

乌鲁木齐河源高山区季节积雪的分布及其密度变化*

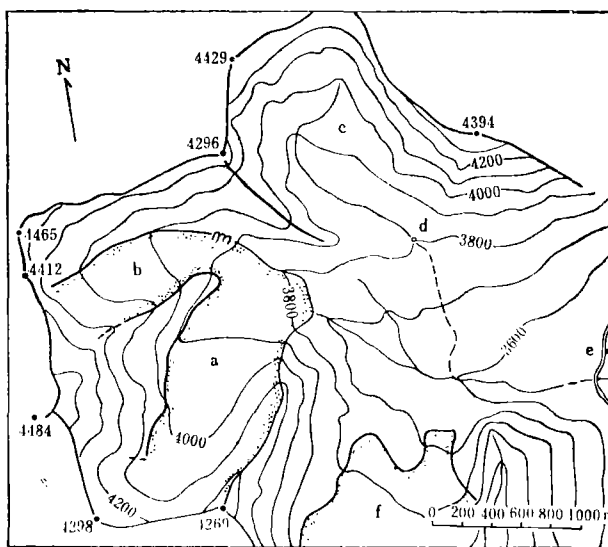
杨大庆 王纯足 张寅生 张志忠

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

提 要: 本文分析了乌鲁木齐河源大西沟气象站及邻近的1号冰川及空冰斗小流域的近期观测资料, 得出乌鲁木齐河源高山区三种地形下季节性积雪深度和密度变化的若干重要特征。

主题词: 季节性积雪 积雪深度 积雪密度 高山区

山区的季节性积雪是山地冰川发育和水资源形成的物质, 它的反射特性制约着山区地面能量的收支平衡, 从而影响山地生态系统、气候条件和冻土状况以及冰雪水文过程。山区季节积雪的形成、发展和消亡受气温、降水、风吹雪和小地形(坡向和坡度)的共同制约。季节积雪的深度和密度是表征其性质的基本要素, 在计算雪水当量^[1]、模拟融雪径流^[2], 估计积雪的导热系数^[3、4]及其反射、透射和吸收率^[5-7], 以及建筑物雪荷载计算^[8、9]中均是重要的参变量。近年来胡汝骥等^[10、11]和李培基^[12、13]曾分析全国和天山地区的积雪分布规律及其30年来的变化过程。然而, 由于资料条件的限制, 国内有关高山地区季节积雪状况的细致研究尚不多见。本文应用乌鲁木齐河源大西沟气象站(3539m, 43°06'N, 87°15'E)及邻近的1号冰川(3740—4300m, 43°06'—07'N, 86°48'—49'E)和空冰斗小流域(3805—4360m, 43°07'—08'N, 86°49'—50'E)(图1)近期的观测资料, 分析天山乌鲁木齐河源高山区积雪的分布及其密度变化的主要特征。



a. 1号冰川东支 b. 1号冰川西支
c. 空冰斗 d. 空冰斗水文站
e. 大西沟气象站 f. 2号冰川

图1 研究区域示意图

Asketch map showing the research area

本文1992年1月28日收到, 7月12日收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目(No: 0488004)。

一、季节积雪的形成、发展和消亡

据大西沟气象站记录(表1), 乌鲁木齐河源观测降水量的多年(1959—1989)平均值为422mm, 修正观测误差之后约为557mm^[14], 其中85%集中在月平均气温高于0℃的暖期(5—9月), 通常以湿雪、雹和霰等固态形式出现; 月平均气温为负值的冷期(10—4月)降水均为干雪, 总降水量约为60—80mm, 降水日数为50天左右。

表1 大西沟气象站月平均气温(T)和观测降水量(Pm)及系统误差修正后的相对真值(Pt)
Monthly air temperature (T), precipitation measurement (Pm) and true precipitation (Pt) at Daxigou meteorological station

月	T (°C)	Pm (mm)	Pt (mm)
1	-16.0	2.7	4.6
2	-15.4	3.6	6.4
3	-11.2	7.3	11.8
4	-4.8	22.6	32.0
5	-0.4	47.7	64.3
6	2.8	90.5	116.5
7	4.7	106.0	131.8
8	4.6	81.2	101.6
9	0.2	45.1	58.8
10	-4.2	11.0	16.0
11	-9.8	2.5	4.6
12	-13.6	1.7	4.0
年	-5.3	421.9	556.9

大西沟气象站位于河源相对平坦和开阔的河谷中部。1984—1989年雪深资料表明, 该站及附近地区的稳定积雪期长达6个月。通常积雪于10月上旬形成。平均积雪深度约为10—15cm。11—3月降雪量稀少, 积雪深度约保持在15—18cm。4月降水量的明显增加致使雪深达到最大值30—40cm。另一方面, 4月中旬和下旬中午有正温出现, 雪面的升华和融化使得雪层变薄。5—9月是非稳定积雪时期, 降雪在2—3日之内融化消失(图2)。

