和降水，在冰川反照率的变化过程中是不可忽视的重要因素。由于纯冰和水的反射性质在短波波段十分相似，因此，液态水不会对冰川冰反照率产生直接影响(Dozier, 1989; Green *et al.*, 2002)。其对积雪反照率的影响主要是通过加快积雪粒径生长速率以及填补积雪颗粒之间的空隙、增大积雪有效粒径的方式间接实现的(Colbeck, 1979)。因此，雪层中的含水量增加，会导致其反照率降低。

近期研究发现，富集在冰川表层的细小沉积物极易被冰面融水或液态降水形成的冰面径流冲刷，使冰面变得清洁而光滑，增加反照率(Oerlemans *et al.*, 2009)。此外，由于表层液态水的再冻结形成的冰层也会在短期内增加反照率值。图 5-1 所示，在消融期末，冰川末端局部区域出现的较高反照率值区域，很可能就与上述液态水对表层污化物的冲刷效应有关。正如野外观测所示，在消融期，冰川消融区表面通常聚集有一层棕色物质，由于乌源 1 号冰川末端坡度较大(图 6-9)，约 15°~30°，且大量有冰川融水在此处聚集，很可能产生如上所述的对表层细小颗粒物的冲刷效应而增加该处的反照率值。虽然这一过程目前还没有直接观测到，但是表层冲刷现象在瑞士的 Haut 冰川(Brock 2004)和 Morteratschgletscher 冰川(Klok *et al.*, 2003)以及澳大利亚的 Pasterzenkees 冰川(Greuell *et al.*, 1997)均有发现。

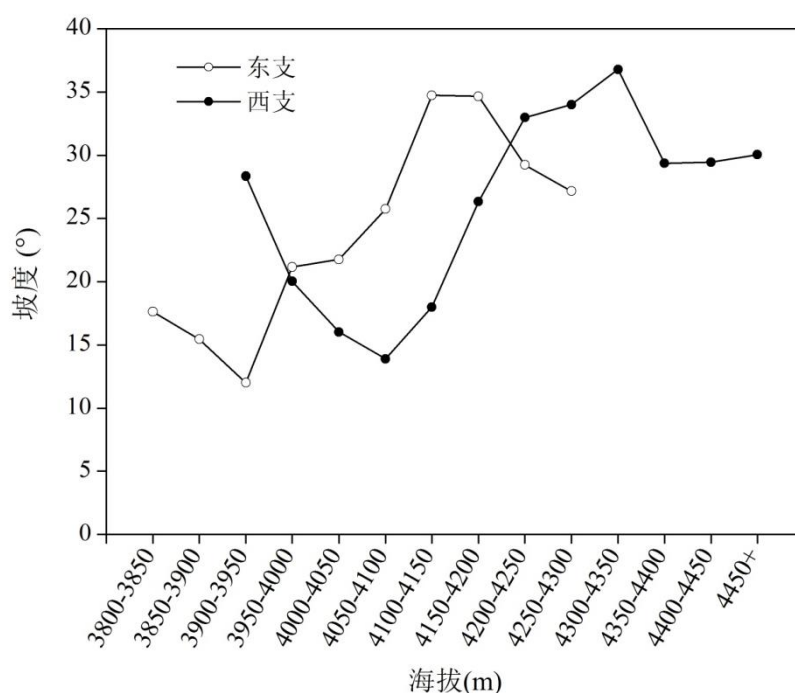


图 6-9 乌源 1 号冰川坡度随海拔的变化

6.7 本章小结

本部分利用多种辅助数据研究了冰川积累区面积比例、气温和降水、表层污化物、液态水、地形和云量对反照率的影响。得出：2000~2015 年间冰川反照率降低主要是由于冰川表面积雪面积缩小导致。根本上与冰川区的气候背景密切相关，正积温、降水量和降水日数影响冰川反照率的变化，且不同时期，三者对反照率的影响程度各不相同。正积温对反照率的影响全年有效，降水日数对反照率的作用集中在非消融期（9 月~次年 4 月），而降水量对反照率的影响则主要在消融期（5 月~8 月）。2000~2016 年降水日数的减少以及正积温的升高很可能导致了同期冰川反照率年际间的降低，其中，非消融期降水日数的减少起主要作用。污化物对冰川反照率的降低效应随着波长的增加逐渐减弱，主要集中在可见光波段。其中，裸冰表面 45% 的反照率变化由含量较少的有机物引起，且很大程度上由雪藻以及蓝细菌中的叶绿素贡献。在持续强烈消融条件下，大量的冰川融水通过冲刷、清除表层污化物也会在短期内增加表面反照率值，尤其在消融期末冰川中下部。除此之外，受地形，主要是坡度和坡向，影响的太阳天顶角也在很大程度上影响反照率的空间分布。无论在积雪表面还是在裸冰表面，整体上反照率均随太阳天顶角的增大而增大。云的出现明显提高了雪、冰表面的反射率。而且，相对于冰面而言，积雪反照率对云量变化的响应更为敏感。

7 冰川反照率与物质平衡的关系

冰川物质平衡 (b) 是指单位时间内冰川上以固态降水形式为主的物质收入 (c) 和以冰川消融为主的物质支出 (a) 的代数和。表示为如下形式:

$$b = c - a \quad (7-1)$$

该公式表明: 若冰川的积累大于消融, 即 b 大于 0, 物质平衡为正, 表现为冰川厚度增加或者冰川前进; 反之, 若冰川消融大于积累, 即 b 小于 0, 物质平衡为负, 表现为冰川厚度减薄或者冰川退缩。

冰川物质平衡是表征冰川积累和消融的重要指标, 对气候变化有着最直接的、即时的响应, 是冰川连结气候和水资源的物质纽带。在气候变化的影响及对气候变化的响应研究中, 冰川物质平衡始终是研究的重点和前缘领域之一。同时, 冰川作为一种重要的水资源, 冰川物质平衡对区域水资源利用管理、冰川灾害的防治以及全球海平面的升降等方面都具有重要的影响。

冰川物质平衡值可以通过观测的方法获得, 例如: 花杆/雪坑法、大地测量法、水文学方法; 也可以通过模型模拟获得, 例如: 能量/物质平衡模型。由于利用花杆/雪坑法在野外进行连续长期的实地观测投入大、难度高, 目前仅在少数易到达的冰川上开展; 大地测量法虽然满足了大范围冰川物质平衡观测的需要, 同时在一定程度上弥补了地面测量的不足, 但是该方法很难计算出年内或者季节尺度的冰川物质平衡, 而且在缺乏高分辨率地形数据的冰川上使用有一定的局限性。自上世纪 80 年代以来, 模型模拟成为获取冰川物质平衡的主要方法之一。

冰川物质平衡取决于冰川的能量状况, 因而可以通过构建基于能量平衡方程的模式, 来模拟计算物质平衡。该模式由净短波辐射、感热交换、潜热交换、消融耗热、冰川内部冷储以及降雨携带热量等能量项组成, 充分考虑了冰川与大气间的各个能量交换过程。根据简化程度的不同, 可分为全分量能量平衡模型、简化能量平衡模型和度日模型等。利用模型估算无观测年份或无观测地区的冰川物质平衡可以很好的描述单条冰川或流域内冰川一定时期内的物质平衡状况, 然而在模型模拟过程中要求输入的参数较多, 这些参数在偏远冰川区依然很难获取。

已有模拟结果表明, 冰川消融耗热中有 50%~80% 的能量为太阳短波辐射提供 (Huintjes et al., 2015; Sun et al., 2017), 而冰川表面所接收的太阳辐射量除了受入射太阳辐射的控制外, 表面反照率是其另一个重要的决定因素。冰川物质平

衡对表面反照率的变化极为敏感。鉴于此，近年来一些学者尝试通过反照率来估算冰川物质平衡（De Ruyter De Wildt *et al.*, 2002; Dumont *et al.*, 2012）。其基本思路为：由于冰川上裸冰的反照率低于积雪（包括新降雪和粒雪），因此当冰川反照率达到最小时，冰川雪线高度到达最高，而年内最高雪线是冰川平衡线最好的指示器，因此可以通过建立年内最小反照率与当年物质平衡的关系，来估算冰川物质平衡。已有研究中的反照率均通过遥感的方法获取，MODIS 产品以其较高的时间分辨率而成为首选。该方法以最少的输入参数实现了对大尺度，年内冰川物质平衡的计算，已经在全球不同地区的冰川上得到了应用，成功的延长或插补了物质平衡序列。

本章将以上理论应用于乌源 1 号冰川，在借助表面反照率值提取冰川年内最高雪线高度的基础上，基于平衡线模式计算了 2002~2015 年的物质平衡，并利用实测物质平衡数据对其结果进行了验证。此外，也建立了该冰川年内最小反照率与当年物质平衡的统计关系，对其在本研究区的适用性进行了分析评价。

7.1 物质平衡模拟与雪线高度提取

冰川物质平衡的波动必然反映在平衡线的升降变化上。物质平衡的多年监测序列表明，物质平衡与平衡线高度之间存在着线性关系。Braithwaite（1984）将其归纳为如下形式：

$$b_t = \alpha(ELA_0 - ELA_t) \quad (7-2)$$

式中： b_t 为年物质平衡； ELA_t 为当年平衡线高度； α 为物质平衡梯度； ELA_0 为当 b_t 等于 0 时的平衡线高度，或称稳定状态时的平衡线高度，简称零平衡线高度。目前，这个公式已被广泛应用于全球的监测冰川上，且由世界冰川监测服务处编辑的《冰川物质平衡年报》也均利用此公式计算各观测年的 ELA_t 。

虽然由于冰川积累、消融模式在时空上的变化会导致各年份物质平衡梯度 α 发生较小的差异，但对于同一条冰川而言，其多年的平均状况是比较稳定的。在冰川面积没有大的变化时， ELA_0 也是相对稳定的。因此，在获得平衡线高度的情况下，也可以借助此公式计算当年的物质平衡。

已有研究表明消融期末冰川雪线高度对平衡线高度具有很好的指示意义（Rabatel *et al.*, 2012; 2013; Guo *et al.*, 2015; Wu *et al.*, 2014）。而冰川雪线高度可以通过遥感影像获取。基于此，Rabatel 等（2005）便提出了一套利用遥感影像

计算冰川年物质平衡的方法。该方法对物质平衡的计算分两步实现。

首先是计算研究时段稳定状态下的平衡线高度 ELA_{eq} ，其计算公式为：

$$ELA_{eq} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ELA_i) + \frac{B}{\partial b / \partial z} \quad (7-3)$$

式中： B 为研究时段内的年均物质平衡； $\partial b / \partial z$ 为冰川的物质平衡梯度； ELA_i 为物质平衡线高度，这里用每年消融期末的雪线高度代替； n 为研究年数。

其次是计算研究时段内每年的物质平衡值，其计算公式为：

$$b_i = (ELA_{eq} - ELA_i) \times \partial b / \partial z \quad (7-4)$$

可见，该方法计算年物质平衡的关键参数有三个，冰川物质平衡梯度 $\partial b / \partial z$ 、年均物质平衡 B 和每年物质平衡线高度（消融期末的雪线高度） ELA_i 。

7.1.1 年均物质平衡计算

在 Rabatel 等（2005）的研究中， B 是通过大地测量的方法获取。主要思路为利用不同时期的数字高程模型（Digital Elevation Models, DEMs）相减得出表面高程变化来获得冰川储量的变化，然后将冰川储量变化与平均密度相乘得到研究时段总的物质亏损量，再除以冰川面积即可得到研究时段内的累积物质平衡。计算公式如下：

$$MB_{geo} = \Delta V \cdot \rho / A \quad (7-5)$$

式中， MB_{geo} 为大地测量冰川物质平衡， ΔV 冰川储量变化， ρ 是平均密度， A 是冰川面积，通常取研究始、末两个时期冰川面积的算数平均值或取两个时期中的较大冰川面积。最后除以研究年数 n 便是研究时段内的平均物质平衡 B 。这种计算方法前人已有详细介绍（Shangguan *et al.*, 2017; Xu *et al.*, 2017）。

但在本研究中，为了提高模拟精度，2002~2015 年间的平均物质平衡值通过花杆/雪坑法获得，由研究期间的累积物质平衡除以研究年数 n 得出。详细计算方法如下。

花杆/雪坑法计算冰川物质平衡分为两步，首先利用花杆点定期的观测结果计算单点物质平衡，然后通过等直线法或等高线法推算整条冰川的物质平衡（李慧林 等，2009）。

（1）单点物质平衡计算

根据物质平衡花杆点或雪坑在特定时期内的观测,可计算得出观测时期内观测点的物质平衡。因此,某时段、某点的物质平衡应为雪(粒雪)平衡(b_f),附加冰平衡(b_{sp})及冰川冰平衡(b_i)的代数和,即:

$$b_{(1-2)} = b_{f(1-2)} + b_{sp(1-2)} + b_{i(1-2)} \quad (7-6)$$

$$b_{f(1-2)} = \rho_{f(2)} h_{f(2)} - \rho_{f(1)} h_{f(1)} \quad (7-7)$$

$$b_{sp(1-2)} = \rho_{sp} (h_{sp(2)} - h_{sp(1)}) \quad (7-8)$$

$$b_{i(1-2)} = \rho_i \left[m_{(1)} + h_{f(1)} + h_{sp(1)} - (m_{(2)} + h_{f(2)} + h_{sp(2)}) \right] \quad (7-9)$$

式中:下标 i , sp , f 分别代表冰川冰、附加冰和雪(粒雪); 1、2 表示观测的顺序;密度(ρ)的单位为 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$;测杆的读数(m)及厚度(h)的单位为 cm ;一般来说,附加冰的平均密度(ρ_{sp})取 $0.85 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$;冰川冰的平均密度(ρ_i)取 $0.9 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。

