

地面积雪测量与雨量器量测降雪量 一致性实验研究*

杨大庆 张志忠 康尔泗 张寅生

(中国科学院兰州冰川冻土研究所 兰州 730000)

Kelly Elder and Richard Kattelmann

(美国加利福尼亚大学圣·巴巴拉分校遥感和环境光学中心)

提要 1989年10月至1990年5月间的8个降水时段的对比测量表明,乌鲁木齐河源高山区空冰斗小流域内雨量器冬季测量的降雪量约为地面积雪测量所得实际降雪量的73%,二者的测量结果不具有-致性,因此,雨量器的测量值不能代表地面实际降雪量。在流域水量平衡和融雪径流计算中,必须首先修正降雪量测量的系统误差。

关键词 地面积雪 降雪 观测

一、概 述

在世界气象组织(WMO)“固态降水量对比量测计划”^[1]的影响和促进下,雨量器量测降水量的系统误差(动力损失、湿润损失和蒸发损失)导致降水量量测值系统偏低干实测降水量,这一直接影响水量平衡计算、水资源和气候资源评价的具有普遍性的问题,在世界范围日益受到广泛的重视。1989年12月3~7日,世界气象组织、国际水文科学协会(IAHS)和瑞士联邦理工学院(ETH)在瑞士圣·莫里斯(St. Moritz)联合主持召开了“降水量测量国际研讨会”,会议论文集《Precipitation Measurement》^[2]反映了国际关于这一课题的最新研究成果。近年来,国内关于降水量测量误差修正方法的实验研究亦有长足进展^[3~5]。1986~1988年间,杨大庆等在乌鲁木齐河谷6个站(点)系统地开展了不同类型降水量测量仪器和方法的比较测量实验,其中包括中国标准雨量器(口径20cm,器口高于地面70cm)、苏联Tretaykov防风圈、加拿大Nipher防风圈、Belfort通用自记雨量计、瑞士Hellmann雨量器和总雨量器、测雪板以及WMO 1985年指定的标准仪器——直径为12m和4m的八边形双层木制防风栅栏测雪器^[1],从而确定了流域各种形态降水测量误差的修正系数^[4]。国内外的研究表

本文于1991年3月15日收到,1991年5月20日收到修改稿。

* 国家自然科学基金和美国航天局资助项目。

明, 实际降雪量的直接测量和间接计算仍然面临许多困难, 相对于雨、雨夹雪和湿雪而言, 雨量器测量冬季降雪(干雪)的动力损失量最大。因此, 其修正的准确程度对估算年降水量实际值(真值)是至关重要的。1989年至1990年冬季, 在乌鲁木齐河源高山区小流域开展了地面积雪测量与雨量器量测降雪量一致性的观测实验研究, 旨在尝试测量全流域或流域中一定范围内平均降雪量实际值的方法, 并以此具有一定空间代表性的降雪量实际值为标准, 修正单站(点)雨量器测量降雪量的系统误差, 进而与基于某种雨量器测量值为标准而确定的误差修正系数做对比。

二、研究方法和研究流域的积雪状况

由于风吹雪的搬运作用, 山区地面积雪的分布通常是不均匀的。在没有较高植物的区域, 积雪分布的不均匀性主要受地形控制。因此, 为了确定全流域或流域一定范围内的积雪量, 必须在流域内不同地形各部位多点测量雪深, 求取平均值, 从而可在一定程度上减小或消除积雪的不均匀分布所引起的单点雪深测量值的空间代表性不足。研究表明, 浅薄积雪的密度基本不随雪深而变化, 雪深在时间和空间上的变化幅度均比密度大^[6]。据统计分析, 乌鲁木齐河源大西沟气象站(海拔 3539m, 43°06' N, 86°50' E)积雪深度观测系列的变差系数比密度的变差系数大一倍^[7]。因此, 在多点测量积雪深度(H)的同时, 选择若干具有代表性的雪坑分

层测量积雪的密度(D), 按下式可计算出雪深测量范围内的积雪水当量(SWE , mm):

$$SWE = \frac{1}{\rho_w} \sum_{i=1}^n H_i D_i$$

式中 n 为雪层数目, ρ_w 为水在 0℃ 时的容重 (1000 kg/m³)。

乌鲁木齐河源空冰斗小流域 (43°07' ~ 08' N, 86°49' ~ 50' E) 东、北和西三面为海拔 4300m 左右的高山环绕, 向南开口, 出口处海拔 3805m 设有水文站, 控制面积约 1.68 km²。该站自 1982 年 5 月建立以来, 采用中国标准雨量器测量降水量。1990 年 1 月在流域中部增设气象观测点(海拔 3875m), 用 Belfort 通用自记雨(雪)量计测量降水量。在空冰斗流域海拔 3800~3930m 间布设了 8 排 42 根雪尺, 覆盖范围约 0.31 km², 占流域总面积的 26% (见图 1)。