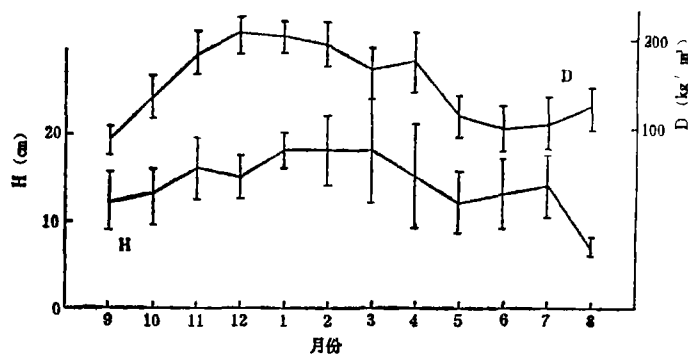


图2 大西沟气象站雪深年变程(H)和雪密度的月平均值(D)及其标准差。

Monthly change of snow depth (H), snow density (D) and their standard deviation at Daxigou meteorological station

空冰斗小流域朝向西南,东、北、西三面为海拔4300m左右的高山环绕,出口处3805m设有水文站,控制面积约为1.68km²。1988年秋季在空冰斗3800—3930m间布设8排42根雪尺,覆盖范围约为0.31km²。占总面积的26%。1989年10月上旬稳定积雪形成至1990年5月中旬积雪融化时期,每隔7—10天所有雪尺的雪深观测表明,空冰斗内的积雪深度基本上呈东南—西北向条带状分布,西面和北面山坡下部和坡脚处的最大积雪深度约为1.5—2.0m,中部相对平坦地段的最大雪深不超过1.0m,东北面和北面山坡接受较多的太阳辐射,冬季积雪表面微弱融化,另外升华量也较大,因此除坡脚处之外,最大积雪深度通常介于0.2—0.4m,北面山坡上部的陡峭地段很少有稳定积雪覆盖(图3)。

空冰斗42根雪尺的平均雪深能够揭示雪尺控制范围内雪深变化的总体状况。图4表明,空冰斗的季节积雪在10月上旬日平均气温接近-4℃时形成,此后及至翌年4月中旬,平均积雪深度维持在10—15cm,4月下旬和5月上旬,随着降水量的明显增加,平均积雪深度达到最大值40—50cm,以后因融化而突然变薄,在5月下旬和6月上旬消失。

1号冰川为双支山谷冰川,东支位于天格尔第二峰(1477m)的东侧,朝向东北,冰舌东端的海拔高度为3740m,冰川面积1.18km²,最大长度为2.33km。东支布设物质平衡花杆37根。观测资料表明,一般年份冰川表面9月份开始积雪,至翌年5月

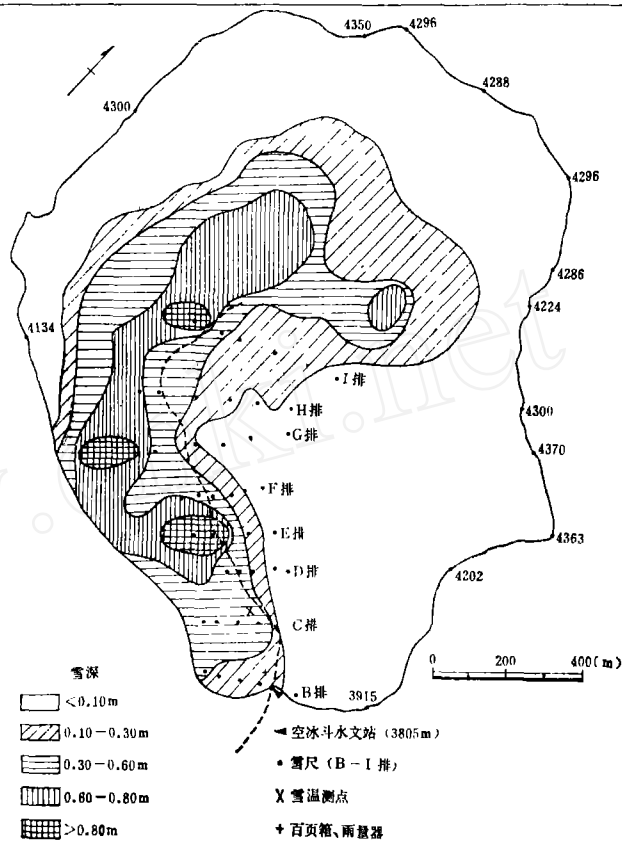


图3 1990年5月14日空冰斗内积雪分布
Dry cirque watershed showing the snow depths on May 11, 1990

