

天山乌鲁木齐河源高山区的降水特征^①

杨大庆 康尔泗

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

Felix Blumer

(瑞士联邦理工学院地理研究所)

提 要 乌鲁木齐河源降水量的年相对变率为10%，夏季降水日数和时数均为各季之首，微量降水经常发生，降水量日变化为昼雨单峰型。实际观测表明，河源地区夏季系统天气降水量随海拔的上升而增加，直到冰川粒雪盆4030 m处。平均而言，从60年代至今，河源地区年降水量无明显增大或减小，然而其年际间的变化幅度及极差明显增大。

关键词 河源 降水特征

西北高山地区的降水对山地冰川发育和变化、山区水量平衡、水分循环及河川径流情势有重要的影响。遗憾的是，目前我国山区气象及水文观测站(点)稀少，资料缺乏，客观上限制了人们对山区降水规律的深入认识。位于天山乌鲁木齐河源的大西沟气象站(3540 m, 43°06' N, 87°15' E)自1958年6月建立至今积累了32年的长系列降水量观测资料。1986、1987年夏季我们在1号冰川及邻近地区若干站点开展降水量观测实验研究，使用的仪器包括中国标准雨量器、瑞士Hellmann雨量器和总雨量器，测雪板(Yang Daqing *et al.*, 1989)以及WMO推荐的Gelubev双层防雪栅栏和Tretyakov防风圈(WMO, 1985; Blumer, 1990a, b; 杨大庆 *et al.*, 1990)等(表1)。基于上述资料和研究工作，本文探讨乌鲁木齐河源高山地区(简称河源地区)的降水特征。

1 降水量的年变程、降水日数和微量降水

乌鲁木齐河流域深居大陆内部，河源高山区降水量的年变程为典型的单峰型。大西沟气象站月平均气温低于0℃的冷期(10—4月)各月的降水量不及25 mm，11—1月的降水量仅为2—4 mm。5—9月期间，月平均温度高于0℃，为温暖多降水时期，降水多以湿雪、雹和霰等固态形式出现，总降水量占年降水量的88%，7月的降水量高达120 mm(图1)。大西沟气象站多年(1959—1990年)平均降水量约为429 mm，变率为10%，与全国最小变率(9%)接近，远远低于西北干旱盆地30—50%的相应值(程纯枢 *et*

^① 本文于1991年12月5日收到，1992年1月23日改回；属国家自然科学基金资助项目成果之一。

表 1 1986、1987 年夏季乌鲁木齐河源降水量对比观测试验点和仪器

Table 1 Locations and instruments for the intercomparison of precipitation measurement in the source area of the Urumqi River basin in the summers of 1986 and 1987

站 名	位置和高度	仪 器	观测时期
大西沟 气象站	43° 06' N 86° 50' E 3 540 m	测雪板 中国标准雨量器(0.0 m, 0.7 m, 2 m) Belfort 自记雨量计(1.0 m) Nipher 防风圈+中国标准雨量器(2 m) Tretyakov 防风圈+中国标准雨量器(2 m)	1986.5.1—8.31
1 号冰川 前 沿	3 720 m	中国标准雨量器(0.7 m, 2 m) Hellmann 雨量器(2 m) Golubev 双层防雪栅栏+中国标准雨量器(2 m) 瑞士总雨量器(1.5 m)	1987.6.15—8.31
1 号冰川 侧 坡 停 车 场	3 870 m	中国标准雨量器(0.7 m) Hellmann 雨量器(1.5 m) 测雪板	1987.6.15—8.31
1 号冰川 东 支 中 部	3 910 m	中国标准雨量器(1.5 m) Hellmann 雨量器(1.5 m) Belfort 自记雨量计(1.5 m) 测雪板	1987.6.15—8.31
1 号冰川 东 支 粒 雪 盆	4 030 m	中国标准雨量器(1.5 m) Hellmann 雨量器(1.5 m) 瑞士总雨量器(1.5 m)	1987.6.15—8.31