(2) 整条冰川物质平衡计算

由上述观测和计算,可得冰川上观测点的单点物质平衡,将其绘制在大比例尺地形图上,综合计算便可得到观测时段内整条冰川的物质平衡值。基于冰川学研究,从观测点到整条冰川的物质平衡计算方法主要有等值线法和等高线法。

等高线法是将计算后的单点物质平衡绘制在大比例尺地形图上,用以确定冰面相应高程带内的物质平衡,进而得到监测冰川的物质平衡,主要通过公式(7-10)计算获得冰川净物质平衡:

$$b_n = \sum_{i=1}^n s_i b_i / S \quad (7-10)$$

式中, s_i 、 b_i 分别表示两相邻等高线之间的投影面积和平均净物质平衡, n 为等高线间面积的总数, S 为冰川的投影面积。

等值线法是将单点观测得到的年净物质平衡值(b'_i)点绘到大比例尺冰川地形图上,绘制监测冰川的净物质平衡等值线图。基于该等值线图计算冰川净物质平衡,计算公式如下:

$$b_n = \sum_{i=1}^n s'_i b'_i / S \quad (7-11)$$

式中, s'_i 为两相邻等值线之间的投影面积; b'_i 为 s'_i 的平均净平衡; n 为 s'_i 的总个数, S 为冰川的投影面积。在年净平衡等值线图上, $b_n=0$ 的等值线就是当年的平衡线位置。

当 s_i 中的观测点数量不够多时，可将等值线和等高线法结合，即用等值线中的 b'_i 内插得到等高线区间的 b_i 。杨大庆等（1992）在乌源 1 号冰川的实验表明，等值线法与等高线法得到的结果相近。

7.1.2 物质平衡梯度计算

物质平衡梯度描述了冰川物质平衡与高程的关系，它是平衡线高度向物质平衡转化的关键参数，直接关系到最后的模拟精度。在此，本研究参照 Rabatel 等（2005）提出的计算方法，选取乌源 1 号冰川东支主流线上平衡线两侧花杆点一个物质平衡年内的实测物质平衡值与其海拔线性回归来得到当年的物质平衡梯度。以 2015 年为例，如图 7-1 所示，拟合得到该年度的物质平衡梯度为 0.0089。以此类推，即可获得 2002~2015 年间每年的物质平衡梯度（表 7-1）。可见，总体变化较小，数值上介于 $0.58 \sim 0.90 \text{ m w.e. (100 m)}^{-1}$ ，平均为 $0.75 \text{ m w.e. (100 m)}^{-1}$ 。本研究便将这一值作为研究期间平均物质平衡梯度。与 Rabatel 等（2005）在阿尔卑斯山地区的计算结果（介于 $0.33 \sim 1.2 \text{ m w.e. (100 m)}^{-1}$ ，平均为 $0.78 \text{ m w.e. (100 m)}^{-1}$ ）相比，数值上偏小。这主要是由于物质平衡梯度依区域气候背景以及冰川的积累和消融时长而定，而且对冰川的坡度、坡向和阴影非常敏感，总体上呈现出高纬度冰川物质平衡梯度比低纬度冰川小，大陆型冰川物质平衡梯度比海洋型冰川小的分布特征（谢自楚等，2009）。

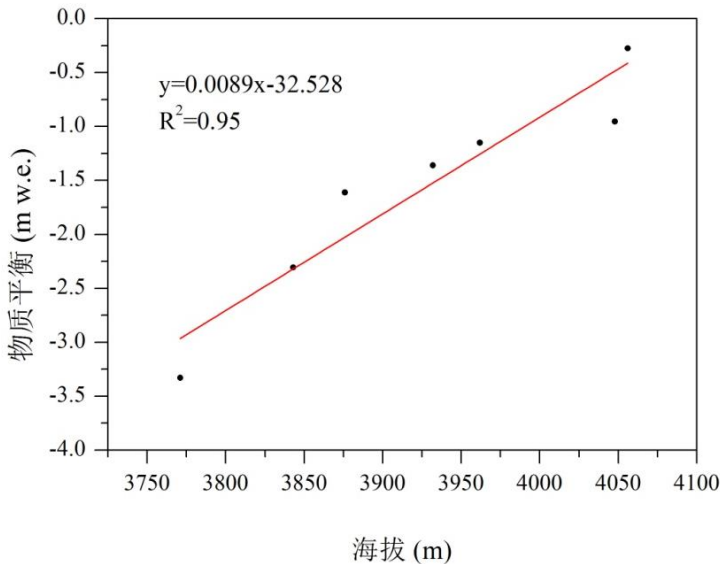


图 7-1 乌源 1 号冰川东支主流线上花杆点物质平衡与海拔的拟合

表 7-1 乌源 1 号冰川东支 2002-2015 年物质平衡梯度拟合值 ($p<0.01$) 单位: $\text{m w.e. (100 m)}^{-1}$

n	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
a	0.82	0.59	0.72	0.64	0.90	0.75	0.58	0.76	0.82	0.72	0.89	0.71	0.70	0.89
R^2	0.88	0.82	0.89	0.80	0.87	0.90	0.77	0.89	0.88	0.83	0.96	0.80	0.85	0.95

7.1.3 雪线高度提取

雪线是指消融期末积雪存在的下界。雪线以上为积雪,雪线以下为裸冰。其对应的平均海拔高度即为雪线高度。由于雪线与平衡线有很好相关关系。因此,测定雪线高度最直接的方法便是通过冰川物质平衡的观测计算得到。然而,有多年物质平衡观测资料的冰川很少,研究者通常采用间接的方法来获取。大致可归纳为两种:图像法和统计回归法。

(1) 图像法

图像法主要是通过地形图,航空像片或遥感影像来判读雪线位置。这种方法得到的是成图时的瞬时雪线。其中,基于地形图提取雪线高度常见的有 Hess 法,假定雪线位于等高线由消融区的上凸转为积累区的下凹处;Hofer 法,假定雪线位于冰川末端高度和山脊平均高度或边缘裂隙高度的算术平均值处;Kurowski 法,假定雪线将冰川按冰川面积平均分为积累区和消融区;Lichtenecker 法,假定雪线在冰川表面或边缘首先出现冰碛的高度上。

而航空像片提取雪线高度方法比较简单,一般是直接对其进行目视判断即可。遥感影像提取雪线高度是近年来广泛采用的一种方法,该方法通常基于一些反演算法,并结合人机交互式解译获得,主观性较大。常用的方法有波段组合、波段比值以及阈值设定,将归一化差异雪指数 >0.6 时识别为积雪。

(2) 统计回归法

该方法是对已有冰川区的实测资料进行统计分析,拟合出雪线高度与冰川高度、面积、气温、降水等要素之间的关系,进而实现整条冰川系统雪线高度的估算。这一方法目前已被应用于恒河-雅鲁藏布江流域、羌塘高原、祁连山七一冰川等地区,均取得了可信的结果(邓育武等,2006;王利平等,2010;王宁练等,2010)。

但是,也有学者提出,由于冰川表面存在冰碛物、裸冰和积雪等不同的覆盖

类型，导致其反照率数值上发生明显的跃迁。因而，可以考虑根据冰川冰与积雪在反照率数值上的差异，选取适当的阈值，将冰川表面分区（例如：裸冰区、雪-冰过渡区、积雪等），推算雪线位置。基于此，Knap 等（1999）结合在瑞士 Haut 冰川的实测反照率资料将这一阈值划定为 0.5。王杰 等（2012）也利用相同的阈值对冬克玛底冰川 1999~2011 年间 7 年的雪线高度进行了提取。

大量实测资料表明，由于表面吸光性物质、含水量以及积雪粒径等物理参数的不同，雪冰反照率值的差异存在很大的变化范围，如表 1-1 所示。显然，以 0.5 为阈值划分雪和冰存在一定的主观性。因此，本研究中雪线高度的提取将参照 Guo 等（2014）的方法，依照冰川自身的表面物理属性进行阈值划分。具体步骤如下。

首先，选取了乌源 1 号冰川 2002~2015 年间夏季消融期末成像的 12 景 Landsat 影像（表 3-3），选取原则为成像当日天气晴朗、冰川表面无云覆盖，且在成像前没有新降雪发生。按照空间配准、辐射定标、大气校正、地形校正、BRDF 校正以及窄-宽波段转换的反照率反演流程进行冰川表面反照率反演，得到冰川反照率空间分布图。然后，从与 Landsat 影像配准的 DEM 上分别以 50 m 和 5 m 间隔提取等高线，将提取的等高线数据与获得的反照率空间分布图叠加。以 50 m 等高线间隔计算冰川主流线上的反照率值。

结果表明：整体上冰川反照率值随海拔的升高而增加，但却出现如下两种变化特征，以 2015 年东、西支反照率随海拔的变化为例，图 7-2。一种是图 7-2 所示东支反照率随海拔的变化，在 4000~4050 m（第一个拐点）和 4100~4150 m（第二个拐点）处有明显的两个拐点，第一个拐点以后反照率值迅速增加，直至第二个拐点增加趋势下降。表明在这些位置冰面覆盖状况发生了显著变化。在此，定义第二个拐点处的反照率值为积雪区和冰-雪过渡区的阈值。而在 4050~4100 m 处反照率值的标准差最大，这便意味着此处冰面覆盖状况差异最大，故定义此处的反照率值为裸冰区与冰-雪过渡区的阈值。根据这两个阈值对冰川表面进行分类，冰-雪过渡区与积雪区界限所在高度即为雪线高度。

第二种是图 7-2 中所示西支反照率随海拔的变化，第二个拐点与标准差最大的点重合，即冰-雪过渡区消失。这种情况下只将冰川表面划分为两个区，裸冰区和积雪区。2002~2015 年积雪区、冰-雪过渡区和裸冰区的具体划分阈值见表 7-2。

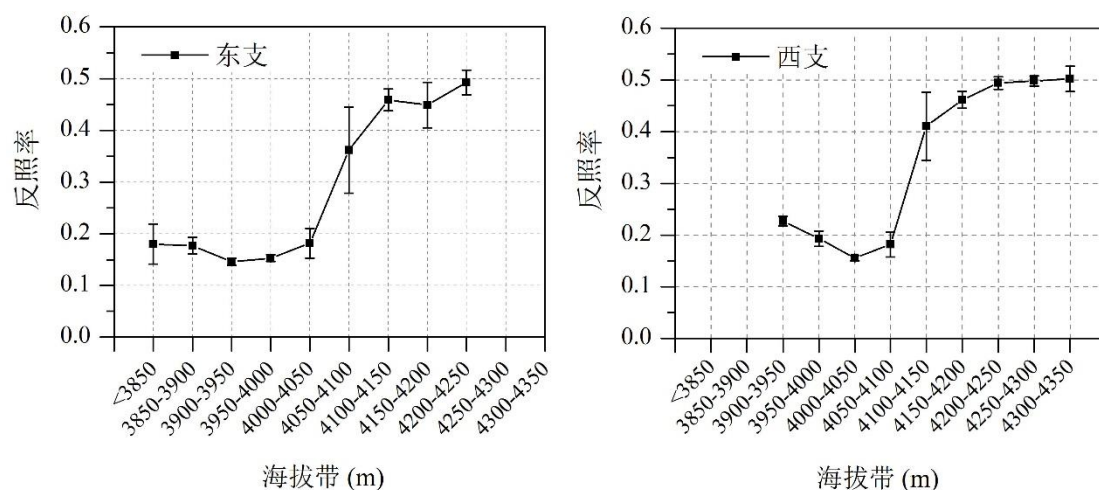


图 7-2 乌源 1 号冰川中心线处反照率随海拔变化

表 7-2 划分积雪区、过渡区及裸冰区的反照率阈值

	东支		西支	
	裸冰区-过渡区	过渡区-粒雪区	裸冰区-过渡区	过渡区-粒雪区
2002	0.23	0.30	——	0.31
2003	0.21	0.59	0.28	0.50
2004	0.24	0.47	0.22	0.50
2005	——	0.48	——	0.50
2006	0.33	0.41	0.24	0.42
2009	0.35	0.45	0.35	0.47
2010	0.27	0.30	0.27	0.33
2011	——	0.22	——	0.28
2012	——	0.17	——	0.21
2013	0.47	0.64	——	0.61
2014	0.34	0.48	0.35	0.45
2015	0.36	0.46	——	0.41

最后，利用划分阈值对冰川表面进行分区后，雪线高度便可很容易识别。但是，冰川雪线高度不一定沿等高线规则分布，很可能穿越几条等高线。在此，根据 5 m 间隔提取的等高线，取该线最邻近的等高线或者最邻近等高线的平均值作为最终雪线高度。

7.2 雪线高度与平衡线高度比较

在进行雪线高度与平衡线高度对比研究之前，在此首先将涉及到的重要概念

介绍如下。

积雪 (snow cover) 是指地球表面存在时间不超过一年的雪层, 即季节性积雪, 简称积雪。消融期末积雪存在的下界则称为雪线。

粒雪 (firn) 是指冰川上经过一个消融季后保存下来的湿雪, 即冰川积累区表面有融水活动参与的雪。消融季节末冰川上粒雪区与裸冰区的界限即为粒雪线, 其对应的平均海拔高度为粒雪线高度。

物质平衡线是指冰川上某一时段 (例如: 一个物质平衡年) 内物质平衡为零的所有点的连线, 即冰川表面积累和消融量的代数和为零的点的连线, 其对应的平均海拔高度称为平衡线高度。