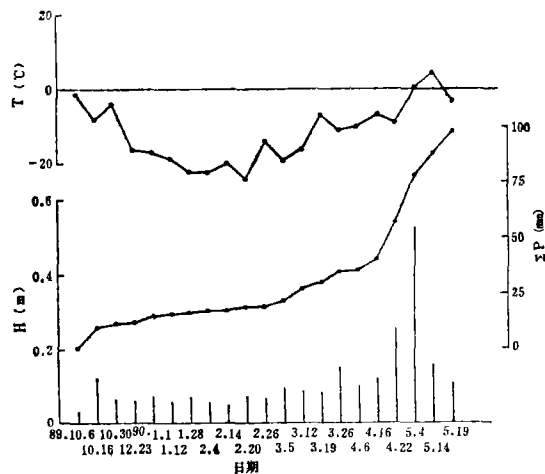


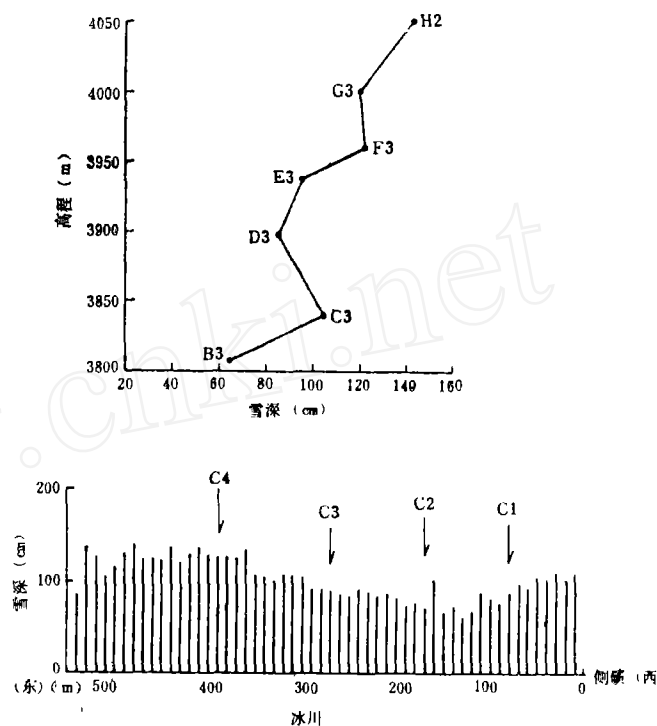
图4 1989-90年冬季冰斗平均雪深(H)、日平均气温(T)和大西沟气象站降水量累积值(ΣP)
The average snow accumulation depth (H) at dry cirque, the daily average air temperature (T) and accumulated precipitation (ΣP) at Daxigou meteorological station

积雪深度逐渐增大, 于 5 月下旬达到最大值 1.5—2.0 m, 6 月份气温升高, 积雪融化形成径流, 7 月和 8 月消融量较大, 积雪明显减薄, 冰舌冰川冰裸露, 并且消融。1990 年 5 月的观测表明, 由于该冰川处于冬季西风环流的背风坡, 接受风吹雪的输送, 最大积雪深度明显大于空冰斗和大西沟气象站, 粒雪盆和东面山坡下部的最大雪深为 2.0—2.5 mm。1 号冰川东支积雪深度在纵横两个方向的变化均较明显, 相对而言, 沿纵向随海拔高度而增加的趋势更为突出(图 5)。

二、季节积雪的密度变化

大西沟气象站用体积量雪器^[15]测定雪压(密度)。据 1984—1989 年的观测资料, 积雪形成期(10 月)该站附近积雪密度约为 140 kg/m^3 , 稳定积雪期(11—3 月)密度增大至 $175\text{—}210 \text{ kg/m}^3$, 为全年的最大值, 积雪融化时期(4 月), 雪层逐渐变湿, 融水渗浸导致雪层底部的密度增大, 实际观测中曾有 280 kg/m^3 的个例。另一方面, 随着降水量的增加雪层中低密度新雪所占的比例明显上升, 因此积雪层的平均密度降到 $150\text{—}175 \text{ kg/m}^3$ 。非稳定积雪期(5—9 月)新雪的密度在 $90\text{—}140 \text{ kg/m}^3$ 之间变化, 平均值为 112 kg/m^3 (图 2)。该值略高于大多数文献^[16—18]中常用的数值 100 kg/m^3 , 与 Megurk 等^[19]在美国内华达山区的观测结果一致。积雪密度观测系列的标准差从 10 月积雪形成时期向 1 月稳定积雪期减小, 以后又增大, 及至积雪融化的 4 月达到最大值, 而在夏季非稳定积雪期内各月间的变化不大。原因是稳定积雪期间降水量稀少, 雪深变化幅度很小, 春季降水量增多, 积雪升华和融化量上升, 雪层中新雪和陈雪的比例剧烈变化, 而夏季的新雪通常较为均一, 几乎无层间的差异存在。

图 6 示 1987 年 9 月至 1988 年 8 月间雪层平均密度、雪深、降水量及 5 日平均气温的时间变化过程。由图可见, 冬季降雪对积雪层的平均密度有重要影响, 在积雪深度为 10—20 cm 时, 如果日降水量超过 1.5 mm, 雪层平均密度通常由 200 kg/m^3 下降到 150 kg/m^3 左右。降水次日积雪沉降的速率一般不超过 5 cm/d , 相应的密度增加率约为 5%, 例如 1987 年 10 月 30 日至 31 日无降水, 积雪深度和密度的变化均很小, 表明因重力作用产生的积雪密实化是一个



上图为沿冰川主流线的纵剖面

图 5 1990 年 5 月 15 日 1 号冰川东支积雪深度纵横剖面
The snow accumulation depth cross and along the east branch of Glacier No. 1 in May 15, 1990