注: 括号中数字表示仪器器口的高度。

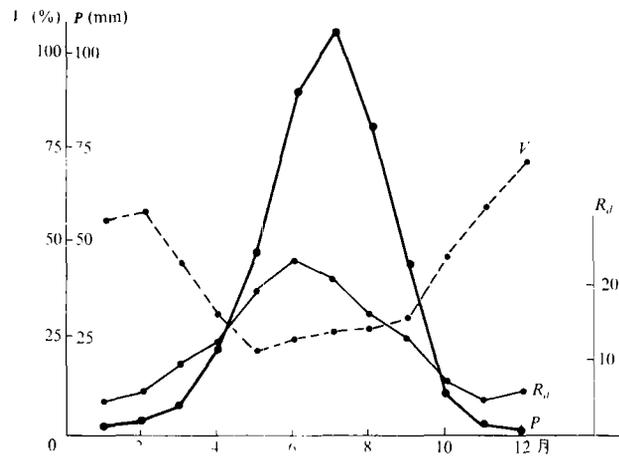
图 1 乌鲁木齐河源降水量(P)、降水变率(I)及降水日数(R_d)的年变程

Fig.1 Annual variation of amount variability and days of monthly precipitation in the source area of the Urumqi River

al., 1982; 林之光, 1985), 表明中小尺度地形对降水变率分布的明显影响(汤懋苍 *et al.*, 1985)。河源地区月降水相对变率的年内变化与月降水的年变程相反, 为“V”型分布, 即冬季降水少时, 降水变率最大, 超过 55%。夏季多雨时期, 降水变率最小, 一般不超过 30%。值得指出的是, 虽然降水变率与降水量年变程趋势相反, 但两者的峰点与谷点并非严格对应。河源地区月降水变率的最大值出现在 12 月, 对应于年内月降水量的最低值; 最小值出现在 5 月, 并不与降水量最大的 7 月对应(图 1)。

河源地区夏季降水日数最多, 春秋季节次之, 冬季最少, 年降水日数约为 140 天(图 1), 远多于中山带(英雄桥水文站 116 天)和平原地区(乌鲁木齐气象站 86 天)。值得注意的是, 夏季河源地区对流性降水(阵雨、冰雹和霰)较多, 冬季空气中水汽含量低。因此, 微量降水(观测降水量不足 0.1 mm)经常发生, 气象观测记录中记载降水量为 0。1981—1987 年间, 河源大西沟气象站微量降水日数最多, 一年达到 64 天, 最少为 48 天, 平均 54 天。河源地区的微量降水主要发生在 3—9 月的白天。6—8 月降水次数最多, 微量降水次数相应增加。微量降水之前或之后出现可观测降水(>0.1 mm)的可能性较大。因此, 微量降水被可观测降水掩盖的可能性增大。于是夏季观测并记录的微量降水次数比实际微量降水次数要少。另外, 夏季微量降水通常持续数小时, 或在一日之中出现数次, 致使微量降水日数也不能真实地反映微量降水次数。如 1983 年大西沟气象站白天(8:00—20:00)和夜晚(20:00—8:00)微量降水次数之和为 104 次, 而年微量降水日数仅 44 天。根据雨量器湿润损失实验, 不带漏斗和储水瓶的中国标准雨量器每次降水观测中的湿润损失量为 0.32 mm(杨大庆, 1987), 微量降水时中国标准雨量器的湿润损失量应当低于平均湿润损失量。保守地假定微量降水的平均降水量为 0.1 mm, 则 1983 年大西沟气象站因忽略微量降水而导致观测降水量偏少 10.4 mm。

2 夏季降水强度

降水强度对坡地侵蚀、洪水过程、土壤和浅层地下水的调储有重要影响。口径为 20.3 cm 的 Belfort 自记雨量计以称重方式记录降水时间、降水强度和时段累积降水量, 其观测精度为 0.1 mm, 在美国和加拿大为常用的降雪观测仪器。1986 和 1987 年夏季, 我们分别在大西沟气象站和 1 号冰川东支中部 3 910 m 观测点使用该仪器观测降水。资料表明, 在绝大多数情形下, 河源地区的日降水量均低于 5 mm, 日降水量超过 15 mm 的比例极低。1987 年夏季的最大日降水量约为 45—50 mm, 同期中山带冰川站基地的最大日降水量未超过 25 mm, 表明夏季乌鲁木齐河流域山区的日最大降水强度随海拔的增加而增大(图 2)。