附加冰带是指附加冰暴露在外并有年增长的地区。所谓的附加冰是指积累区上部冰川表面发生一些融化, 融水在未在冻结之前便下渗到温度低于 0°C 的雪层至一定深度, 遇到不透水层聚集, 再一次冻结形成的冰体。一般存在于以冷渗浸和渗浸-冻结成冰为主的大陆型冰川, 例如: 乌源 1 号冰川、七一冰川等。在正常年份, 附加冰带的上界为粒雪线, 下界为物质平衡线。在极端消融条件下, 附加冰带也会发生消融, 此时平衡线高度便高于其下界。

对大陆型冰川而言, 一个物质平衡年内消融期末的冰川表面, 雪线、粒雪线和平衡线的高度关系存在如下三种情况。第一, 在物质平衡偏正的年份, 雪线位于附加冰带的下界以下 (图 7-3 A1 位置), 此时平衡线高度与雪线高度接近, 而粒雪线则被积雪覆盖于冰川表面之下, 无法识别。雪线之下是裸冰、为消融区, 雪线之上是积雪、为积累区。第二, 在物质平衡偏负的年份, 雪线位置后退于附加冰带下界和粒雪线之间 (图 7-3 A2 位置), 故此时附加冰带的下界即为平衡线, 雪线高度高于平衡线高度, 粒雪线仍然被上层积雪覆盖于冰川表面之下而无法识别。附加冰带下界 (平衡线) 以下是裸冰, 为消融区, 附加冰带下界 (平衡线) 以上依次为裸冰和积雪, 为积累区。第三, 在物质平衡极端负值的年份, 冰川强烈的消融使得表面前一年的积雪全部消融殆尽, 粒雪出露于冰川表面, 附加冰带和粒雪区均开始消融, 此时的雪线实际上是粒雪线 (图 7-3 A3 位置), 而平衡线高度则高于雪线 (粒雪线) 高度, 甚至超过冰川最高处。雪线 (粒雪线) 以下是裸冰, 以上是粒雪, 但均属于消融区。

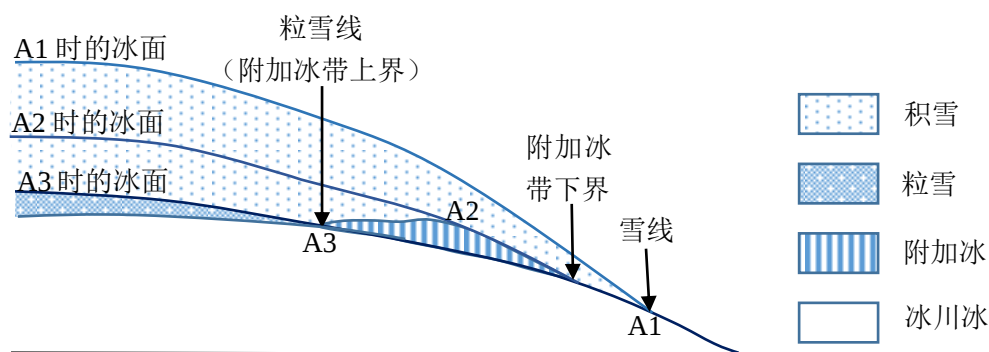


图 7-3 冰川消融期末粒雪线、雪线、附加冰带位置示意图

本研究利用积雪与冰川冰反射性质的差异提取了 2002~2015 年乌源 1 号冰川东、西支消融期末的雪线高度，并与同期实测的物质平衡线高度进行对比（图 7-4）。由此得出：研究期间反演雪线高度与实测物质平衡线高度的变化规律基本一致，相关性较好，均为 0.85。但是，绝对数值上，二者存在差异，介于-12~135 m 之间，除个别年份外（东支，2009 年和 2014 年；西支，2006 年和 2011 年），反演雪线高度均不同程度的低于实测物质平衡线高度；其中，西支两者间的差异小于东支，西支平均为 31.7 m，东支为 41.4 m。这与七一冰川（郭忠明，2014）以及冬克玛底冰川（王杰，2012）的研究结果一致。

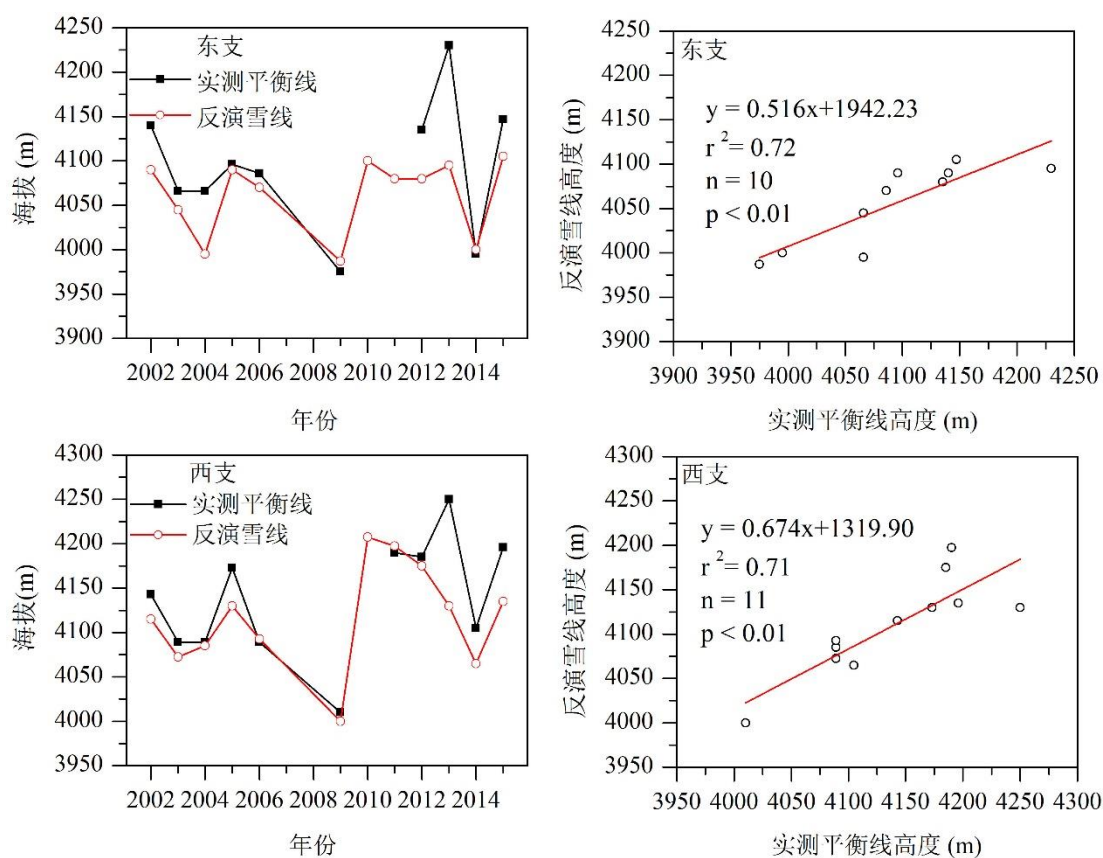


图 7-4 乌源 1 号冰川反演雪线高度与实测物质平衡线高度比较

在此分析认为,造成本研究反演雪线高度与实测物质平衡线高度差异的主要原因可能有两个。其一,野外长期观测发现,近年来由于冰川持续强烈消融,使得消融期末乌源 1 号冰川附加冰带范围不断缩小,趋于消失(王林 等, 2009)。因此,上述第三种情况在冰川上频繁出现的可能性极大,最终导致反演雪线(粒雪线)高度低于平衡线高度。其二,受可利用影像获取时间的影响,本研究中反演的雪线高度可能不是冰川物质平衡年内的最高雪线高度。也会造成反演雪线高度低于实测物质平衡线高度。

7.3 物质平衡模拟结果及验证

基于乌源 1 号冰川东支 2002~2015 年间的实测年均物质平衡值和物质平衡梯度($0.75 \text{ m w.e. } 100 \text{ m}^{-1}$)以及上述反演的雪线高度,模拟计算了其 2002~2015 年间 11 年的物质平衡,并与同期的实测资料进行对比(图 7-5)。

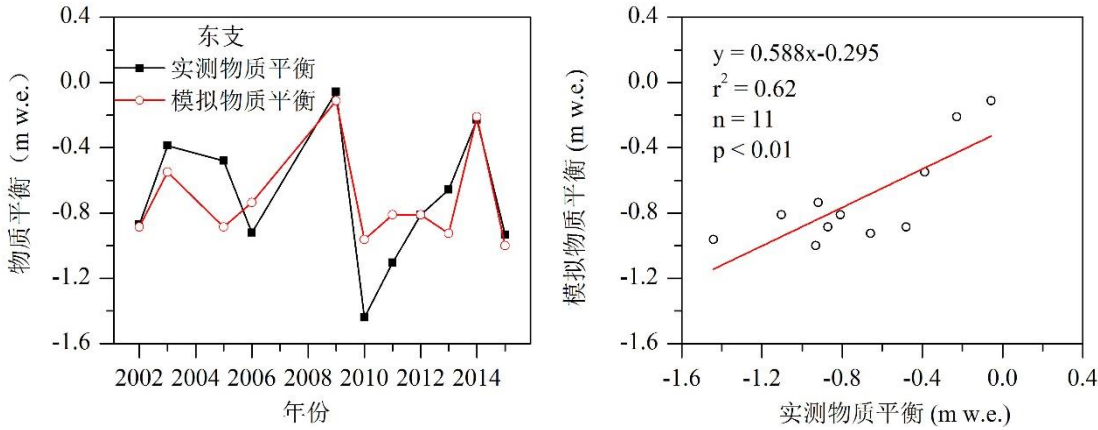


图 7-5 乌源 1 号冰川东支实测物质平衡与模拟物质平衡比较,以反演雪线高度和平均物质平衡梯度为输入数据

结果表明,研究期间物质平衡模拟值与实测值具有一致的变化趋势,模拟值能够很好地反映冰川物质平衡的年际变化,二者吻合良好,相关性为 0.79,表明模拟结果可以解释实测数据 62%的变化。从细节上看,研究期间物质平衡模拟值与实测值的平均绝对差值约为 $0.177 \text{ m w.e. a}^{-1}$ 。其中,2002 年、2003 年、2005 年、2009 年、2012 年、2013 年和 2015 年模拟物质平衡值平均每年低于其实测值 $\sim 0.139 \text{ m w.e.}$, 2005 年差值最大,为 0.406 m w.e. , 2012 年差值最小,为 0.001 m w.e. ;而 2006 年,2010 年、2011 年和 2014 年物质平衡模拟值高于实测值,四年间两者差值在 $0.24 \text{ m w.e.a}^{-1}$ 左右。

需要特别指出的是,2004 年由于影像获取时间为 7 月 2 日,属于消融前期,由其得到的雪线高度不能指示当年的物质平衡线高度,因此,该年度没有参加物

质平衡的模拟计算。

但是，与 Rabatel 等（2005；2008；2016）在阿尔卑斯地区冰川的模拟结果相比，本研究基于平衡线模式模拟得到的物质平衡值对实测值的解释度偏低，造成这种差异可能的原因有三个。

其一，平衡线高度对物质平衡的解释程度如何？为此，本研究将乌源 1 号冰川有观测记录以来实测平衡线高度与其年物质平衡值进行了线性拟合（图 7-6 所示）。从图中可以看到，平衡线高度对年物质平衡的决定系数为 0.66，表明平衡线的年际波动可以解释年物质平衡变化的 66%，同时也意味着通过平衡线的变化可以模拟约 66% 的实测物质平衡值的变化，这与反演雪线的模拟结果基本一致。

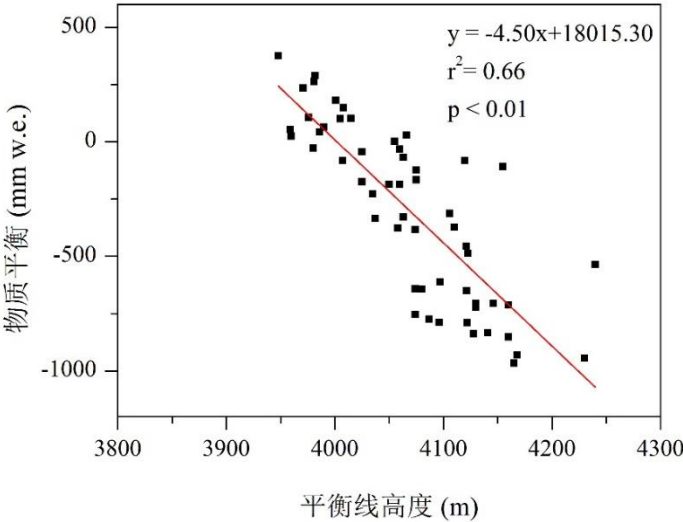


图 7-6 乌源 1 号冰川物质平衡与平衡线高度关系

其二，雪线高度的获取精度及其对平衡线高度的指示程度如何？受影像获取时间以及自身物理意义的影响，遥感获得的雪线高度数值上与物质平衡线高度存在一定差异。因此，为了对其影响进行评估，将东支实测的平衡线高度引入计算，并使其模拟结果与同期的实测物质平衡进行了对比（图 7-7）。研究发现，与基于反演雪线高度的模拟结果相似，利用实测平衡线高度模拟计算的物质平衡值与实测值虽然年际变化趋势较为一致，但其相关性下降，为 0.73，模拟值对实测值的解释度也随之下降至 53%；二者间平均绝对差值约为 $0.24 \text{ m w.e. a}^{-1}$ 。但同时也注意到，二者间的最大差异在 2013 年，约为 1.02 m w.e. ，若将 2013 年剔除，物质平衡模拟值与实测值的相关性显著提高，为 0.89，对实测值的解释也随之增加为 79%，二者间平均绝对差值大约降低至 $0.18 \text{ m w.e. a}^{-1}$ 。可见，雪线高度是引起模拟值与实测值差异较大的主要原因。