比较缓慢的过程。在非稳定积雪期(5—9月)内,降雪停止后气温回升。地面短期积雪融化。雪层很湿,厚度迅速减小,雪层的平均密度在短时期内大幅度上升。例如5月10—15日和20—25日的增加率分别高达60%和50%,这种融雪水参与的快速密实化过程与冬季积雪在上覆雪层压力作用下的缓慢密实化过程形成鲜明的对比,其中气温是主要的制约因素。

统计分析表明,稳定积雪期雪层的平均密度与积雪深度不相关,证实积雪的密度不随雪深而变化^[16]。然而,雪层平均密度(D)与包含观测日在内的前5日平均气温(T_5)和降水量合计值(P_5)呈显著的反相关((1)、(2)式)。因为在低温天气条件之下,大气降雪晶体的平均尺寸比温暖天气条件下的小,而降雪致使雪层中低密度新雪的比例增加。

$$D = -2.7 T_5 + 158.5 \quad (1)$$

$$(N = 122, R = -0.27, -25.7 \leq T_5 \leq -2.1)$$

$$D = -10.7 P_5 + 207.1 \quad (2)$$

$$(N = 122, R = -0.43, 0 \leq P_5 \leq 9.3)$$

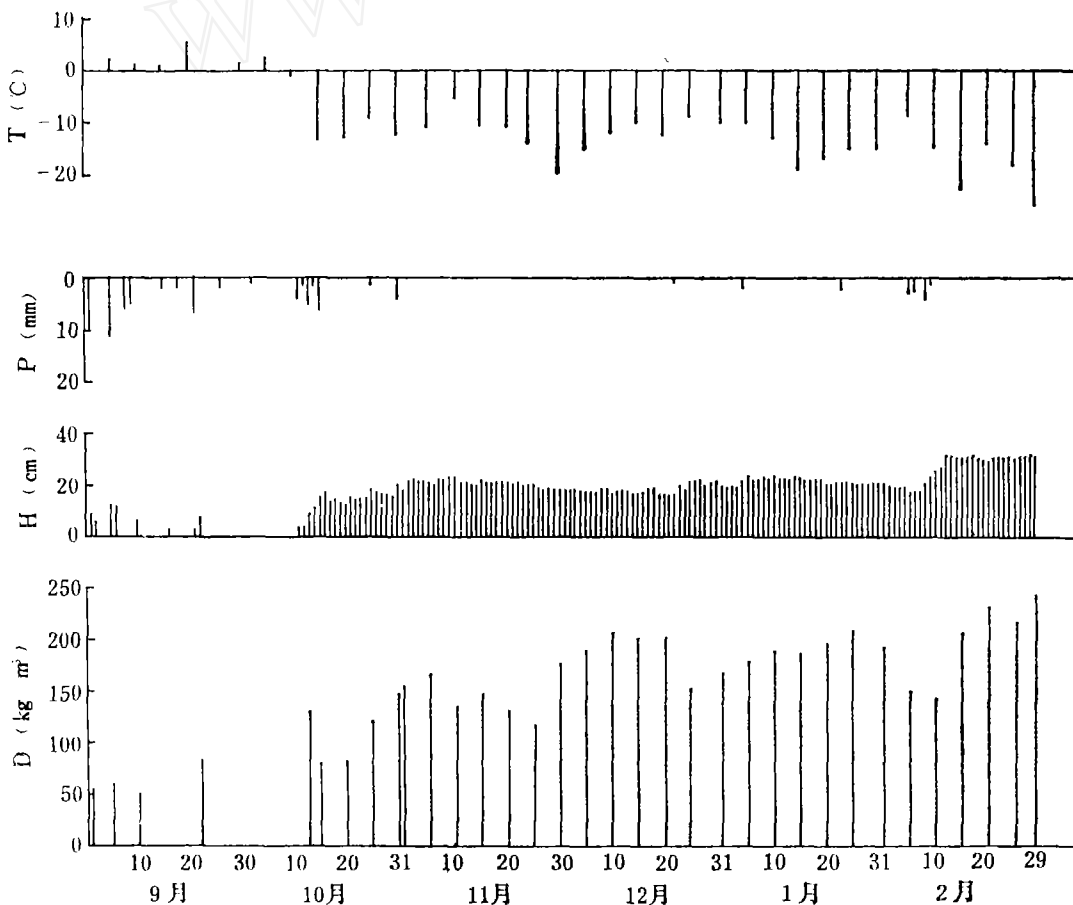
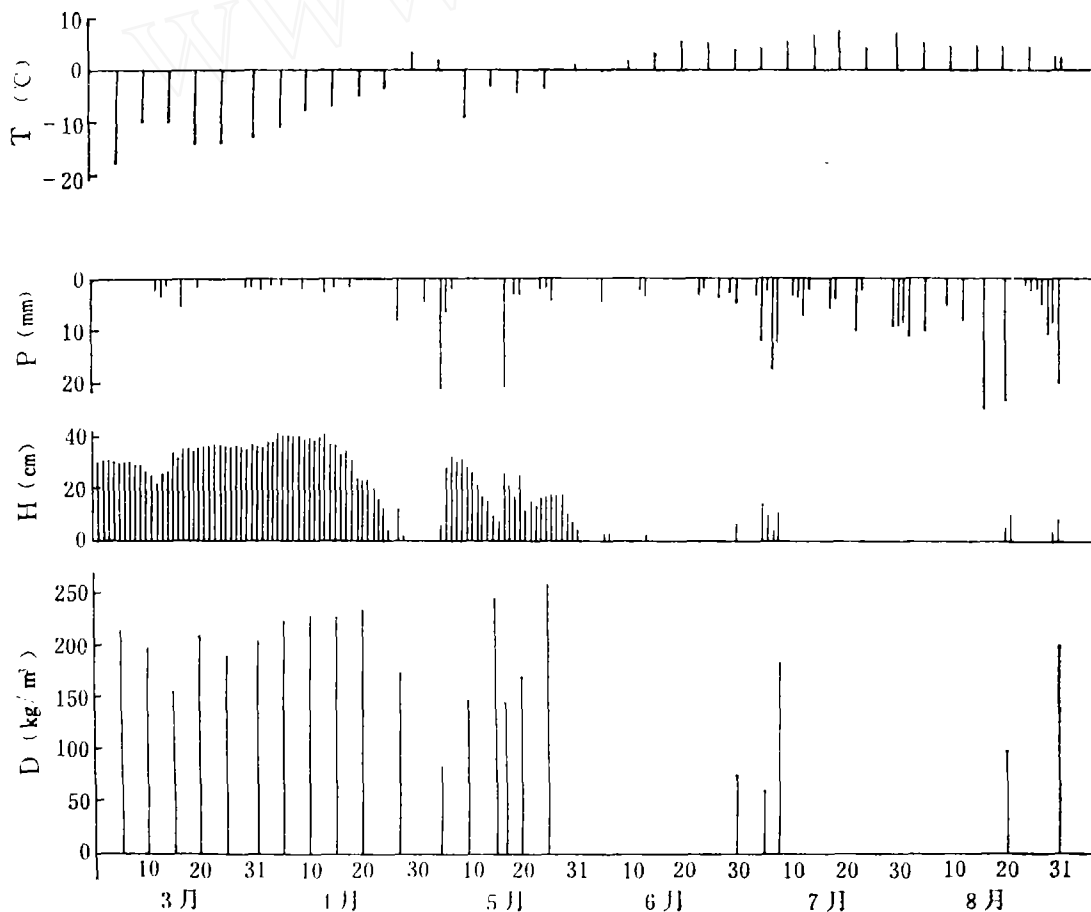


