

文章编号: 1000-0240(2008)01-0001-11

# 气候变化对塔里木河来自天山的地表径流影响

高前兆<sup>1</sup>, 王 润<sup>2,3</sup>, Ernst Giese<sup>3</sup>

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院 南京地理与湖泊所, 江苏 南京 210008; 3. Center for International Development and Environment Research, University of Giessen, D-35390 Giessen, Germany)

**摘 要:** 塔里木河水资源主要来自天山南坡两条源流, 选择西段阿克苏河和中段开都河-孔雀河作为研究区. 1956—2003 年研究河源山区气温呈持续升温且降水波动增加的趋势, 其中 1995—2003 年升温强劲, 升温速率高出 48 a 期间平均的 3 倍以上; 降水自 1986 年后持续增加, 20 世纪 90 年代较 80 年代增幅达 18%, 并显示出河源山区湿岛向塔里木盆地扩展. 因高山缺少气象观测, 出山径流过程变化可以综合反映中高山带的气候变化. 塔里木河来自天山的地表径流在 1986—2003 年间持续增长, 以冰川融水补给为主的库玛拉克河, 1994 年以来年径流量增加已在前期平均值基础上提升了一个台阶; 开都河以降水径流补给为主, 1986—2002 年出现了观测记录以来的丰水期, 并使 1986 年后博斯腾湖水位快速上升, 恢复到 1958 年记录的最高水位以上. 两河年径流变化趋势基本相似, 但也显示有西、中段的气候变化局部差异, 出现丰枯水期的不一致; 然而, 在近 16 a 升温过程中, 年径流增长幅度和快慢相近.

**关键词:** 气候变化; 降水与气温; 冰川融水与河川径流变化; 天山南坡; 塔里木河

**中图分类号:** P339 **文献标识码:** A

现今塔里木河的主要水资源来自发源于天山南坡的河流, 其中阿克苏河是塔里木河上游三条源流的主流, 约占汇入塔里木河径流的 73%, 库玛拉克河是阿克苏河的主源, 发源于吉尔吉斯和中国边境的天山主峰; 还有发源于天山中段的开都河, 河水流出山后汇入焉耆盆地我国内陆最大的淡水湖博斯腾湖, 经调节流进孔雀河入塔里木盆地, 在塔里木河下游的卡拉汇入干流, 也成为塔里木河下游的一条重要源流. 历史上博斯腾湖出流, 曾沿孔雀河老河道注入罗布泊, 但近代由于受河流改道和人类

活动影响, 才改入塔里木河, 汇上台特玛湖<sup>[1]</sup>. 为了解塔里木河水资源紧缺的原因和近期气候变化的影响, 选择受天山南坡气候影响显著的这两条主要河流进行分析.

## 1 天山气候变化对出山径流的影响

### 1.1 天山山区气温变化

山区气温变化总体上呈波动上升趋势, 代际升温明显, 21 世纪初 3 a 平均高出 60 年代 1.6 °C(表 1). 以位于中山带巴音布鲁克(海拔 2 450 m)和阿

表 1 天山南坡塔里木河源区各年代相对于 20 世纪 60 年代升温值

Table 1 Decadal temperature rises at the headwaters of Tarim River originating from the south slopes of the Tianshan Mountains

年代	春(3—5月)	夏(6—8月)	秋(9—11月)	冬(12月至翌年2月)	年平均
$\Delta T_1$ (1970年代)/°C	0.1	0.2	0.8	0.3	0.5
$\Delta T_2$ (1980年代)/°C	-0.8	0.4	0.1	0	0.2
$\Delta T_3$ (1990年代)/°C	-0.3	0.5	1.0	0.6	0.7
$\Delta T_4$ (2000年代)/°C	0.6	0.9	1.8	1.0	1.6

收稿日期: 2007-06-29; 修订日期: 2007-08-11

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2007CB411507); 国家自然科学基金项目(40371022; 40771047); 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-127)资助

作者简介: 高前兆(1942—), 男, 江苏常州人, 研究员, 1966 年毕业于河海大学, 主要从事寒旱区水文水资源及其合理利用方向研究.