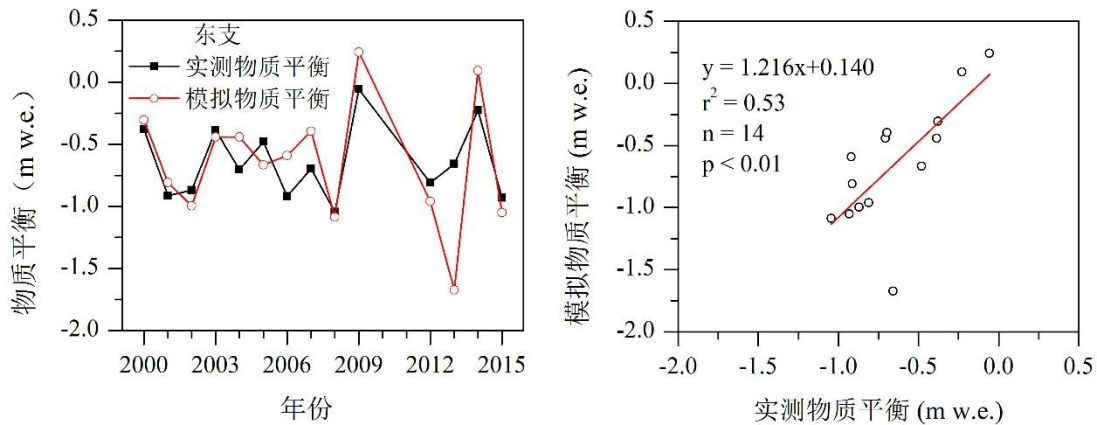


图 7-7 乌源 1 号冰川东支实测物质平衡与模拟物质平衡比较，以实测平衡线高度和平均物质平衡梯度为输入数据

其三，平均物质平衡梯度引起的差异。物质平衡梯度是平衡线高度向物质平衡转化的关键参数，直接关系到最后的模拟精度。本研究选取的是 2002~2015 年间的平均物质平衡梯度值，为 $0.75 \text{ m w.e. (100m)}^{-1}$ ，但是如表 7-1 所示，其数值在 $0.58 \sim 0.90 \text{ m w.e. (100m)}^{-1}$ 间波动。因此，为了进一步对平均物质平衡梯度引起的差异进行评估，在输入实测平衡线高度的基础上，将东支每年实测的物质平衡梯度也引入计算。即根据公式 7-2， ELA_t 为实测平衡线高度； α 为实测的物质平衡梯度； ELA_0 为 2002~2015 年间的零平衡线高度。结果发现，其模拟结果没有明显提高，物质平衡模拟值与实测值间的数值差异增大（图 7-8）。表明本研究中平均物质平衡梯度的选择对物质平衡模拟结果引起误差较小，研究中可以用平均物质平衡梯度 $0.75 \text{ m w.e. (100m)}^{-1}$ 进行计算。进一步分析分为，在此引起物质平衡模拟值与实测值间的数值差异增大的原因很可能为地形因素。东支海拔 4050 m 以上较大的坡度导致物质平衡与海拔的关系发生突变。而平均物质平衡梯度则反映了一段时期内冰川消融的基本状况，因此，模拟结果优于前者。

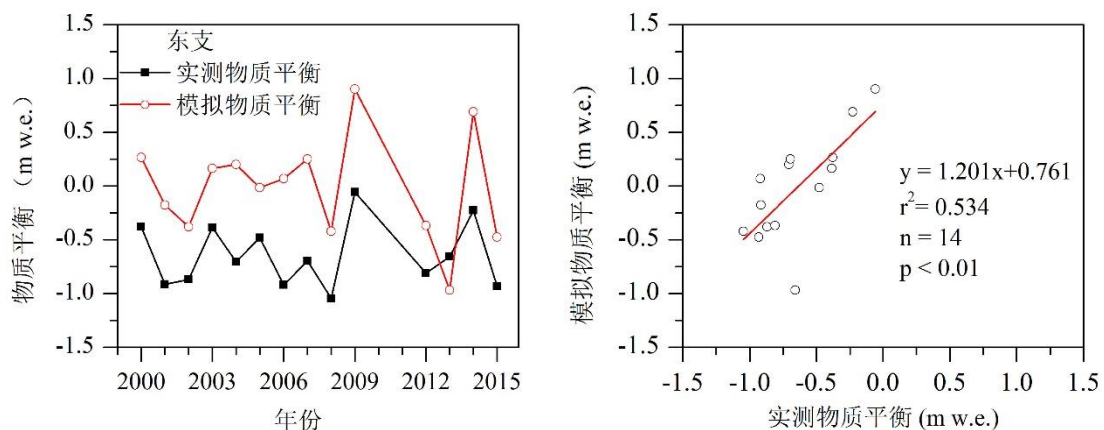


图 7-8 乌源 1 号冰川西支实测物质平衡与模拟物质平衡比较，以实测平衡线高度和每年的物质平衡梯度为

为了进一步验证该方法在空间上的推广性,在利用同样方法获得乌源 1 号冰川西支 2002~2015 年间雪线高度及其年均物质平衡数据的基础上,利用东支观测得到的平均物质平衡梯度,模拟计算了西支 2002~2015 年期间 11 年的物质平衡,并与同期的实测值进行对比(图 7-9)。结果表明:与东支的模拟结果相似,西支物质平衡模拟值与实测值的年际变化也呈现出良好的一致性,二者相关性为 0.85,意味着模拟结果可以解释实测数据 73% 的变化。同时,也可以看到二者每年的差值介于 $-0.330 \sim 0.403 \text{ m w.e.}$, 平均绝对差值约为 $0.188 \text{ m w.e. a}^{-1}$, 略大于东支。

由此可见,虽然不同冰川的积、消模式在时空上变化明显,由此而导致的物质平衡梯度也会发生相应的改变,但是对于发育在相似气候环境下的冰川而言,其冰川发育特征和对气候变化的响应过程及机理相似,可借助于区域内某条多年物质平衡观测冰川的观测参数,在获得目标冰川雪线高度的基础上,估算其物质平衡。这也进一步表明基于平衡线模式,通过遥感反演反照率提取雪线计算物质平衡的方法在空间上具有一定的推广性。

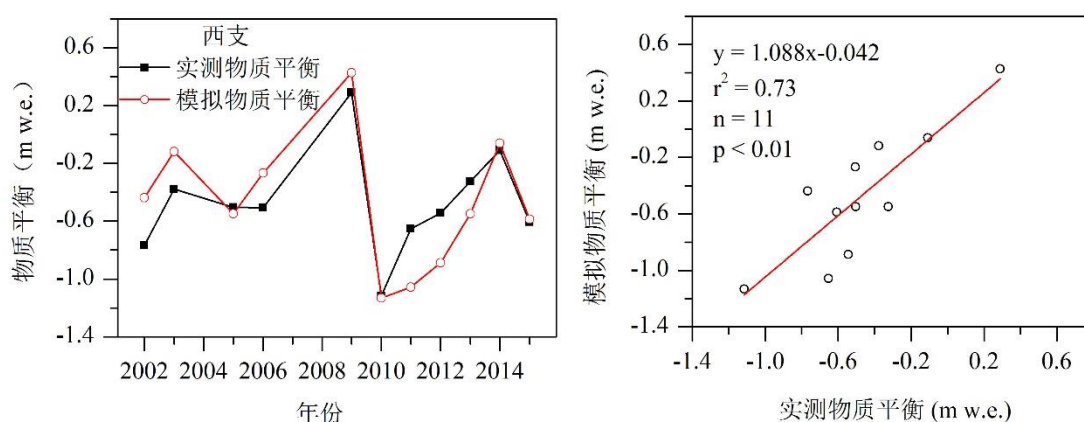


图 7-9 乌源 1 号冰川西支实测物质平衡与模拟物质平衡比较

综上所述,不难得出基于雪线高度模拟的物质平衡可以很好的诠释物质平衡的年际变化,但对其绝对量值的计算存在一定偏差,主要取决于雪线高度的获取精度,例如:2014 年东支遥感反演的雪线高度与平衡线高度差值最小,约为 5 m,因此当年物质平衡模拟值与实测值的差异也达到最小,仅为 0.018 m w.e. 。

7.4 年内最小反照率与物质平衡的关系

虽然通过雪线高度模拟物质平衡取得了较满意的结果,可以很好的反映其年际间变化,但是,雪线的反演精度一定程度上受地面高程数据精度的影响,在一

定程度上限制了该方法的使用。研究发现，冰川年内最小反照率与当年物质平衡有很高的相关关系，通过最小反照率至少可以解释年物质平衡 70% 以上的变化，故可以通过年内最小反照率直接计算物质平衡（Brun *et al.*, 2015）。目前，这一方法在青藏高原、阿尔卑斯山以及北极斯瓦尔巴岛等地区的冰川上已成功运用，均取得了可信的结果（Wu *et al.*, 2015; Dumont *et al.*, 2012; Greuell *et al.*, 2007）。但是，这些冰川均为规模较大的冬季积累型冰川，该方法在夏季积累型冰川上的适用性还不得而知。乌源 1 号冰川作为一条典型的夏季积累型冰川，自 1959 年以来积累了长期高质量的物质平衡观测资料，是验证该方法的理想冰川。

因此，本研究分别建立了 2002 年以来乌源 1 号冰川东、西支年内最小反照率值与实测物质平衡的关系（图 7-10）。结果表明：东支年内最小反照率值介于 0.13~0.44 之间，与物质平衡间的对应关系良好，随着最小反照率值的增加，物质平衡值向负的程度减弱。通过线性回归得出最小反照率值对物质平衡的决定系数为 0.65（ $p < 0.01$ ）。然而，西支最小反照率值高于东支，介于 0.21~0.55 之间，其与物质平衡的对应关系较东支弱，二者的相关性为 0.43（ $p < 0.05$ ），即最小反照率值仅能解释约 43% 的物质平衡变化。造成西支这种相关性较低的原因可能与其雪崩补给有关。

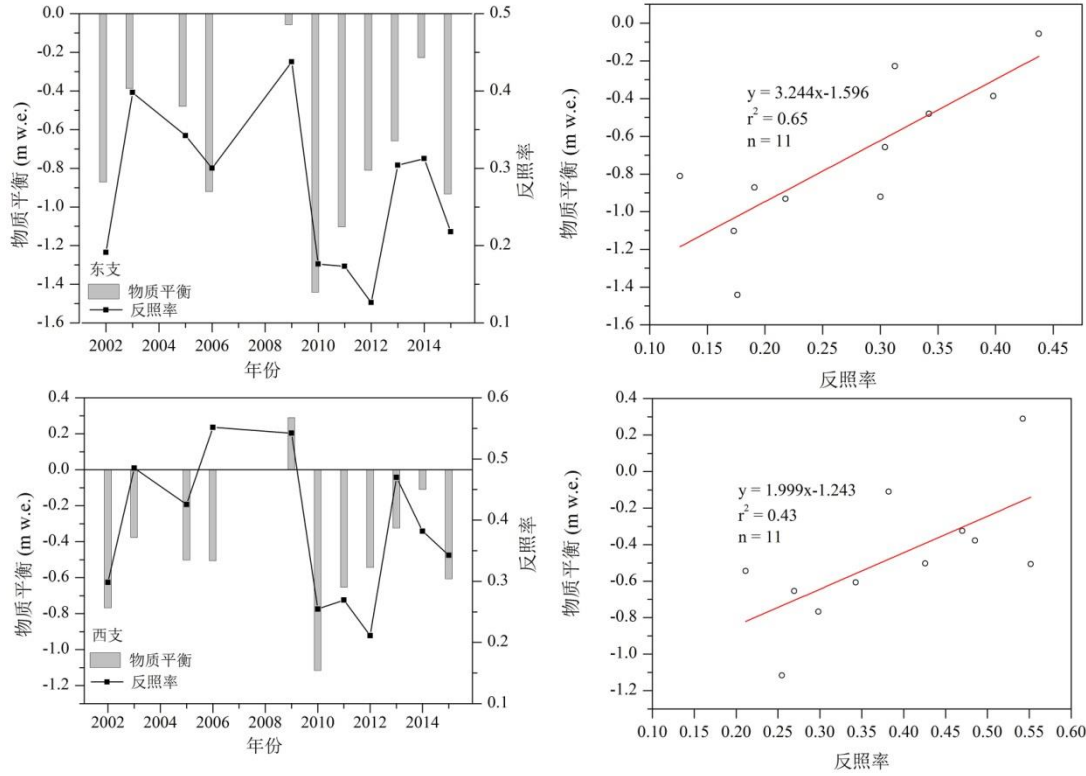


图 7-10 乌源 1 号冰川年内最小反照率物质平衡的关系

由此可见,对于夏季积累型冰川而言,年内最小反照率与物质平衡的关系虽然较冬季积累型冰川弱,但仍然可以指示年际间物质平衡的变化。另外,值得注意的是,反照率主要决定了冰川表面对太阳短波辐射的吸收情况,所以通过最小反照率计算物质平衡仅能反映净太阳短波辐射对消融的贡献。而冰川消融耗热中,感热等其他能量项的贡献在此没有充分体现,尽管这些能量项所占比重小于净短波辐射,但不容忽视。因此,这也造成了不同冰川年内最小反照率与物质平衡的相关性差异较大。