图6 大西沟气象站1987/88年雪深(H)、雪密度(D)的年
Temporal change of the snow depth (H), snow density (D) and the correspo

非稳定积雪期雪层的平均密度与雪深呈正相关, 这一结论与[20]的Meister 计算结果一致。另外, 与稳定积雪期类似, 新雪的密度与降水日气温有反相关关系, 即降水日气温愈低, 新雪密度愈大。风速对新雪和冬季稳定积雪层的平均密度均无明显影响。主要原因是年降水量的88%在日平均风速低于 3 m/s 的条件下发生, 参加相关计算的日平均风速介于 $0 \sim 5.3 \text{ m/s}$, 75日的平均值为 2.2 m/s , 如此低的风速, 不足以导致雪花因频繁碰撞而明显圆化, 从而较紧密地堆积。

冰川表面积雪的密度通常需开挖雪坑分层测量。使用的仪器为日本产体积为 100 cm^3 的取样器和感量为 1 g 的弹簧秤。1982—83年1号冰川37根物质平衡花杆下的雪坑资料表明, 冰川表面的积雪平均密度年变程与大西沟气象站的相距甚远(图7)。1982年9月和10月积雪形成和发展初期的平均密度介于 $250 \sim 280 \text{ kg/m}^3$, 10月底至翌年4月底之间, 积雪的平均



内时间变化及相应的5日平均气温(T)和日降水量(P)

uding 5-day averaged air temperature (T) and daily precipitation(p)

密度增大到 $290\sim 330\text{kg/m}^3$,积雪深度亦同步逐渐增加,5—7月积雪融化,雪层变湿,中下部有厚度为若干厘米的冰片(层)发育,因此平均密度由 295kg/m^3 大幅度地上升到 395kg/m^3 。值得注意的是,1983年9月2日东支冰川表面积雪的平均密度比1982年同期高 125kg/m^3 。原因是1982年8月的平均气温比一年前高 2.1°C ,而降水量少 35mm ,因此冰川表面积雪浅薄。融化之后形成冰雪混合层,具有较高的密度。

冬季冰川处于纯积累状态,冰川表面积雪不会融化,均为干雪层,地形和雪层结构等因素引起的积雪密度的空间差异比较小。春季和夏季,冰川表面零平衡线以下高度带内的积雪融化,含水率增大,融水渗浸在雪层当中及其底部形成冰片(层)。然而零平衡线以上高度带内积雪仍然较干,冰片(层)较少。因此,消融期内冰川表面积雪层含水率和渗浸冰层厚度的差异是积雪密度的空间变化幅度比冬季大2—3倍的主要原因。这种差异在冰川纵向表现为积雪的密度随海拔增高而减小,在冰川横向无明显的规律性(图8)。