据 1987.6.15—8.31 1 号冰川中部 3 910 m 处 Belfort 自记雨量计的观测资料, 60 次降水的强度介于 0.4—4.1 mm/h 之间, 平均强度为 0.93 mm/h, 三分之二降水的强度低于 1 mm/h, 与欧洲阿尔卑斯山区的降水强度比较, 乌鲁木齐河源的降水强度较低。

根据 Belfort 雨量计的记录, 能够计算出降水期间每 1 小时的实际降水强度。在 1987.6.15—8.31 间的 293 h 降水中, 约有 140 h 的降水强度低于 0.5 mm/h, 145 h

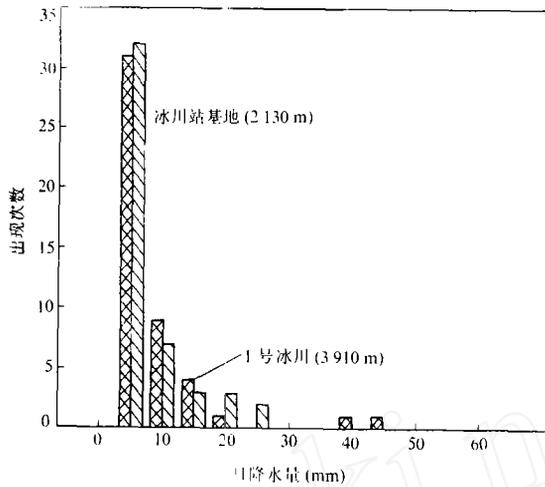


图2 1987年夏季1号冰川和冰川站基地日降水量的频率分布

Fig.2 Frequency distribution of daily precipitation at Glacier No. 1 and the base camp of the Tianshan Glaciological Station during the summer of 1987

表2 1987年夏季乌鲁木齐河源最大降水强度

Table 2 Maximum values of precipitation intensities in Tianshan Mountains in the summer of 1987

日期 (月.日)	时间 (地方时)	降水强度 (mm/h)	最强降水发生时间 (从降水发生起算, h)	本次降水总历时 (h)
7.17	14:00	5.56	3	4
7.5	21:00	5.25	3	6.5
7.27	07:00	4.94	21	25
7.26	12:00	4.63	2	25
7.26	18:00	4.63	8	25
8.4	19:00	4.17	4	5
7.12	15:00	4.01	1	1
7.27	02:00	3.70	16	25
7.31	18:00	3.55	3	6
7.15	10:00	3.40	21	23

的降水强度介于 0.5—3.0 mm/h。最大 1 小时降水强度为 5.6 mm/h, 发生在 7 月 17 日 16:00—17:00(地方时)。表 2 为 1987 年夏季观测时段内 10 个最大 1 小时降水强度, 它表明大多数高强度降水发生在下午历时相对较长的降水过程中, 似乎为系统性天气降水所致。

3 夏季降水时数、降水量日变程

雨日是通常用来表示降水持续性的指标, 林之光等(1983a)认为其代表性极差。因

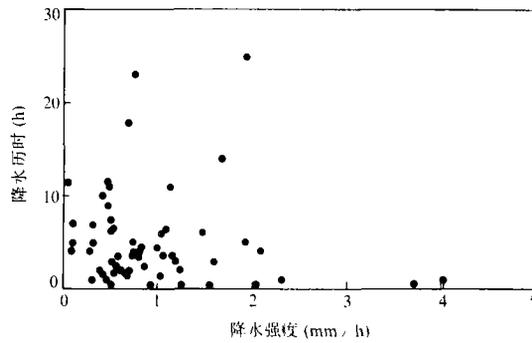


图3 1987年夏季乌鲁木齐河源降水强度与降水历时的对应

Fig.3 Dependence of precipitation intensity on its duration in the source area of the Urumqi River in the summer of 1987