7.5 本章小结

平衡线和年内最小反照率是冰川年物质平衡的最好指示器。而当消融期末冰川反照率达到最小值时,冰川雪线高度通常也到达最高,且与物质平衡线高度密切相关。因此,可以利用最小反照率及其对应的雪线高度来估算冰川物质平衡。本研究根据积雪、冰川冰反照率数值之间的差异对冰川消融期末的雪线进行提取。同时,也通过实测物质平衡值与海拔线性拟合得到冰川物质平衡梯度。在此基础上。模拟计算了 2002~2015 年的冰川年物质平衡,并对其结果进行了分析评价。结果表明反演雪线高度总体上可以反映平衡线高度的年际变化特征,二者相关性良好,但由于雪线的提取精度以及二者物理意义上的差别,绝对数值上存在一定差异。基于反照率提取的雪线高度模拟的物质平衡可以反映其年际变化特征,但在数值上与实测物质平衡存在一定偏差,主要取决于年内最小反照率及对应的雪线高度的获取精度,总体上能够解释其 65%左右的变化。

8 结论与展望

8.1 主要结论

太阳净辐射为冰川消融提供最主要的能量源,而冰川反照率的大小直接决定了其表面所接收的太阳净辐射能的多少,控制着冰川表面与大气层之间的能量交换过程。因此,冰川反照率对冰川消融起至关重要的作用,是冰川物质/能量平衡过程中的关键参数。而且,冰川反照率对气候变化极其敏感,气象要素的微小变化都可能引起冰川表面特征的变化,进而导致冰面反照率和消融特征的改变,这一正反馈过程也是导致冰川加速消融的主要因素之一。然而,由于冰川反照率受多种因素的影响,时空上存在较大变率,有限范围内的短期观测难以满足分布式能量/物质平衡模型的需要。20 世纪 60 年代以来,卫星遥感技术为冰川尺度反照率时空特征研究提供了新的手段。但对其数据的反演精度,尤其是山地冰川区的适用性还缺乏认识。因此,有必要在西部典型冰川区开展以地面观测资料为基础的遥感反照率数据精度验证工作,以便在此基础上分析典型冰川反照率的时空变化特征及其影响因素,最终研究反照率与冰川消融的关系。

本研究选择反照率时空变化明显、代表性良好且具有长期系统而全面的冰川观测数据的天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为研究区。首先,利用 Landsat 影像通过空间配准、辐射定标,大气校正、地形校正、BRDF 校正以及窄-宽波段转换反演了冰川表面反照率;同时也对 MOD10A1 产品进行预处理,提取乌源 1 号冰川的反照率值。然后利用同期实测冰川反照率数据分别对这两种遥感反照率结果进行精度验证,评价这两种遥感数据在本研究区的适用性。其次,基于这两种遥感数据以及其他辅助数据研究了不同表面状态下冰川反照率的空间分布格局,冰川反照率消融期的日内变化,季节变化和年际变化特征,并分析了冰川积累区面积比例、气温降水、表面污化物、地形、云量、液态水对其时空变化的影响。最后,根据冰川反照率的时空变化特征,基于雪冰反照率的数值差异提取了冰川消融期末的雪线高度,讨论了大陆型冰川消融期末雪线高度与物质平衡线高度的关系。在此基础上利用提取的雪线高度和物质平衡梯度计算了冰川物质平衡。此外,也尝试建立了冰川年内最小反照率与物质平衡的统计回归关系。

基于以上研究,主要得出如下结论:

- (1) Landsat 影像反演反照率满足山地冰川反照率时空变化特征研究以及

模型输入的要求，其反演值与 ASD 实测值的数值差异介于-0.061~0.102，平均为 0.033，均方根误差为 0.045，相关系数为 0.989 ($p<0.01$)。造成这种差异的原因主要为不同数据源反照率的空间尺度不同，以及反演参数的影响，例如：标准大气模式的选择以及地形参数的输入等。

消融期，MOD10A1 反照率产品也满足山地冰川反照率研究的需要，反演值与 ASD 实测值的数值差异在-0.01~0.06 之间波动，平均绝对差值为 0.03，均方根误差为 0.039，相关系数为 0.90 ($p=0.04<0.05$)。但是在冬季，MOD10A1 数据较粗的空间分辨率无法满足研究需要。

(2) 乌源 1 号冰川反照率时空变化显著。呈现如下特征：

空间上，当冰川表面被积雪（新雪或者老雪）覆盖时，空间变化不明显；然而，当冰川表面雪冰同时存在，或者以裸冰为主时，其空间变化十分显著，整体上呈现出随海拔的升高而增加的趋势，消融区随海拔增加缓慢，在雪线附近增速最大，而积累区的增加趋势不明显。但是，在强烈消融情况下，反照率随海拔的变化趋势减弱，甚至在冰川末端反照率会出现相对的局部高值区。

时间上，消融期反照率的日变化以大范围，高频率为特征。且随着表面物理状态的改变，呈现出四种不同的日变化形态，即：迅速上升型、迅速下降型、低值态稳定型和不完全对称型。具体而言，当冰面发生积雪与裸冰的相互转换时，日反照率变化剧烈，出现迅速上升或迅速下降的变化、而当冰川表面为一种类型覆盖时（均为积雪或裸冰），日反照率值变化较小，出现以正午前后不完全对称的变化。但在极端消融状态下，裸冰反照率的日变化非常微弱，出现低值态稳定变化。其季节变化以春季>秋季>夏季为特征，其中，4 月份达到最高，为 0.45，8 月份达到最低，为 0.30。冬季由于冰川被大面积的阴影覆盖，导致遥感反演反照率值与实际情况不符，不满足研究的需要。在年际变化上表现为，2000~2016 年间反照率值介于 0.30（2000 年）~0.42（2010 年），平均为 0.37。在 2009 年之前，呈现微弱的下降趋势，2010 年达到研究期间的最低值，此后出现明显的上升。但整体上仍以下降趋势为主，速率约为每年-0.003。其中，非消融期，反照率的年际变化以每年-0.004 的速率下降，而消融期则出现明显波动。

(3) 遥感反演反照率的时间代表性依积雪与裸冰而异，单点观测反照率的空间代表性差。消融期，无降雪情况下，遥感反演结果可以反映短期内（2~3 天）

裸冰表面的反照率状况；但对于雪面而言，由于积雪反照率对太阳天顶角变化的敏感响应及其迅速的变质过程，导致卫星反演值很快与实际情况不符。在利用遥感反演反照率结果时，需根据具体情况，将裸冰和积雪分别考虑。

此外，冰川表面反照率随时间变化的空间差异也很明显。其中，平衡线附近的变化最为剧烈，积雪区的变化次之，而裸冰区的时间变化幅度最弱。单点反照率的观测结果很难反映整条冰川的情况，在能量物质平衡模型中需充分考虑这一特征，将冰川表面分区进行反照率计算。

（4）不同因素对冰川反照率时空变化的影响程度和影响机制不同。2000~2015 年间冰川反照率降低主要是由于冰川表面积雪面积缩小导致。根本上与冰川区的气候变化关系密切，主要涉及到正积温、降水量和降水日数，且不同时期，三者对反照率的影响程度也各不相同。正积温对反照率的影响全年有效，降水日数对反照率的作用主要在非消融期（9 月~次年 4 月），而降水量对反照率的影响则在消融期（5 月~8 月）。2000~2016 年降水日数的减少以及正积温的升高很可能导致了同期冰川反照率年际间的降低，其中，非消融期降水日数的减少起主要作用。

冰川表面的吸光性物质通过强烈吸收太阳短波辐射而大大降低了冰川反照率。因此，冰川反照率的时空变化受其时空分布和各组分含量的影响。通过对不同污化程度下的反射光谱曲线分析发现，污化物对反照率的降低随着波长的增加逐渐减弱，主要集中在可见光波段。进一步对其个组分研究得出，裸冰表面 45% 的反照率变化由含量较少的有机物引起，且很大程度上是由雪藻以及蓝细菌中叶绿素贡献的。

此外，在持续强烈消融条件下，大量的冰川融水通过冲刷、清除表层污化物也会在短期内增加表面反照率值，尤其在消融期末冰川中下部。

除了冰川表面特征外，受坡度和坡向影响的太阳天顶角也在很大程度上影响反照率的空间分布。无论在积雪表面还是在裸冰表面，整体上反照率均随太阳天顶角的增大而增大。

通过分析采集于积雪、裸冰表面在晴空和多云条件下的反射光谱曲线发现，云明显提高了雪、冰表面的反射率，且在可见光波段增加的尤为明显。进一步云量变化与反照率变化的相关性得出：无论在雪面还是冰面，反照率的变化与云量

的变化均明显呈现出负的弱相关关系。而且，相对于雪面而言，冰面反照率与云量的相关性较弱。表明积雪反照率对云量变化的响应比裸冰更敏感。

(5) 冰川反照率动态阈值法提取的雪线可以很好的指示冰川平衡线的变化，二者相关性良好，为 0.84。但是绝对数值存在一定差异，介于-12~135 m 之间，西支平均为 31.7 m，东支为 41.4 m。

(6) 基于平衡线模式，利用冰川反照率动态阈值法提取的雪线高度和物质平衡梯度估算的冰川物质平衡值与实测值有很好的一致性，二者相关性在 0.78~0.85 之间，模拟物质平衡可以诠释实际物质平衡约 65%的年际变化。但对其绝对量值的计算存在一定偏差，主要取决于雪线高度的获取精度。而通过年内最小反照率计算冰川物质平衡，在西支的可靠性较差，可能与其雪崩补给有关。

8.2 创新点

(1) 建立了基于平衡线模式，通过遥感反演反照率提取冰川消融期末的雪线高度，估算冰川物质平衡的方法。通过与实测数据的对比得出，其计算结果与实测物质平衡有很好的一致性，可以用来估算无观测地区的冰川物质平衡，尤其是对于这些地区规模较小的山地冰川物质平衡估算有一定的借鉴意义。

(2) 改进了利用遥感影像提取冰川雪线的方法，根据冰川反照率的空间变化特征，通过反照率变化的拐点值及其标准差最大点的值划定动态阈值，提取冰川雪线高度，可称之为冰川反照率动态阈值法提取雪线高度。由实测资料的验证表明，该方法提取的雪线高度精度更高，很好的反映了雪线的变化。

(3) 利用高质量、加密观测的实测反照率数据验证了 Landsat ETM+和 OLI 数据以及 MOD10A1 产品在规模较小的山地冰川反照率研究中的适用性。得出 Landsat 数据满足规模较小的山地冰川反照率及相关研究的需要，但 MOD10A1 产品由于相对较粗的空间分辨率，在规模较小的山地冰川其适用性降低，不能较好的满足冰川反照率及相关研究的需要。

8.3 存在的问题与展望

利用覆盖冰川区的遥感影像反演冰川表面反照率是本研究的基础。但是，由于受到可利用的遥感数据、现有研究方法的限制，本研究还存在一些需要改进的地方，主要有：

(1) 对冰川反照率的研究,最根本的出发点在于解决能量/物质平衡模型中短波辐射部分,基于本论文的分析研究,下一步的研究中应将遥感反演反照率数据集成到分布式能量/物质平衡模型中,模拟区域尺度的冰川物质平衡。

(2) 在利用 Landsat 影像反演冰川表面反照率时,选择了中纬度夏季标准模式进行大气校正,在今后的研究中,考虑采用已有的 MODIS 大气产品(如 MOD08)获取成像时刻的大气参数。此外,用来地形校正的 DEM 数据为 1981 年的航摄地形图,由于冰川的消融,与成像时刻的真实地表存在偏差,在接下来的研究中,可借助于冰川区的三维激光扫描来获取高精度的冰川地形数据。

(3) 本研究采用直接验证的方法对 Landsat 影像反照率反演结果进行精度验证,没有考虑到反照率在观测视场与像元面积之间的空间差异,可能会引起精度验证结果的误差。在接下来的观测工作中,有必要加大在单个像元内观测点的分布密度,提高验证结果的可靠性。

(4) 本研究以 MOD10A1 逐日反照率产品为数据源,对冰川表面反照率 2000~2016 年间的时间变化特征进行研究。受其空间分辨率的影响,仅有一个完整像元覆盖冰川表面,在阴影、云层覆盖和地物类型误判等因素的影响下,MOD10A1 逐日反照率产品时常在冰川区出现无效值,尤其在冬季,阴影导致冰川反照率值与实际情况偏差很大。在下一步的研究工作中,可通过多源数据融合方法模拟生成高时空分辨率的冰川反照率数据集来研究其长期变化特征。

(5) 在冰川表面雪线高度遥感反演的研究工作中,受夏季天气状况的影响,可直接利用的高质量 Landsat 影像并不多,因而冰川表面雪线高度的反演值与实测物质平衡线高度存在一定偏差。在今后的研究中,可考虑引入其它时空分辨率的遥感影像(例如:高分卫星)进行雪线的提取,进而提高反演精度。

参考文献

- [1] Abermann J, Kinnard C, Macdonell S. Albedo variations and impact of cloud on glaciers in the Chilean semi-arid Andes [J]. *Journal of Glaciology*, 2014, **60**(219): 183-191.
- [2] Adler-Golden S M, Matthew M W, Bernstein L S, et al. Atmospheric correction for shortwave spectral imagery based on MODTRAN4 [C]. *Imaging Spectrometry V*, 1999, 3753: 61-69.
- [3] Aizen B V, Kuzmichenok V A, Surazakov B A, et al. Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data [J]. 2006, 43, 202-213.
- [4] Aizen E, Aizen V, Melack J, et al. Precipitation and atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia [J]. *International Journal of Climatology*, 2001, 21: 535-556.
- [5] Andreassen L M, Van Den Broeke M R, Giesen R H, et al. A 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Storbreen, Norway [J]. *Journal of Glaciology*, 2008, 54(185): 245-258.
- [6] Angelen J H, Lenaerts J T M, Lhermitt S, et al. Sensitivity of Greenland Ice Sheet surface mass balance to surface albedo parameterization a study with a regional climate model [J]. *The Cryosphere*, 2012, 6: 1175-1186.
- [7] Aoki T, Aoki T, Masahi F, et al. Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(D8): 10219-10236.
- [8] Arendt A. Approaches to modelling the surface albedo of a high Arctic glacier [J]. *Geografiska Annaler*, 1999, 81(4): 477-487.
- [9] Arnold N S, Willis I C, Sharp M J, et al. A distributed surface energy balance model for a small valley glacier. I. Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland [J]. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(140): 77-89.
- [10] Azzoni R S, Senese A, Zerboni A, et al. Estimating ice albedo from fine debris cover quantified by a semi-automatic method the case study of Forni Glacier, Italian Alps [J]. *The Cryosphere*, 2016, 10: 665-679.
- [11] Bolch T. Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan [J]. *Led Sneg*, 2015, 129(1): 28-39.
- [12] Bolsenga S J. Preliminary observation on the daily variation of ice albedo [J]. *Journal of*

Glaciology, 1977, 18(80): 517-521.