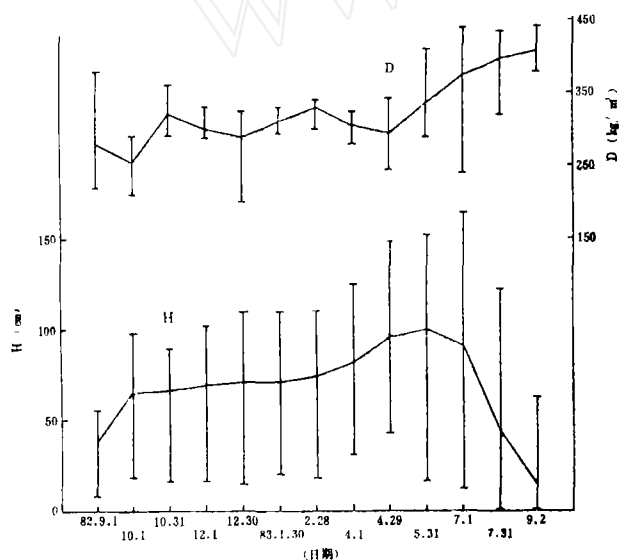
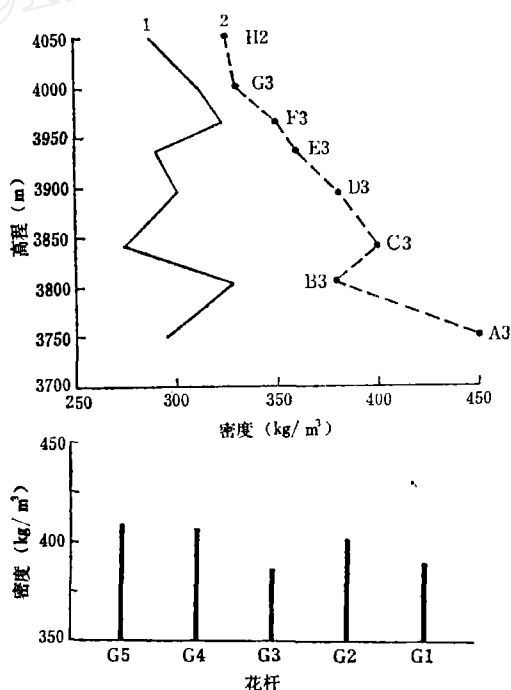


图7 1982/83年1号冰川东支表面积雪的平均密度(D)和深度(H)及其变幅

Average snow depth (H), density (D) and their ranges on east branch of

Glacier No. 1 in 1982/1983



1. 1983年1月3日, 2. 1990年5月15日, 沿冰川主流线的纵剖面

图8 1号冰川东支表面积雪密度的纵向和横向变化

The variation of snow-accumulation density on the surface cross and along the east branch of Glacier No. 1

据1990年空冰斗内 C_2 雪尺附近的雪坑资料,冬季空冰斗底部积雪的密度由1月上旬的 230kg/m^3 向3月中旬逐渐增大到最大值 310kg/m^3 ,此后随降雪量的增大雪层平均密度在短期内于1月下旬5月初降落至最小值 215kg/m^3 ,5月中旬和下旬积雪融化,密度明显上升

到 300kg/m^3 (图9)。由于微地形对积雪深度及其变质过程影响的差异性导致雪层结构的不同, 积雪层的平均密度在很小的空间范围内表现出较大的变化 (图10)。相对于积雪密度而言, 雪深的空间和时间变化幅度更大^[16]。为了准确计算一定范围 (如小流域或冰川表面) 内的平均积雪水当量, 积雪深度及其密度测量点的数量和分布状况至关重要, 观测仪器和方法等亦具有研究价值^[21、22]。

Hall^[23]和Dozier^[1]等建立了积雪天数与积雪层平均密度间的指数和直线关系, 成功地模拟内华达山区冬季深厚积雪 (最大深度6—8 m) 平均密度的时间变化过程。陈乾^[24]将上述模型移用到大陆性气候的祁连山浅薄积雪 (0—19 cm) 区域的融雪季节 (4—6月)。图11表明, 浅薄积雪层的平均密度一方面因密实化而缓慢增大, 另一方面又因降雪增加低密度新雪使雪层平均密度突然变小。因此, 上述模型能够描述冬季深厚的积雪区域雪层因压力作用而产生的缓慢密实化过程。 (此时段降雪不致于严重改变积雪层的平均密度) 但是, 在融化季节对融水参与的融冻密实化过程, 尤其对深度不及1.0 m的浅薄积雪条件是不合适的。

综合全文, 得到乌鲁木齐河源高山区三种地形下季节性积雪深度和密度变化的若干重要特征 (表2)。

值得指出的是, 由于小地形的差异, 乌鲁木齐河源季节性积雪的分布极不均匀, 雪密度的时间和空间变化幅度亦较大。因此大西沟气象站雪深和雪压观测资料的空间代表性极其有限。这一事实表明, 在山区浅薄积雪带, 制作积雪深度图和计算积雪水当量与冰川积累量以及融雪径流分析和模拟时, 使用研究区域之内或邻近气象站 (哨) 的积雪和其他气象要素的