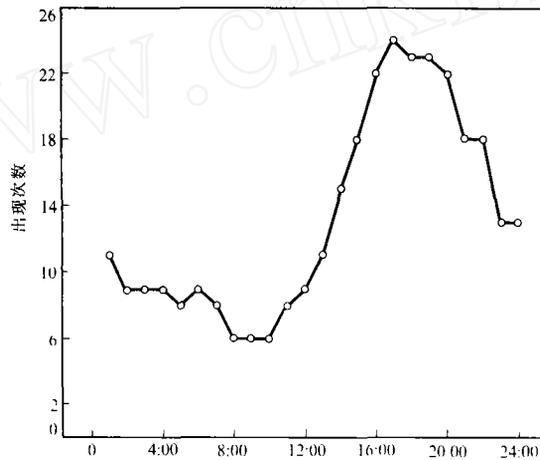


图4 1987年夏季乌鲁木齐河源降水量平均日变程

Fig.4 Averaged diurnal variation of precipitation in the source area of the Urumqi River during the summer of 1987

此,有必要研究降水时数的变化。据1986年大西沟气象站 Belfort 雨量计的观测资料,河源地区5—8月总降水时数为406 h,占观测总时数的14%。1987.6.15—8.311号冰川东支中部共降水60次,总降水时数为309 h(相当于观测总时数的16%),平均历时为5 h09',其中90%的降水历时低于8 h,最长降水历时为25 h,仅出现过1次。值得注意的是,虽然局地对流性降水通常以历时短、降水强度大为特征,而系统性天气降水的历时长、降水强度低。但是河源地区夏季降水强度与历时之间并不存在简单的正(负)相关关系(图3)。平均而言,河源地区夏季(5—8月)各月的降水时数约为100 h,其中7月降水时数高达120 h左右,为系统性天气降水的多发时段。

Belfort 雨量计的观测资料表明,河源高山区夏季降水量日变程为单峰类型,下午16:00—20:00(地方时)为多降水时段,上午8:00—10:00降水最少(图4)。

4 夏季降水量随海拔的变化

据 1981—1990 年间大西沟气象站和 1 号冰川水文点(3 695 m, 距大西沟气象站约 1.5 km)降水量观测, 5 月份降水量通常随海拔的增高而增加, 6—8 月两站的观测降水量相当接近。1987 年夏季降水量对比观测实验资料表明, 观测降水量由中山带冰川站基地向河源 1 号冰川水文点和侧碛增加, 从侧碛向 1 号冰川中部及粒雪盆观测降水量下降(图 5)。理论上讲降水量垂直分布的年际变化主要取决于环流形势, 然而实际上雨量器观测降水的系统性误差有可能干扰甚至歪曲山区降水量随高度的变化规律(Sevruk, 1972; 林之光, 1983b; Yang Daqing, 1989)。因此, 修正观测降水量的系统误差, 尤其是固态降水中的动力损失是完全必要的。

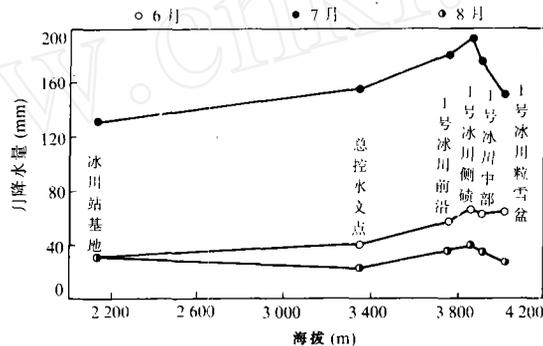


图 5 1987 年夏季乌鲁木齐河流域中山和高山带观测降水量随高度的变化

Fig. 5 Altitude dependence of precipitation in the Urumqi River basin during the summer of 1987

表 3 表示 1987 年夏季 1 号冰川区域若干地点测雪板上新雪深度的观测结果。其中雪深数值多超过 5 cm, 依据河源地区夏季新雪平均密度 125 kg/m^3 (杨大庆 *et al.*, 1988) 估计, 降水量大于 6 mm。显而易见, 中量降水(5—10 mm)和大降水(大于 10 mm)(雪和湿雪)随海拔明显上升到粒雪盆(4 030 m), 一次降水过程中的增加率介于 $0.3\text{—}5.8 \text{ mm}/100 \text{ m}$ 之间。值得指出的是, 河源地区风力通常不大, 降水日的最大平均风速一般低于 6 m/s , 统计分析表明, 年降水量的 88% 在日平均风速低于 3 m/s 的条件下发生。因此, 降雪时和降雪停止后风吹雪不甚严重。表 3 所示的雪深测量一般在降水停止后即进行, 风吹雪的影响不大。