- [13] Bolsenga S J. Total albedo of Great Lakes ice [J]. Water Resources Research, 1969, 5(5): 1132-1133.
- [14] Bothe O, Fraedrich K. and Zhu X. Precipitation climate of Central Asia and the large-scale atmospheric circulation [J]. Theoretical and Applied Climatology, 2012, 108(3): 345-354.
- [15] Bratthwaite R. Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude? [J]. Journal of Glaciology, 1984, 30(106): 364-368.
- [16] Brock B W, Willis I C, Sharp M J. Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland [J]. Journal of Glaciology, 2000, 46(155), 675-688.
- [17] Brock B W. An analysis of short-term albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland [J]. Geografiska Annaler, 2004, 86 (A1): 53-65.
- [18] Broeke M V D, Reijmer C, As D V, et al. Daily cycle of the surface energy balance in Antarctica and the influence of clouds [J]. International Journal of Climatology, 2006, **26**(12): 1587-1605.
- [19] Brun E, David P, Sudul M, et al. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting [J] Journal of Glaciology, 1992, 38: 13- 22.
- [20] Brun F, Dumont M, Berthier E, et al. Seasonal changes in surface albedo of Himalayan glaciers from MODIS data links with the annual mass balance [J]. The Cryosphere, 2015, 9(1): 341-355.
- [21] Carroll J J and Fitch B W. Effects of solar elevation and cloudiness on snow albedo at the south pole [J]. Journal of Geophysical Research, 1981, 86(C6): 5271-5276.
- [22] Chandler G, Markham B. Revised Landsat 5 TM Radiometric Calibration Procedures and calibration post dynamic Ranges [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2013, 41(11): 2674-2677.
- [23] Chang A T C, Hall D K, Foster J L. Multi angle observations of directional reflectance of snow fields [J]. Journal of Remote Sensing, 1997, 1(Suppl.): 11-17.
- [24] Choudhury B J, Chang A T C. On the angular variation of solar reflectance of snow [J]. Journal of Geophysical Research, 1981, 86: 465-472.
- [25] Choudhury B. A note on the solar elevation dependence of clear sky snow albedo [J]. Cold

Regions Science and Technology, 1981, 5: 173-176.

- [26] Colbeck S C. Grain clusters in wet snow [J]. *Journal of Colloid Interface Science*, 1979, 72(3): 371-384.
- [27] Corripio J. Snow surface albedo estimation using terrestrial photography [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2004, 25(24): 5705-5729.
- [28] Cuffey K M, Paterson W S B. *The Physics of Glaciers Fourth Edition* [M]. Elsevier Inc., Burlington and Oxford, 2010.
- [29] Cutler P M, Munro D S. Visible and near-infrared reflectivity during the ablation period on Peyto Glacier, Alberta, Canada [J]. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(141): 333-340.
- [30] Cutler P M. A reflectivity parameterization for use in distributed glacier melt models based on measurements from Peyto Glacier, Canada. In Demuth MN, Munro DS and Young G (eds). *Peyto Glacier: one century of science*. (NHRI Science Report 8) National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Sask., 2006, 179-200.
- [31] Dadić R, Mullen P C, Schneebeli M, et al. Effects of bubbles, cracks, and volcanic tephra on the spectral albedo of bare ice near the Transantarctic Mountains: Implications for sea glaciers on Snowball Earth [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2013, 118: 1658-1676.
- [32] De Abreu R A, Key J, Maslanik J A, et al. Comparison of in situ and AVHRR-Derived Broadband Albedo over Arctic Sea Ice [J]. *Arctic*, 1994, 47(3): 288-297.
- [33] De Ruyter De Wildt M, Oerlemans J. and Björnsson H. A method for monitoring glacier mass balance using satellite albedo measurements: application to Vatnajökull, Iceland [J]. *Journal of Glaciology*, 2002, 48(161): 267-278.
- [34] Diamond M. and Gerdell R W. 1956. Radiation measurements on the Greenland ice cap [R]. U.S. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. Research Report 19.
- [35] Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J, et al. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model [J]. Technical Report, 1986.
- [36] Dozier J. Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1989, 28: 9-22.
- [37] Duguay C R, Ledrew E F. Estimating surface reflectance and albedo from Landsat-5 Thematic Mapper over rugged terrain [J]. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*,

1992, 58: 551-558.

- [38] Dumont M, Brissaud O, Picard G, et al. High-accuracy measurements of snow Bidirectional Reflectance Distribution Function at visible and NIR wavelengths comparison with modelling results [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10: 2507-2520.
- [39] Dumont M, Gardelle J, Sirguey P, et al. Linking glacier annual mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data [J]. *The Cryosphere*, 2012, 6: 1527-1539.
- [40] Dumont M, Sirguey P, Arunaud Y, et al. Monitoring spatial and temporal variations of albedo on Saint Sorlin Glacier (French Alps) using terrestrial photography [J]. *The Cryosphere*, 2011, 5: 759-771.
- [41] Dunkle R V, Bevens J T. An approximate analysis of the solar reflectance and transmittance of a snow cover [J]. *Journal of Meteorology*, 1956, 13: 212-216.
- [42] Farinotti D, Longuevergne L, Moholdt G, et al. Substantial glacier mass loss in the Tian Shan over the past 50 years [J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(9): doi: 10.1038/NGEO2513.
- [43] Flood N. Continuity of Reflectance Data between Landsat-7 ETM+ and Landsat-8 OLI, for Both Top-of-Atmosphere and Surface Reflectance A Study in the Australian Landscape [J]. *Remote Sensing*, 2014, 6: 7952-7970.
- [44] Fugazza D, Senese A, Azzoni R S, et al. Spatial distribution of surface albedo at the Forni Glacier (Stelvio National Park, Central Italian Alps) [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2016, 125: 128-137.
- [45] Gardner A S, Sharp M J. A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2010, 115, F01009, doi: 10.1029/2009JF001444.
- [46] Gratton D J, Howarth P J, Marceau D J. Using Landsat-5 Thematic Mapper and digital elevation data to determine the net radiation field of a mountain glacier [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1993, 43(3): 315-331.
- [47] Green R O, Dozier J, Roberts D, et al. Spectral snow reflectance models for grain size and liquid water fraction in melting snow for the solar reflected spectrum [J]. *Annals of Glaciology*, 2002, 34: 71-73.
- [48] Grenfell T C and Maykut G A. The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin [J]. *Journal of Glaciology*, 1977, **18**(80): 445-463.

- [49] Grenfell T C, Warren S G and Mullen P C. Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near infrared wavelengths [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 18669-18684.
- [50] Greuell W and De Ruyter de Wildt M S. Anisotropic reflection of melting glacier ice: measurements and parameterizations [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1999, 70(3): 265-277.
- [51] Greuell W and Oerlemans J. Assessment of the surface mass balance along the K-transect (Greenland ice sheet) from satellite-derived albedo [J]. *Annals Glaciology*, 2005, 42: 107-117.
- [52] Greuell W, Knap W H and Smeets P C. Elevational changes in meteorological variables along a mid-latitude glacier during summer [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(D22): 25941-25954.
- [53] Greuell W, Kohler J, Obleitner F, et al. Assessment of interannual variation in the surface mass balance of 18 Svalbard glacier from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer/Terra albedo product [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2007, 112, D07105, doi:10.1029/2006JD007245.
- [54] Greuell W, Oerlemans J. Narrowband -to- broadband albedo conversion for glacier ice and snow: Equations based on modeling and ranges of the equations [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2004, 89(1): 95-105.
- [55] Greuell W, Reijmer C H, Oerlemans J. Narrowband -to- broadband albedo conversion for glacier ice and snow based on aircraft and near-surface measurements [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 82(1): 48-63.
- [56] Guo Z, Wang N, Kehrwald M N, et al. Temporal and spatial changes in Western Himalayan firn line altitudes from 1998 to 2009 [J]. *Global Planetary Change*, 2014, 114: 97-105.
- [57] Guo Z, Wang N, Wu H, et al. Variations in firn line altitude and firn zone area on Qiyi Glacier, Qilian Mountains, over the period of 1990 to 2011 [J]. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 2015, 47(2): 293-300.
- [58] Hock R, Holmgren B. A distributed surface energy balance model for complex topography and its application to Storglaciaren, Sweden [J]. *Journal of Glaciology*, 2005, 51(172): 25-36.
- [59] Hock R. Glacier melts: a review of processes and their modeling [J]. *Progress in Physical*

Geography, 2005, 29(3): 362-391.

- [60] Hubley R C. Measurements of diurnal variations in snow albedo on Lemon Creek Glacier, Alaska [J]. *Journal of Glaciology*, 1955, 2(18): 560-563.
- [61] Hudson S R, Warren S G, Brandt R E, et al. Spectral bidirectional reflectance of Antarctic snow: Measurements and parameterization [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2006, 111, D18106, doi:10.1029/2006JD007290.
- [62] Huintjes E, Sauter T, Schörter B, et al. Evaluation of a coupled snow and energy balance model for Zhadang glacier, Tibetan Plateau, using glaciological measurements and time-lapse photography [J]. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 2015, 47(3): 1-41.
- [63] Jiang X, Wang N, He J, et al. A distributed surface energy and mass balance model and its application to a mountain glacier in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(20): 2079-2087.
- [64] Jonsell U, Hock R, Holmgren B. Spatial and temporal variations in albedo on Storglaciaren, Sweden [J]. *Journal of Glaciology*, 2003, 49 (164): 59-68.
- [65] Klein A G, Stroeve J. Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument [J]. *Annals of Glaciology*, 2002, 34: 45-52.
- [66] Klok E J and Oerlemans J. Modeled climate sensitivity of the mass balance of Morteratschgletscher and its dependence on albedo parameterization [J]. *International Journal of Climatology*, 2004, 24: 231-245.
- [67] Klok E J, Greuell W, Oerlemans J. Temporal and spatial variation of the surface albedo of Morteratschgletscher, Switzerland, as derived from 12 Landsat images [J]. *Journal of Glaciology*, 2003, 49(167): 491-502.
- [68] Knap W H, Brock B W, Oerlemans J, et al. Comparison of Landsat TM-derived and groundbased albedos of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1999b, 20(27): 3293-3310.
- [69] Knap W H, Oerlemans J. The surface albedo of the Greenland ice sheet: satellite-derived and in situ measurements in the Søndre Strømfjord area during the 1991 melt season [J]. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(141): 364-374.
- [70] Knap W H, Reijmer C H and Oerlemans J. Narrowband to broadband conversion of Landsat TM glacier albedos [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1999a, 20(10): 2091-2110.

- [71] Knap W H, Reijmer C H. Anisotropy of the reflected radiation field over melting glacier ice: measurement in Landsat TM bands 2 and 4 [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1998, 65: 93-104.
- [72] Koelemeijer R, Oerlmans J and Tjemkes S. Surface reflectance of Hintereisferner, Austria, from Landsat 5 TM imagery [J]. *Annals Glaciology*, 1993, 17: 17-22.
- [73] Komuro Y and Suzuki T. Relationship between the Concentration of Impurity and Albedo in Snow Surface [J]. *Atmospheric and Climate Sciences*, 2015, 5: 426-432.
- [74] Kylling A, Dahlback A, Mayer B. The Effect of Clouds and Surface Albedo on UV Irradiances at a High Latitude Site [J]. *Geophysical Research Letters*, 2000, 9: 1411-1414.
- [75] Langleben M P. Albedo measurements of an arctic ice cover from high towers [J]. *Journal of Glaciology*, 1968, 7(50): 289-297.
- [76] Lhermitte S, Abermann J, Kinnard C. Albedo over rough snow and ice surfaces [J]. *The Cryosphere*, 2014, 8: 1069-1086.
- [77] Li X, Gao F, Wang J, et al. Estimation of the parameter error propagation in inversion based BRDF observations at single sun position [J]. *Science in China (Series E)*, 2000, 43(Suppl.): 9-16.
- [78] Li X, Koike T, Guodong C. Retrieval of snow reflectance from Landsat data in rugged terrain [J]. *Annals of Glaciology*, 2002 34: 31-37.
- [79] Li X, Strahler A H. Geometric-optical bidirectional reflectance modeling of the discrete-crown vegetation canopy: Effect of croen shape and mutual shadowing [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1992, 30(2): 276-292.
- [80] Li Z, Leighton H G. Narrowband to broadband conversion with auto correlated reflectance measurements [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1992, 31(5): 421-432.
- [81] Li Z, Li H. and Chen Y. Mechanisms and Simulation of Accelerated Shrinkage of Continental Glaciers A Case Study of Urumqi Glacier No. 1 in Eastern Tianshan, Central Asia [J]. *Journal of earth science*, 2011, 22(4): 423-430.
- [82] Liang S. Narrowband to brosdband conversions of land surface albedo I: Algorithms [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2000, 76(2): 213-238.
- [83] Lucht W, Schaaf C B, Strahler A H. An algorithm for the retrieval of albedo from space using semi-empirical BRDF models [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*,

2000, 38: 977-998.