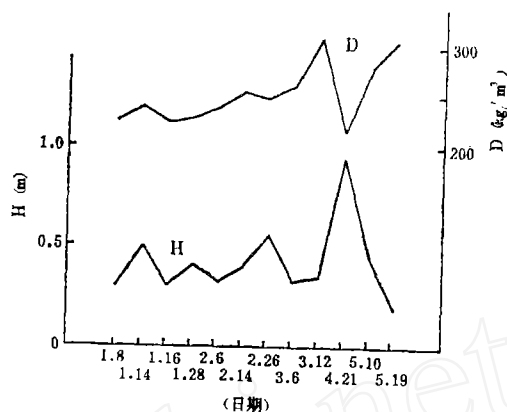


图9 1990年1—5月空冰斗C₂测点积雪层平均密度 (D) 和积雪深度 (H)
Snow depth (H) and its density (D) at snow-stake C₂ in Dry Cirque during Jan.to May, 1990

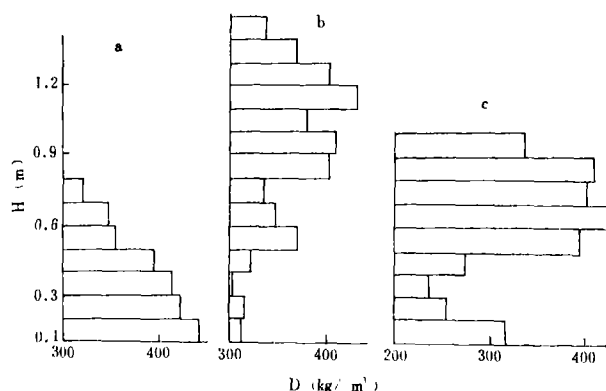


图10 1990年5月19日空冰斗不同部位雪层密度剖面
a.坡向: 北, 坡脚, 高程: 3910m; b.高地, 3980m;
c.坡向: 东, 坡脚, 3920m
Snow density (kg/m^3) profile at various locations in Dry Cirque on May 19, 1990

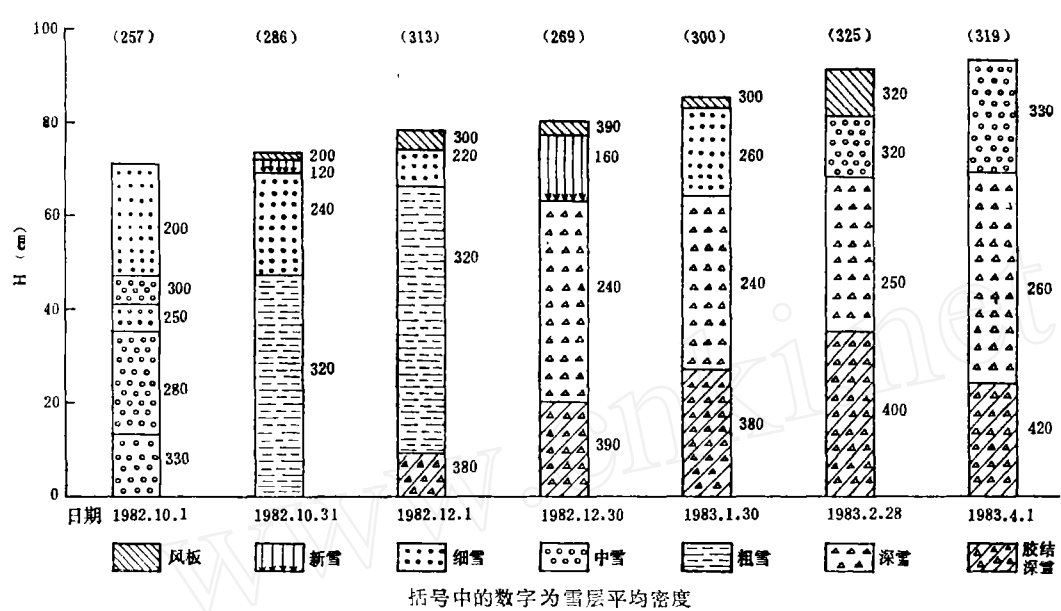


图 11 1982/83年 1 号冰川东支 C₄ 花杆积雪剖面 and 密度
Snow density profile at stake C₄ on east branch of glacier
No. 1 in the winter of 1982/83

表 2 乌鲁木齐河源积雪的主要特征
Main characteristics of seasonal snow cover in Urumqi River basin

地 点	大西沟气象站 (3539m)	空 冰 斗 (3800—4360m)	1 号冰川东支 (3740—4300m)
地 形	河谷中部 平坦、开阔	高山谷地 南坡、迎风	冰川谷地 北坡、背风
稳定积雪期	10—3 月	10—4 月	9—5 月
最大雪深 及出现时间	0.5—0.6m 4 月下旬—5 月上旬	1.5—2.0m 4 月下旬—5 月上旬	2.0—2.5m 5 月下旬—6 月上旬
分布特征	较均匀	极不均匀	不均匀
融化时期	4—5 月	5—6 月	6—8 月
非稳定积雪密度 (kg/m ³)	90—140		
稳定积雪密度 (kg/m ³)	140—210	215—380	250—395
主要影响因素	降水、气温	地形、降水	高度、地形、降水
密度变化规律	春冬大、冬季中、夏季小	冬季小、春季大	冬季小、春季中、夏季大