1989 年 10 月上旬流域稳定积雪形成至 1990 年 5 月中旬积雪融化期间, 每隔 7~10 天在所有雪尺下测量积雪深度(cm), 并同时用日本产

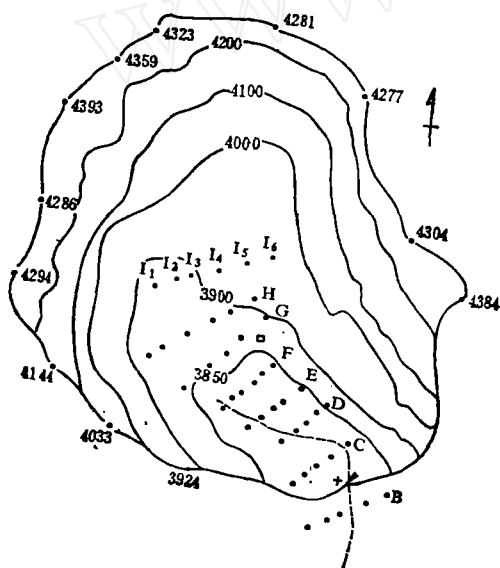


图 1 空冰斗流域仪器布设示意图

Fig. 1. Dry cirque watershed showing the instrument installation

- 雪尺
- Belfort 通用自记雨量计
- + 普通雨量器
- ▲ 空冰斗水文站

的体积为 100 cm³ 的取样器和分辨率为 5g 的弹簧秤, 在 C 排和 D 排雪尺之间较平坦处的 2~3 个雪坑中, 分层测量积雪密度(kg/m³)。资料表明, 空冰斗流域内的积雪深度基本上呈东

南-西北向条带状分布,西面、西北山坡下部和坡脚的最大积雪深度约为 1.5~2.0m,中部相对平坦地区的最大积雪深度不超过 1.0m,东北面和北面山坡接受较多的太阳辐射,积雪升华和微弱融化。因此,除坡脚外,积雪深度通常介于 0.2~0.4m,北面山坡的相当部分无稳定积雪覆盖。空冰斗流域冬季的主风向为 S 和 SW,日平均风速一般不超过 5m/s。B 排雪尺位于流域出口的迎风山坡,C 和 D 排分别在坡顶和背风坡。因此,B 排平均雪深通常比 D 和 E 排浅 10~15cm,风吹雪不甚严重。乌鲁木齐河源降水时段的风速通常较低,统计分析表明,年降水量的 88% 在日平均风速低于 3m/s 的条件下产生。因此,新雪的分布相对于积雪而言比较均匀。流域雪深分布的上述特征,使得西南-东北走向的各排雪尺测值对雪尺控制范围内积雪深度具有较好的代表性。因此,我们选择冬季不同量级的降雪过程,计算相应时段内各测点积雪深度的变化量(降雪引起的增加量,cm)的平均值,并乘以实测新雪密度,得到雪尺控制范围内的平均降雪量(mm)。

三、主要成果

表 1 为空冰斗流域 8 个时段各排雪深平均值及相应的新雪密度和雪水当量。由表可见:

表 1 空冰斗流域降雪测量成果表
Table 1. Result of snowfall measurement in the dry cirque watershed

时段 (月·日)		10.6 { 10.16	12.23 { 1.1	1.12 { 1.28	2.14 { 2.20	2.26 { 3.5	3.19 { 3.26	4.16 { 4.22	4.23 { 5.4
各排雪尺 雪深 (cm)	B	8	2	2	1	2	4	13	21
	C	10	3	3	1	5	8	11	23
	D	9	2	3	2	0	7	13	38
	E	10	3	2	-1	3	7	14	33
	F	12	1	1	2	0	8	14	33
	G	7	2	0	1	2	5	13	29
	H	9	3	1	1	3	9	15	22
	I	7	1	0	2	2	3	17	28
平均雪深 (cm)		9.0	2.2	1.5	1.1	2.1	6.4	13.8	28.4
新雪密度 (kg/m ³)		125	120	100	100	100	135	137	118
新雪水当量 (mm)		11.3	2.6	1.5	1.1	2.1	8.6	18.9	33.5
空冰斗降雪量 (mm)	(1)	10.0	1.0	0.5	1.6	2.1	6.0	16.1	21.0
	(2)	—	—	—	—	—	6.0	—	20.7
大西沟气象站降雪量 (mm)		10.9	1.2	0.7	2.8	2.7	6.3	17.9	21.1