- [84] Marshall S E. A physical parameterization of snow albedo for use in climate models [D]. Thesis, University of Colorado, 1989.
- [85] Ming J, Du Z, Xiao C, et al. Darkening of the mid-Himalaya glaciers since 2000 and the potential causes [J]. *Environmental Research Letters*, 2012, 7(1): 14021-14033.
- [86] Ming J, Wang Y, Du Z, et al. Widespread Albedo Decreasing and Induced Melting of Himalayan Snow and Ice in the Early 21st Century [J]. *Plos One*, 2015, 10(6): e0126235. doi:10.1371/journal.pone.0126235.
- [87] Ming J, Xiao C, Wang F, et al. Grey Tianshan Urumqi Glacier No.1 and light-absorbing impurities [J]. *Environmental Science and Pollution Research*, 2016, 23(10): 9549-9558.
- [88] Mölg T, Cullen N J, Hardy D R, et al. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate [J]. *International Journal of Climatology*, 2008, 28: 881-892.
- [89] Möller M. A minimal, statistical model for the surface albedo of Vestfonna ice cap, Svalbard [J]. *The Cryosphere*, 2012, 6: 1049-1061.
- [90] Moustafa S E, Rennermalm A K, Smith L C, et al. Multi-modal albedo distributions in the ablation area of the southwestern Greenland Ice Sheet [J]. *The Cryosphere*, 2015, 9: 905-923.
- [91] Mullen P C, Warren S G. Theory of the optical properties of lake ice [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93(7): 8403-8414.
- [92] Munneke P K, Broeke M R, Lenaerts J T M, et al. A new albedo parameterization for use in climate models over the Antarctic sheet [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116, D05114, doi: 10.1029/2010JD015113
- [93] Munro D S. A surface energy exchange model of glacier melt and net mass balance [J]. *International Journal of Climatology*, 1991, 11: 689-700.
- [94] Naegli K, Huss M. Sensitivity of mountain glacier mass balance to changes in bare-ice albedo [J]. *Annals of Glaciology*, 2017: 1-11.
- [95] Nicodemus F E, Richmond J C, Hsia J J, et al. Geometric Considerations and Nomenclature for Reflectance, volume NBS Monograph 160[J]. National Bureau of Standards, Washington, DC, 1977.
- [96] Niu H, Kang S, Shi X, et al. In-situ measurements of light-absorbing impurities in snow of

- glacier on Mt. Yulong and implications for radiative forcing estimates [J]. *Science of the Total Environment*, 2017, 581-582: 848-856.
- [97] Oerlemans J, Giesen R H, Van Den Broeke M R. Retreating alpine glaciers increased melt rates due to accumulation of dust (Vadret da Morteratsch, Switzerland) [J]. *Journal of Glaciology*, 2009, 55(192): 729-736
- [98] Oerlemans J, Knap W H. A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland [J]. *Journal of Glaciology*, 1998, 44(147): 231-238.
- [99] Oerlemans J. *The Microclimate of Valley Glaciers* [M]. Igitur: Utrecht Publishing and Archiving Services, 2010.
- [100] Painter T H, Dozier J, Roberts D A, et al. Retrieval of subpixel snow-covered area and grain size from imaging spectrometer data [J]. *Remote sensing of Environment*, 2003, 85(1): 64-77.
- [101] Pirazzini R. Surface albedo measurements over Antarctic sites in summer [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, **109**: D20118, doi: 10.1029/2004JD004617.
- [102] Privette J L, Eck T F, Deering D W. Estimating spectral albedo and nadir reflectance through inversion of simple BRDF models with AVHRR/MODIS-like data [J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 1997, 102(D24): 29529-29543
- [103] Rabate A, Letreguilly A, Dedieu J P, et al. Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010 evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls [J]. *The Cryosphere*, 2013, 7: 1455-1471.
- [104] Rabatel A, Bermejo A, Loarte E, et al. Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics? [J]. *Journal of Glaciology*, 2012, 58(212): 1027-1036.
- [105] Rabatel A, Dedieu J, Thibert E, et al. 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data [J]. *Journal Glaciology*, 2008, 54(185): 307-315.
- [106] Rabatel A, Dedieu J, Vincent C. Spatio-temporal changes in glacier wide mass balance quantified by optical remote sensing on 30 glaciers in the French Alps for the period 1983-2014 [J]. *Journal Glaciology*, 2016, 62(236): 1153-1166.
- [107] Rabatel A, Dedieu J, Vincent C. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line

- altitude and mass-balance time series validation on three French glaciers, 1994–2002 [J]. *Journal Glaciology*, 2005, 51(175): 539-546.
- [108] Radic V, Bliss A, Beedlow A C, et al. Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models [J]. *Climate Dynamics*, 2017, 42(1-2): 37-58.
- [109] Reijmer C H, Bintanja R and Greuell W. Surface albedo measurements over snow blue ice in thematic mapper bands 2 and 4 Dronning Maud Land, Antarctica [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(D9): 9661-9672.
- [110] Reijmer H C, Knap W H, Oerlemans J. The surface albedo of the Vatnajökull ice cap, Iceland a comparison between satellite-derived and ground-based measurements [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1999, 92: 125–144
- [111] Schaaf C B, Gao F, Strahler A H, et al. First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 83:135-148.
- [112] Seo M, Kim H, Horang M, et al. Long-Term Variability of Surface Albedo and Its correlation with climatic variables over Antarctica [J]. *Remote Sensing*, 2016, 8 981, doi :10.3390/rs8120981.
- [113] Shangguan D, Bolch T, Ding Y, et al. Mass changes of Southern and Northern Inylchek Glacier, Central Tian Shan, Kyrgyzstan, during 1975 and 2007 derived from remote sensing data [J]. *The Cryosphere*, 2015, 9: 703-717.
- [114] Sirguey P, Still H, Cullen N J, et al. Reconstruction the mass balance of Brewster Glacier, New Zealand, using MODIS-derived glacier-wide albedo [J]. *The Cryosphere*, 2016, 10: 2465-2484.
- [115] Skiles S. M, Painter T. Daily evolution in dust and black carbon content, snow grain size, and snow albedo during snowmelt, Rocky Mountains, Colorado [J]. *Journal of Glaciology*, 2017, 63(237): 118-132.
- [116] Strahler A, Wanner W, Zhu Q, et al. Bidirectional reflectance modeling of data from vegetation obtained in the Changchun solar simulation laboratory. IGARSS' 95, 10-14, 1995, July, Florence, Italy, 3: 1965-1967.
- [117] Strasser U, Cottipio J, Pellicciotti F, et al. Spatial and temporal variability of meteorological variables at Haut Glacier d'Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001 Measurements and simulations [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, D03103, doi:

10.1029/2003JD003973.

- [118] Stroeve J C, Box J E, Haran T. Evaluation of the MODIS (MOD10A1) daily snow albedo product over the Greenland ice sheet [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2006, 105: 155-171.
- [119] Stroeve J, Box J E, Gao F, et al. Accuracy assessment of the MODIS 16-day albedo product for snow: comparisons with Greenland in situ measurements [J]. *Remote sensing of Environment*, 2005, 94: 46-60.
- [120] Stroeve J, Box J E, Wang Z, et al. Re-evaluation of MODIS MCD43 Greenland albedo accuracy and trends[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2013, 138: 199-214, doi: 10.1016/j.rse.2013.07.023.
- [121] Stroeve J, Nolin A, Steffen K. Comparison of AVHRR-derived and in situ surface albedo over the Greenland ice sheet [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1997, 62: 262-276.
- [122] Stroeve J, Nolin A, Steffen K. Comparison of AVHRR-derived and in situ surface albedo over the Greenland ice sheet [J]. *Remote sensing of Environment*, 1997, 62(3): 262-276.
- [123] Stroeve J. Assessment of Greenland albedo variability from the advanced very high resolution radiometer Polar Pathfinder data set [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106, 33989-34006.
- [124] Sun W, Qin X, Du W, et al. Ablation modeling and surface energy budget in the ablation zone of Laohugou glacier No. 12, western Qilian mountains, China [J] *Annals Glaciology*, 2014, 55(66): 111-120.
- [125] Sun W, Qin X, Wang Y, et al. The response of surface mass and energy balance of a continental glacier to climate variability, western Qilian Mountains, China [J]. *Climate Dynamics*, 2017, doi: 10.1007/s00382-017-3823-6.
- [126] Takeuchi N and Li Z. Characteristics of Surface Dust on Ürümqi Glacier No. 1 in the Tien Shan Mountains, China [J]. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 2008, 40(4): 744-750.
- [127] Takeuchi N, Nishiyama H, Li Z. Structure and formation process of cryoconite granules on Urumqi glacier No. 1, Tien Shan, China [J]. *Annals of Glaciology*, 2010, 51(56): 9-14.
- [128] Takeuchi N. Temporal and spatial variations in spectral reflectance and characteristics of surface dust on Gulkana Glacier, Alaska Range [J]. *Journal of Glaciology*, 2009, 45(192): 701-709.

- [129] Tino P, Tobias B, Wei J, et al. Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2013, 130: 233-244.
- [130] Tino P, Tobias B. Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery [J]. *Global and Planetary Change*, 2014, 128: 1-13.
- [131] Wang J, Cui Y, He X, et al. Surface Albedo Variation and Its Influencing Factors over Dongkemadi Glacier, Central Tibetan Plateau [J]. *Advances in Meteorology*, 2015, 2015(1): 1-10.
- [132] Wang J, Ye B, Cui Y. Spatial and temporal variations of albedo on nine glaciers in western China from 2000 to 2011 [J]. *Hydrological Processes*, 2014, 28: 3454-3465.
- [133] Wang P, Li Z, Li H, et al. Analyses of recent observations of Urumqi Glacier No. 1, Chinese Tianshan Mountains [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2016, 75(8): 720, doi: 10.1007/s12665-016-5551-3.
- [134] Wang P, Li Z, Li H, et al. Comparison of glaciological and geodetic mass balance at Urumqi Glacier No. 1, Tian Shan, Central Asia [J]. *Global and Planetary Change*, 2014, 114: 14-22.
- [135] Wanner W, Li X, Strahler A H. On the derivation of kernels for kernel-driven models of bidirectional reflectance [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(D10): 21077-21089.
- [136] Wanner W, Strahler A H, Hu B, et al. Global retrieval of BRDF and albedo over land from EOS MODIS and MISR data: Theory and algorithm [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(D14):17143-17162.
- [137] Warren S G. Impurities in snow: Effects on albedo and snowmelt [J]. *Annals of Glaciology*, 1984, 5: 177-179.
- [138] Warren S G. Optical properties of snow [J]. *Review of geophysics and Space Physics*, 1982, 20(1): 67-89.
- [139] Weiser U, Olefs M, Schoner W, et al. Correction of broadband snow albedo measurements affected by unknown slope and sensor tilts [J]. *The Cryosphere*, 2016, 10(2): 775-790.
- [140] Wendler G and Kelley J. On the albedo of snow in Antarctica: a contribution to I.A.G.O [J]. *Journal of Glaciology*, 1988: **34**(116), 19-25.

- [141] Wendler G, Kelley J. On the albedo of snow in Antarctica: A contribution to I.A.G.O [J]. *Journal of Glaciology*, 1988, 34(116): 19-25.
- [142] Winther J G, Godtliebsen F, Gerland S, et al. Surface albedo in Ny-Alesund, Svalbard: variability and trends during 1981–1997 [J]. *Global Planetary Change*, 2002, 32: 127-139.
- [143] Winther J G. Short-term and long-term variability of snow albedo [J]. *Nordic Hydrology*, 1993, 24: 199-212.
- [144] Winther J G. Spectral bi-directional reflectance of snow and glacier ice measured in Dronning Maccel land, Antarctica [J]. *Annals of Glaciology*, 1994, 20: 1-5.
- [145] Wiscombe W J, Warren S G. A model for the spectral albedo of snow, I: Pure snow [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1980, 37 (12): 2712-2733.
- [146] Wright P, Bergin M, Dibb J, et al. Comparing MODIS daily snow albedo to spectral albedo field measurements in Central Greenland [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2014, 140: 118-129.
- [147] Wu X, Wang N, Lu A, et al. Variations in albedo on Dongkemadi Glacier in Tanggula Range on the Tibetan Plateau during 2002–2012 and its linkage with mass balance [J]. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 2015, 47(2): 71-82.
- [148] Wu Y, He J, Guo Z, et al. Limitations in identifying the equilibrium-line altitude from the optical remote-sensing derived snowline in the Tien Shan, China [J]. *Journal of Glaciology*, 2014, 60(224): 1093-1100.
- [149] Xu C, Li Z, Wang F, et al. Using an ultra-long rang terrestrial laser scanner to monitor the net mass balance of Urumqi Glacier No. 1, eastern Tien Shan, China, at the monthly scale [J]. *Journal of Glaciology*, 2017, doi: 10.1017/jog.2017.45.
- [150] Xu M, Wu H, Kang S. Impacts of climate change on the discharge and glacier mass balance of the different glacierized watersheds in the Tianshan Mountain, Central Asia [J]. *Hydrological Processes*, 2018, 32(1): 126-145.
- [151] Yamanouchi T. Variations of incident solar flux and snow albedo on the solar zenith angle and cloud cover at Mizuho Station, Antarctica [J]. *J. Meteorol. Soc.* 1983, **61**(6): 879-893.
- [152] Yue X, Zhao J, Li Z, et al. Spatial and temporal variations of the surface albedo and other factors influencing Urumqi Glacier No. 1 in Tien Shan, China [J]. *Journal of Glaciology*, 2017, doi: 10.1017/jog.2017.57.