王德辉等(1985)根据 1959 年 6—8 月乌鲁木齐河谷短期气候观测指出, 从中山带到 3 500 m, 降水量增加, 4 000 m 观测点的降水量小于 3 500 m 的同期观测值。因此, 流域夏季的最大降水高度在 3 500 m 左右。李江风(1976)和张家宝等(1987)持相反意见, 认为乌鲁木齐河流域及天山北坡中山带降水量超过高山地区, 2 100 m 上下是唯一的年最大降水高度。杨针娘等(1987)推测, 高山冰川作用区粒雪盆可能是山区第二最大

表 3 1987 年 6 月 15 日至 8 月 31 日 1 号冰川区降雪深度(cm)观测

Table 3 Snow depth(cm) measurement on Glacier No.1 During Jun. 15 to Aug.31 of 1987

观测时间 (月.日,时)	气 温 (°C)	日平均风速 (m/s)	侧碛观测场 (3 870 m)	1 号冰川东支 中部(3 910 m)	1 号冰川东支 粒雪盆(4 030 m)
6.21, 9:00	0.0		6.0	6.8	
6.25, 9:00	-0.6	2.6	12.8	14.0	
6.27, 9:00	-0.1	1.4	2.5	4.5	
6.29, 21:00	0.1	2.0	5.5	7.0	
7.07, 9:00	-0.4	2.3	14.0	13.0	
7.15, 21:00	-0.2	1.1		2.5	4.0
7.16, 9:00	-0.3	2.5	2.5	3.7	7.3
7.18, 9:00	-0.3		14.0	16.0	21.0
18:00	0.0		8.0	10.0	
7.26, 21:00	-0.1	0.9	5.5	6.4	
7.27, 9:00	-0.2		27.5	33.5	35.0
8.01, 9:00	-0.2	1.2	2.5	3.6	
8.04, 9:00	-0.4	1.4	5.0	5.2	
8.05, 9:00	-0.7	2.2	4.5	5.3	
8.15, 9:00	0.1	1.2	2.0	2.3	
平 均	-0.2	1.7			
雪深合计			112.3	131.3	

降水带。本文认为，河源高山冰川粒雪区 4 000 m 上下为夏季中量和大降水的最大降水带。产生上述分歧的原因与资料条件之差异和降水观测系统误差及其修正有关，因此有必要加强以固态降水观测为重点的降水观测误差分析和修正方法的研究。

5 降水量的近期变化

降水量的变化由长期的趋势和叠加于其上的距平(波动)构成，近来的看法认为距平变化更为重要(程纯枢 *et al.*, 1982)。本节分析大西沟气象站观测降水量系列的时间变化，降水资料未进行系统误差修正的原因之一是缺乏修正年降水量的方法。如用系数法，对历年观测降水量修正的比例相同，对讨论年际变化意义不大。另外，河源地区风速近期无明显变化。因此，推测降水观测中的动力损失率(动力损失 / 观测降水量)基本不变，即系统误差不会严重影响年降水量观测系列的趋势及距平变化。

大西沟气象站 60 年代的年平均降水量为 433.8 mm，年度之间的起伏较小，尤其在 1961—1966 年期间特别稳定。因此，60 年代的年降水量变率为 8.1%。70 年代的年平均降水量下降到 426.6 mm，降水量年际之间的差别增大，变率为 10.3%，经历三个高值和三个低值年份，其中 1971 年的降水量高达 521.6 mm，为观测时期内的最高值。80 年代的平均降水量和变率与 70 年代接近，分别为 422.4 mm 和 10.2%，1983—