注: (1) 和 (2) 分别为普通雨量器和 Belfort 自记雨量计测量值。

(1) 多数情况下,各排雪尺积雪深度的平均变化量(增加量)较均匀地在 8 排雪尺总平均积雪深度变化量的上下 5cm 范围内波动,4 月 23 日~5 月 4 日间 B、C、D 三排雪尺例外。据大西沟气象站记录,4 月 28 日降雪 15.3mm (雪深约 20cm),伴随 7.7m/s 的 NE 风,估计对向南开口的空冰斗流域内新雪分布的影响不大;4 月 29 日~5 月 4 日间的主风向转为 S 和

SW, 风力为3~5m/s, 顺风方向的积雪流动使得B排和C排的新雪深度减薄, 而位于背风洼地的D排的雪深明显增大。

(2) 实际测量的新雪密度变化于 $100\sim 137\text{kg/m}^3$ 之间, 平均值为 118kg/m^3 。该值高于新雪的平均密度 100kg/m^3 ^[6,8], 原因是密度测量通常在降雪之后2~3日内进行, 新雪已密实化。据大西沟气象站资料, 降雪次日新雪密度的增加率约为5%。

(3) 在不考虑积雪升华和微弱融化导致物质损失的条件下, 地面新雪折合的降水量可视为实际降雪量的相对真值。对比测量表明, 该值通常大于雨量器测量的降雪量。降雪量较小时, 雨量器的测量精度以及地面雪深和密度测量的相对误差均较大。因此, 两种方法确定的降雪量的比值变化幅度较大。大降水情形下, 雨量器测量的降雪量为雪水当量的62%~83%。8个时段平均, 空冰斗雨量器对冬季干雪的捕捉率(雨量器测量值/雪水当量)约为73.2%。根据以总雨量器和Golubev双层防风栅栏雪量器为标准仪器的对比测量^[4], 得出乌鲁木齐河源大西沟气象站和1号冰川水文点(海拔3693m, $43^{\circ}06'N$, $87^{\circ}15'E$)雨量器对冬季干雪和捕捉率分别为79.3%和78.8%。这两个数值与空冰斗雨量器的平均捕捉率比较接近, 可以相互印证。然而, 由于总雨量器和Golubev双层防风栅栏不能完全消除风对雨量器捕捉降雪的影响^[9,10]。因此, 我们认为, 基于较大范围积雪深度和密度测量确定冬季降雪量的精度较高, 这种测量面上降雪量实际值的方法, 值得在西北山区流域水量平衡和融雪径流模拟研究中推广使用。

四、结 论 和 讨 论

由于风对雨量器捕捉降雪的严重干扰, 乌鲁木齐河源空冰斗小流域雨量器冬季测量的降雪量约为地面积雪测量所得实际降雪量近似值的73%, 二者的测量结果不具有一致性, 表明雨量器的测量值不能代表地面实际降雪量。因此, 在流域水量平衡计算及水资源和气候资源评价中, 必须首先修正降水量(尤其是降雪部分)测量的系统误差。

以上结论的正确与否主要取决于积雪深度、新雪密度和雨量器测量值在流域雪尺占据范围内的代表性。1990年5月15日, 在空冰斗流域内沿8排雪尺每隔5m测量积雪深度, 并在C、D、E和H₁雪尺附近挖雪坑测量积雪密度剖面。资料表明, 新雪分布比较均匀, 雪尺测量的平均积雪深度对流域除接近山脊部分处外均有较好的代表性, 积雪密度亦显示一定程度的稳定性, 即同一种雪型的密度在近距离内随地形变化的幅度较小。新雪的密度受雪晶体大小和近地面2m高度内风力的影响。因为风一方面使雪粒在下落过程中彼此频繁碰撞, 从而失去原有的枝杈形状; 另一方面, 风雪流在地面滚动过程中雪粒会明显圆化, 从而能更加紧密地堆积在一起, 形成密度较高的雪层。由于研究流域范围较小, 风力亦较弱, 所以在一次降水过程中的新雪密度几乎没有空间上的差异, 从而保证新雪密度的单点测量值在研究范围内具有较充分的代表性。积雪密度测量的精度决定于取样和称重两个因素, 在不改变称重精确度的条件下, 增大取样体积能减小相对误差。因此, 实际测量中常取3个样本作为一组来称重。