- [153] Zemp M, Frey H, Gartnerroer I, et al. Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century [J]. *Journal of Glaciology*, 2015, 61(228): 745-762.
- [154] Zeng Q, Cao M, Feng X, et al. A study of spectral reflection characteristics for snow, ice and water in the north of China [J]. *Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission (Proceedings of the Hamburg Symposium)*. IAHS Publ, 1983, 145: 451-462.
- [155] Zhang Y, Kang S, Cong Z, et al. Light-absorbing impurities enhance glacier albedo reduction in the southeastern Tibetan plateau [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122, doi:10.1002/2016JD026397.
- [156] Zhang Y, Li X, Bai Y. An integrated approach to estimate shortwave solar radiation on clear-sky days in rugged terrain using MODIS atmospheric products [J]. *Solar Energy*, 2015, 113: 347-357.
- [157] 白重瑗, 大畑哲夫. 天山乌鲁木齐河源1号冰川夏季消融期内反射率的变化[J]. *冰川冻土*, 1989, 11(4): 311-324.
- [158] 曹梅盛, 李新, 陈贤章, 等. 冰冻圈遥感[M]. 北京: 科学出版社, 2006.
- [159] 陈仁升, 康尔泗, 李新, 等. 任意地形实际天气条件下小时入射短波辐射模型——以黑河流域为例[J]. *冰川冻土*, 2006, 26(5): 773-779.
- [160] 邓育武, 谢自楚, 秦建新等. 恒河_雅鲁藏布江流域雪线场的建立及其环境意义[J]. *冰川冻土*, 2006, 28(6): 865-872.
- [161] 郭忠明. 高亚洲冰川粒雪线高度的时空变化[D]. 兰州: 中国科学院研究生院, 2014.
- [162] 胡汝骥. 中国天山自然地理[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 2004: 69-153.
- [163] 黄微, 张良培, 李平湘. 一种改进的卫星影像地形校正算法[J]. *中国图像图形学报*, 2005, 10(9): 1124-1128.
- [164] 蒋熹, 王宁练, 贺建桥, 等. 祁连山七一冰川反照率的参数化[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(1): 30-37.
- [165] 蒋熹, 王宁练, 蒲健辰, 等. 夏季消融期祁连山“七一”冰川反照率初步研究[J]. *冰川冻土*, 2008, 30(5): 752-760.
- [166] 蒋熹, 王宁练, 杨胜朋. 青藏高原唐古拉山多年冻土区夏、秋季节总辐射和地表反照率特征分析[J]. *冰川冻土*, 2007, 29(6): 889-899.

- [167]蒋熹. 祁连山七一冰川暖季能量-物质平衡观测与模拟研究[D]. 兰州: 中国科学院研究生院, 2008a.
- [168]焦子铨, 王锦地, 谢里欧, 等. 地面和机载多角度观测数据的反照率反演及对 MODIS 反照率产品的初步验证[J]. 遥感学报, 2005, 9(1): 64-72.
- [169]康尔泗, Ohmura Atsumu. 天山冰川消融参数化能量平衡模型[J]. 地理学报, 1994, 49(5): 467-476.
- [170]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.
- [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.
- [172]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: 中国科学院研究生院, 2010.
- [173]李江风. 新疆气候[M]. 北京: 气象出版社, 1991: 5-73.
- [174]李小微. 地物的二向性反射和方向谱特征 [J]. 环境遥感, 1989, 4(1): 67-72.
- [175]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.
- [176]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, 2007b, 29(3): 333-342.
- [177]李忠勤, 沈永平, 王飞腾, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川消融对气候变化的响应[J]. 气候变化研究进展, 2007a, 3(3): 132-137
- [178]李忠勤, 王飞腾, 朱国才, 等. 天山庙尔沟平顶冰川的基本特征和过去24 a间的厚度变化[J]. 冰川冻土, 2007c, 29(1): 61-65.
- [179]梁顺林, 等. 定量遥感[M]. 北京: 科学出版社, 2009.
- [180]刘时银, 姚晓军, 郭万钦, 等. 基于第二次冰川编目的中国冰川现状[J]. 地理学报, 2015, 70(1): 3-16.
- [181]毛瑞娟, 蒋熹, 郭忠明, 等. 基于TM/ETM+影像反演祁连山七一冰川反照率精度比较研究[J]. 冰川冻土, 2013, 35(2):301-309.
- [182]秦大河, 姚檀栋, 丁永健, 等. 冰冻圈科学词典修订版[M]. 北京: 气象出版社, 2016: 5.

- [183]秦大河, 姚檀栋, 丁永健, 等. 冰冻圈科学概论[M]. 北京: 科学出版社, 2017: 41.
- [184]孙维君, 秦翔, 徐跃通, 等. 祁连山老虎沟 12 号冰川辐射各分量年变化特征[J]. 地球科学进展, 2011, 26(3): 347-354.
- [185]王杰, 何晓波, 叶柏生, 等. 唐古拉山冬克玛底冰川反照率变化特征研究[J]. 冰川冻土, 2012, 34(1): 21-28
- [186]王杰. 中国西部典型冰川反照率变化特征与参数化模拟[D]. 兰州: 中国科学院研究生院, 2012.
- [187]王介民, 高峰. 关于地表反照率遥感反演的几个问题[J]. 遥感技术与应用, 2004, 19 (5): 295-300.
- [188]王利平, 谢自楚, 丁良福, 等. 基于GIS 的羌塘高原冰川系统雪线场的建立及其空间分布特征[J]. 干旱区地理, 2010, 33(5): 692-702.
- [189]王林, 李忠勤, 王飞腾, 等. 乌鲁木齐河源1号冰川冰芯剖面物理特征及其形成机理研究 [J]. 冰川冻土, 2009, 31(1): 11- 18.
- [190]王宁练, 贺建桥, 蒲健辰, 等. 近50年来祁连山七一冰川平衡线高度变化研究[J]. 科学通报, 2010, 55(32): 3107-3115.
- [191]王少楠, 李爱农. 地形辐射校正模型研究进展 [J]. 国土资源遥感, 2012, 2: 1-6.
- [192]吴雪娇, 鲁安新, 王丽红, 等. 基于MODIS的长江源近10年积雪反照率时空分布及动态变化[J]. 地理科学, 2013, 33(3): 371-377.
- [193]谢自楚, 刘潮海. 冰川学导论 [M]. 上海: 上海科学出版社, 2009.
- [194]邢武成, 李忠勤, 张慧, 等. 1959 年来中国天山冰川资源时空变化[J]. 地理学报, 2017, 72(9): 1594-1605.
- [195]杨大庆, 刘潮海, 王纯足. 乌鲁木齐河源1号冰川冰芯剖面物理特征及其形成机理研究 [J]. 冰川冻土, 1992, 14(1): 1-10.
- [196]杨华, 李小文, 高峰. 新几何光学核驱动BRDF模型反演地表反照率的算法 [J]. 遥感学报, 2002, 6(4): 246-251.
- [197]杨清华, 刘骥平, 孙启振, 等. 2011 年春季南极固定冰反照率变化特征及其影响因子 [J]. 地球物理学报, 2013, 56(7): 2177-2184.
- [198] 杨兴国, 秦大河, 张廷军, 等. 珠穆朗玛峰北坡冰川表面辐射特征观测研究 [J]. 气象学报, 2010, 68(1): 19-31.

- [199]杨针娘. 中国冰川水资源 [M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1991.
- [200]叶佰生, 赖祖铭, 施雅风. 伊犁河流域降水和气温的若干特征 [J]. 干旱区地理, 1997, 20(1): 46-52.
- [201]张华伟. 青藏高原典型冰川区域积雪反照率反演及其应用研究 [D]. 兰州: 中国科学院研究生院, 2012.
- [202]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): 333-34.
- [203]张勇, 丁永建, 刘时银, 等. 天山南坡科契卡尔巴西冰川物质平衡初步研究[J]. 冰川冻土, 2006, 28(4): 477- 484.
- [204]郑伟, 曾志远. 遥感图像大气校正方法综述 [J]. 综述, 2004, 4: 66-70.

个人简介

基本情况:

岳晓英 (1988-), 女, 汉族, 山西阳泉人, 中共党员。

教育经历:

2007 年 9 月-2011 年 6 月: 山西师范大学城市与环境科学学院攻读学士学位;

导师: 杨丽雯 副教授; 专业: 地理科学

2011 年 9 月-2014 年 6 月: 西北师范大学地理与环境科学学院攻读硕士学位;

导师: 李忠勤 研究员; 专业: 自然地理学

2015 年 9 月-2018 年 6 月: 西北师范大学地理与环境科学学院攻读博士学位,

导师: 赵军 教授; 专业: 地图学与地理信息系统

已发表及在审的学术论文:

1. **Xiaoying Yue**, Jun Zhao, Zhongqin Li. 2017. Spatial and temporal variations of the surface albedo and other factors influencing Urumqi Glacier No. 1 in Tien Shan, China. *Journal of Glaciology*, 63(241): 899–911.

2. **岳晓英**, 李忠勤, 樊晋, 魏永山. 2015. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川区气溶胶可溶性离子观测与分析. *环境科学学报*, 35(9): 2723–2731.

3. **岳晓英**, 李忠勤, 张明军, 周平, 樊晋. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川区气溶胶水溶性离子变化特征及来源分析. *环境科学*, 2013, 34(10): 3764-3771.

4. **Xiaoying Yue**, Zhongqin Li, Jun Zhao, Nozomu Takeuchi. An analysis of short-term albedo variations at Urumqi Glacier No.1 in Tien Shan, China. *Annals of Glaciology*. Under review

5. **岳晓英**, 李忠勤, 赵军. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川消融期反照率特征研究. *干旱区地理*. 审稿中

6. Jin Fan, **Xiaoying Yue**, Yi Jing, Qiang Chen, Shigong Wang. 2014. Insights into the days AQI>100 during early summer over Lanzhou City based on online water-soluble ionic composition of PM₁₀. *Journal of Environmental Sciences*, 26(2): 353-361.

7. Jin Fan, **Xiaoying Yue**, Shigong Wang. 2017. Case study of dust event sources from the Gobi and Taklamakan deserts: An investigation of the horizontal evolution

and topographical effect using numerical modeling and remote sensing. Journal of Environmental Sciences, 56(2): 62-70.

参加的科研项目：

- (1) 超级 973“冰冻圈变化及其影响研究”第一课题“冰川动力学机理过程与模拟” (2013CBA01801)
- (2) 国家自然科学基金重大研究计划项目“黑河流域水-生态-经济系统的集成模拟与预测” (91425303)
- (3) 新疆维吾尔自治区发展与改革委员会“近期西昆仑山冰川运动变化及其诱发区域地质次生灾害机理及风险评估”

致谢

路漫漫其修远兮，吾将上下而求索。论文完成之际，感激之情难以言表。博士学习期间的点点滴滴，都是我人生的宝贵财富。而亲人、师长、朋友和同学的帮助和鼓励，使我的博士学位论文得以顺利完成！

本文是在导师赵军教授的精心指导和悉心关怀下完成的。从论文的选题、野外工作的实施、数据的处理及论文的多次修改，到最终定稿，赵老师都倾注了大量的心血。赵老师对科学不懈追求的精神，严谨求实的治学态度，敏锐的学科洞察力将永远激励我在以后的人生旅途中不断进取，永攀高峰。三年来老师的严格要求、言传身教和悉心指导让我学到了许多科研的思想和方法，他的谆谆教诲是我人生中的一笔重要财富，必将使我受益终生。在此谨向导师赵军教授致以最诚挚的谢意。

同时，非常感谢李忠勤研究员三年来在学习和生活中对我的教导与鼓励。李老师国际化的视野，前沿而精髓的学术造诣，精益求精的学术作风、一丝不苟的治学态度，兢兢业业的工作精神以及实事求是的处世态度让我终生受益，在此向您致以最诚挚的谢意。衷心祝愿李老师心想事成，桃李满门！

另外，本篇还得到了任贾文老师、王建老师，张明军老师、张勃老师、赵成章老师、辛丛林老师和潘竟虎老师以及 4 位匿名评审老师在论文写作过程中给与的指导和建议，在此对他们表示最真诚的感谢。

本项研究的多项数据是在天山站全体观测和研究人员集体努力下完成的。没有观测人员长期全年度在冰川区的辛勤观测，便不会有本研究所需的第一手观测资料。谨此对天山站每一个观测人员以表示衷心的感谢。

三年间的生活离不开众多同学、朋友的陪伴。感谢聂晓英，贾艳青，邱雪，包山虎等各位好友在平时学习与生活中的热情帮助，使我愉快地度过了这段历程。三年来在学习上对我的鼓励和督促，使我常怀感激，对他们表示深深的谢意。

最后，感谢我挚爱的家人。他们为我付出甚多，是他们这么多年一直以来的关心、理解和支持给我很大的鼓舞，使我在生活和学习中获得无限温暖和前景的动力。

岳晓英

2018 年 5 月于兰州