观测资料时，一定要慎重地分析其代表性。应当通过一段时期的对比观测，建立基本站（气象站、气象哨）与不同地形观测点气象要素之间的联系，并据此有条件的内插和适当外延〔25〕。

致谢: 衷心感谢中国科学院天山冰川观测试验站在野外工作期间提供的科研和生活条件。

参 考 文 献

- 〔1〕 Dozier J, et al.. Snow, snowmelt, rain, runoff, and chemistry in a Sierra Nevada watershed. Final report to California Air Resources Board, 1919.16—26
- 〔2〕 Martinec J, et al.. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 84, 1986.197—219
- 〔3〕 任贾文等. 南极洛多姆冰帽BJ钻孔粒雪层的热学性质及其温度分布, *南极研究*, 1989, 1(2): 18—26
- 〔4〕 Yen Y.C. Review of thermal properties of snow, ice and sea ice. *CRREL Report*, 1981.81-10
- 〔5〕 Langham E.J. Physical properties of snowcover. *Handbook of Snow*. Toronto: Pergamon Press, 1981.314-323
- 〔6〕 白重媛等. 天山乌鲁木齐河源1号冰川夏季消融期内反射率的变化. *冰川冻土*, 1989, 11(4): 311-324
- 〔7〕 谢应钦等. 雪层内太阳的穿透辐射. *冰川冻土*, 1988, 10(2): 135-142
- 〔8〕 Taylor D.A. Roof snow loads in Canada. *Can J Civil Eng* 7, 1980, 1-18
- 〔9〕 Sack R.L. Designing structures for snow load. *J Struct Eng* 155, 1989, 303-315.
- 〔10〕 胡汝骥等. 试论中国为雪害区划. *冰川冻土*, 1987, 9(增刊): 1—12
- 〔11〕 胡汝骥等. 中国天山的雪崩及其原理. *冰川冻土*, 1987, 9(增刊): 13—24
- 〔12〕 李培基. 中国季节积雪资源初步评价. *地理学报*, 1988, 43(2): 108—119
- 〔13〕 李培基. 近30年来我国雪量变化的初步探讨. *气象学报*, 1990, 48(4): 433—487
- 〔14〕 Yang Daping, et al.. Research on analysis and correction of systematic errors in precipitation measurement in Urumqi river basin, Tianshan. *Proc International Workshop on Precipitation Measurement, Switzerland: St Moritz*, 173-179
- 〔15〕 中央气象局. 地面气象观测规范. 北京: 气象出版社, 1979.68—71
- 〔16〕 Goodison B E, et al. Measurement and data analysis. *Handbook of Snow*, Toronto: Pergamon Press, 1981.200-210
- 〔17〕 王彦龙. 滇北和天山西部季节性积雪的若干物理性质. *中国地理学会第2届全国冰川学术会议论文选集*, 兰州: 甘肃人民出版社, 1987.187-194
- 〔18〕 Ma W, et al.. Relationship between the development of depth hoar and the avalanche release in the Tianshan mountains, China. *Journal of Glaciology*, 36 122, 190. 37-40
- 〔19〕 McGurk B, et al.. Density of new snow in the Central Sierra Nevada. *Proc. 56th Annual Meeting of Western Snow Conference*, 1988.158-161
- 〔20〕 Meister R. Density of new snow and its dependence on air temperature and wind. *Proc International workshop on the Correction of Precipitation Measurements, Switzerland: Zurich*, 1985.73-80
- 〔21〕 Goodison. Accuracy of snow samplers for measuring shallow snowpacks: an update. *Proc 35th Annual Meeting East Snow Conf*, 1978.34-43

- (22) Hall D.K, et al., Remote sensing of ice and snow. New York: Chapman and Hall Ltd, 1985, 26-32
- (23) Schmidlin T.W., A Critique of the climatic record of water equivalent of snow on the ground in the United States. J Applied Meteorology 29, 1990, 1136-1141
- (24) 陈乾等.用AVHRR资料反演祁连山区积雪参量.冰川冻土, 1990, 12(4): 281-292
- (25) 傅抱璞.山地气候研究的若干问题.山地气候文集, 北京: 气象出版社, 1982, 15-22

DISTRIBUTION OF SEASONAL SNOWCOVER AND VARIATION OF SNOW DENSITY ON THE HEADWATERS OF URUMQI RIVER BASIN

Yang Daqing Wang Chunzu Zhang Yinsheng Zhang Zhizhong

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

Subject term: seasonal snowcover, snow depth, snow density,
mountain region

Abstract

Because of wind drift of snow and the different thermal conditions on various locations of the microtopograph, the distribution of the shallow snowcover is extremely uneven in the high alpine area of Urumqi river basin. Snow depth, duration of snowcover, melting date and the stratification of the snowpack and its mean density are variable in great extent from the bottom of the river valley to north and southfacing slopes. Therefore snow depth and density data from the meteorological station in mountain regions generally has a very small limited representative to the nearby area. And the spatial representative of meteorological data in mountain regions should be analysed first in mapping the mountain snow depth, calculating winter and spring water budget and modelling snowmelt runoff process.