乌鲁木齐河源冬季降水稀少, 4月中下旬和5月上旬大降水在河源范围内的空间变化很小, 大西沟气象站和空冰斗水文站及空冰斗流域内气象点在研究时期内测量的降雪量相当接

近(参见上表)。因此,在不考虑测量系统误差的前提下,空冰斗水文站雨量器的实测值对流域内 8 排雪尺所占据的空间范围具有代表性,换言之,空冰斗水文站雨量器与积雪测量的非一致性并非由于雨量器布设不当而引起。假如将雨量器移至流域中部 E。雪尺下,不采取任何防风措施以提高其捕捉率,那么这种非一致性应当仍然存在。当然,二者之间的差异程度通常会有变化,因为雨量器的捕捉率随地形和风速的变化而改变。

Goodison 等^[6]和 Woo^[11]曾在加拿大平原区和北极山区流域测量积雪融化前的最大深度及相应的密度,确定整个积雪季节的总雪水当量与同时期雨量器测量降雪量合计对比,发现二者的非一致性。乌鲁木齐河源冬季比较干燥,据观测积雪表面的日升华量介于 0.03~0.70mm 之间。另外向阳坡的浅薄积雪在阳光直接照射下发生微弱融化。阳坡深度不及 5cm 的积雪在无降水的 10~15 日之内消失。因此,本文采取分时段测量雪深的方法,可以减少由于积雪升华和融化产生的物质损失。假如考虑相邻两次雪深测量之间积雪的升华和融化量,即采用雪量平衡的方法,那么各时段流域降雪量是实测积雪水当量与升华量和微小融化量之和。因此,降雪量应当大于实际测量的积雪水当量,而雨量器的捕捉率会相应地微弱降低。由此可见,在乌鲁木齐河流域融雪径流计算中,不论是否考虑雨量器测量降雪的系统误差,都不能简单地将冬季降雪量合计值做为积雪水当量,而忽略冬季积雪升华和微弱融化量,否则,将会得到偏大于实际值的结果。

参 考 文 献

- [1] WMO, International Organizing Committee for WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final report of first session, Geneva, 1985: 1~31
- [2] Sevruck, B., Precipitation measurement, WMO / IAHS: ETH Workshop on precipitation measurement, St. Moritz, Switzerland, Dec. 1989: 199~204
- [3] 任鸿遵等, 水量转换—实验与计算分析, 北京: 科学出版社, 1988: 75~89
- [4] Yang Daqing, et al., Proc. International workshop on precipitation measurement, St. Moritz, Switzerland, 1989: 173~179
- [5] Cheng Zibing, et al., Proc. International workshop on precipitation measurement, St. Moritz, Switzerland, 1989: 25~30
- [6] Goodison, B. E., et al., Handbook of Snow, Bergamon Press, Toronto, 1981: 220~235
- [7] 杨大庆等, 天山乌鲁木齐河源雪密度观测研究, 地理学报, 1992, 47(3): 267~273
- [8] Ma, W., et al., Journal of Glaciology, 1990, 36(122): 37~40
- [9] Golubev, V. S., Proc. International workshop on the correction of precipitation measurement, Zurich, Switzerland, 1985: 57~59
- [10] Goodison, B. E., et al., Proc. International workshop on precipitation measurement, St. Moritz, Switzerland, 1989: 121~126
- [11] Woo, M. K., et al., Atmosphere-Ocean, 1983, 21(3): 312~325

Experimental Study on Comparability of Snowfall Measurement by Precipitation Gage and Snow Survey

Yang Daqing, Zhang Zizhong, Kang Ersi, and Zhang Yinsheng

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences)

Kelly Elder and Richard Kattelmann

(Center for Remote Sensing and Environmental Optics, University of California, Santa Barbara)

Abstract: According to the comparative measurement of 8 snowfalls by using the methods of precipitation gages and snow survey on the ground in a small alpine watershed of the Urumqi River Basin during the period between Oct. 1989 to May 1990, it is found that the Chinese standard precipitation gages catch 73% of the relative ground true snowfall. Therefore the snowfall measurement of the gage has a poor representative to the basin-wide snowfall. This systematic error caused by wind effect on the gage should be corrected first for water budget calculation and snow-melt runoff simulation in mountain area.

Key words: deposit snow; snowfall; measurement.