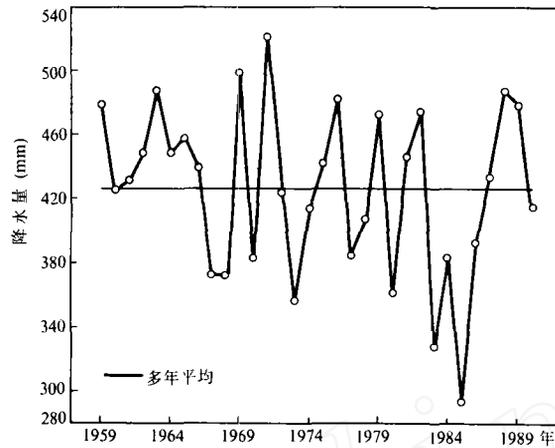


图 6 大西沟气象站 1959—1990 年降水量的变化

Fig.6 Variation of Annual precipitation at Daxigou Meteorological Station during 1969 to 1990

1986 年间出现连续 4 年的负距平, 其中 1985 年为历史最低值, 为 293.4 mm。平均而言, 乌鲁木齐河源降水量近期微弱减少, 年降水量的变化幅度(极差)有增大的趋势(图 6)。

参 考 文 献

- 王德辉、张丕远, 1985. 天山乌鲁木齐河谷气候特征. 冰川冻土, 7(3): 239—248
- 李江风, 1976. 关于高山降水带的分布. 气象科技, (3): 12—14
- 汤懋苍、彭浩, 1985. 青藏高原及周围地区降水变率的初步分析. 高原气象, 4(4): 21—29
- 张家宝、邓子风, 1987. 新疆降水概论. 北京: 气象出版社, 124—136
- 林之光、彭开秀、焦仪珍, 1983a. 我国降水时数时空分布. 地理学报, (4): 69—74
- 林之光, 1983b. 降水观测误差及其对研究山区降水分布的影响. 气象, (12): 13—15
- 林之光, 1985. 中国气候. 上海科学出版社, 136—142
- 杨大庆, 1987. 普通雨量器湿润损失实验的初步分析. 气象, 13(7): 13—15
- 杨大庆 *et al.*, 1988. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其改正. 冰川冻土, 10(4): 384—399
- 杨大庆 *et al.*, 1990. 乌鲁木齐河源高山区固态降水对比测量的主要结果. 科学通报, 35(22), 1 728—1 731
- 杨针娘 *et al.*, 1987. 乌鲁木齐河源山区水量平衡的初步分析. 见: 中国地理学会第二届全国冰川冻土学术会议论文集, 北京: 科学出版社, 16—19
- 程纯枢、王炳忠, 1982. 我国的降水变率. 见: 纪念科学家竺可桢论文集, 北京: 科学普及出版社, 16—19
- Blumer F, 1990a. Investigation of precipitation conditions in the central part of the Tianshan mountains. Hydrology in Mountainous Regions I—Hydrological Measurements, the Water Cycle. IAHS Publ. No. 193, 343—350
- Blumer F, 1990b. Precipitation conditions in Xinjiang province. Glacial Climate Research in the Tianshan, Zuercher Geographische Schriften, 38, 76—107
- Sevruck B, 1972. Precipitation measurement by means of storage gauge with stereo and horizontal orifices in the Bye De Monteax watershed, In: Distribution of Precipitation in Mountainous Areas, Vol. II, WMO, 86—95
- Yang Daqing *et al.*, 1989. Research on analysis and correction of systematic errors in precipitation measurement in Urumqi river basin, Tianshan. In: Proc. International Workshop on Precipitation Measurement, St. moritz, Switzerland, 173—180
- WMO/CIMO, 1985. International Organizing Committee for WMO solid precipitation measurement intercomparison, Final report of first session, Geneva., 1—31

Characteristics of Precipitation in the Source Area of the Urumqi River Basin

Yang Daqing and Kang Ersi

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

Felix Blumer

(Geography Institute of Swiss Federal Institute of Technology)

Abstract

The relative variability of the annual precipitation ranges around 10%. Summer precipitation, with great precipitation days and hours, is much more than other seasons. Trace amount of precipitation frequently occurs in summer. The diurnal pattern of summer precipitation is characterized by the daytime concentrations. Measurements show an increase tendency of summer precipitation with the elevation along the river valley up to 4 030 m a. s. l. in the accumulation area of the glaciers. This is caused by systematic weather processes. On an average, annual precipitation in the source area of the river basin does not change significantly during 1960s and 1980s. However, the variation range of the annual precipitation series tends to increase apparently.

Key words: river source, characteristics of precipitation