合奇(海拔1 986 m)气象站的年均温度为代表,由20世纪60年代开始波动升高,到70年代初温度达到峰期,在80年代初出现低谷后转入逐步上升,到90年代温度上升最快,出现有2~3 a最高峰期,成为20世纪后半叶最温暖时期,其中1999年是气温最高年份。两站48 a平均增温率,巴音布鲁克站达 $0.429\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ (图1),阿合奇站为 $0.227\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。

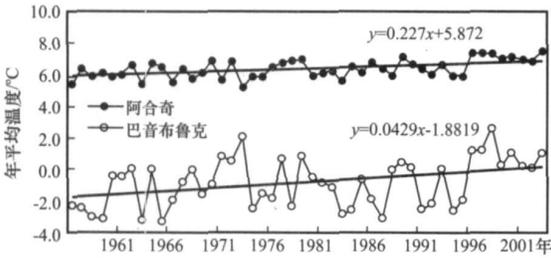


图1 天山南坡近50 a来气温变化

Fig.1 Variations of annual temperatures at Aheji and Bayinbuluke stations on the south slopes of Tianshan Mountains

山区代表站的气温曾在20世纪50年代末为最低,到80年代初出现2~3 a低温年,随即进入升温期,1995—2003年以持续增温为主要特征,并具有

强劲的增温势头,两站9 a增温率分别为 $1.61\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 和 $0.74\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ ,平均达 $1.18\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。

山区的气温随着海拔高度上升而降低,这种温度随海拔高程的递减率在天山北坡根据乌鲁木齐河的资料推算,约为 $0.45\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{m})^{-1}$ ,在冰川上还会增大。根据西部天山气象观测资料,在海拔3 600 m高度以下,平均垂直温度梯度为 $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{m})^{-1}$ ,夏季递减率为 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{m})^{-1}$ 。高山区从非冰川过渡带到冰川区的温度梯度,与一般均一下垫面之间的温度梯度有着显著的差别,这是由于冰川的存在使温度跃动,冰川面积越大,温度跃动值越大<sup>2-3</sup>。

### 1.2 天山南坡降水趋势分析

以阿合奇、巴音布鲁克和巴轮台站(海拔2 458 m)为代表,观测到1956—2003年48 a来天山南坡年降水过程如图2。可看出自20世纪50年代开始,大致经历了60年代前期、70年代中期和80年代前期降水偏丰的波动,尽管在中天山山谷的巴音布鲁克站80年代前期降水有增加,但未达到偏丰标准;但在80年代中期开始到2003年,3站都出现了持续增加的趋势,即使在此期间出现有

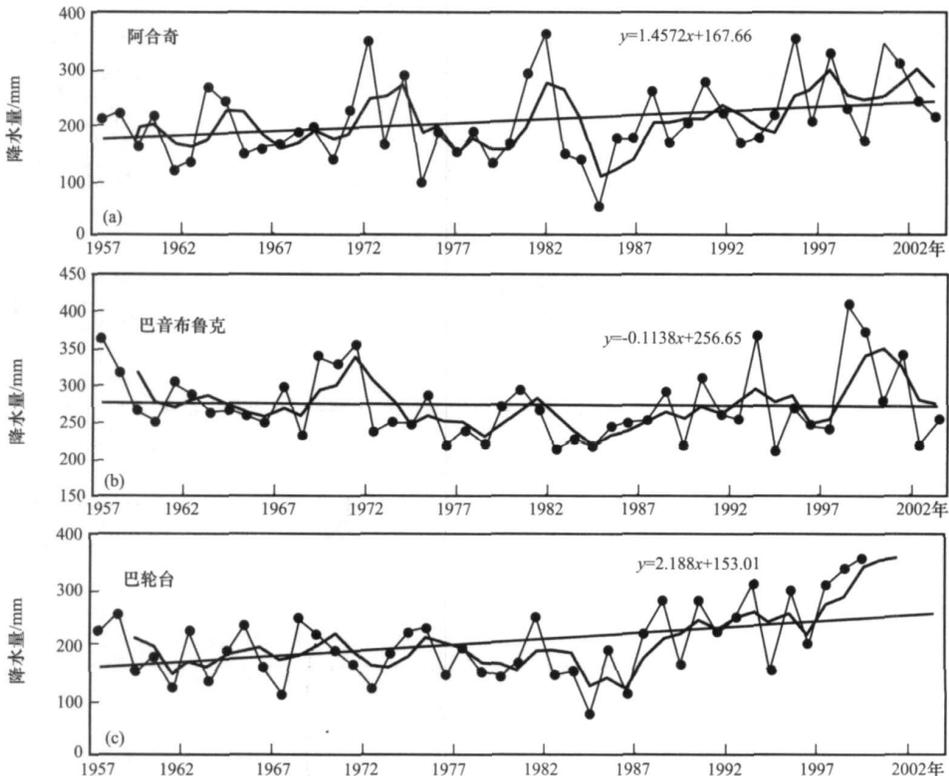


图2 阿合奇(a)、巴音布鲁克(b)、巴轮台(c)观测到的降水增加趋势

Fig.2 Variations of annual precipitation at Aheji(a), Bayinbuluke(b) and Baluntai(c) stations

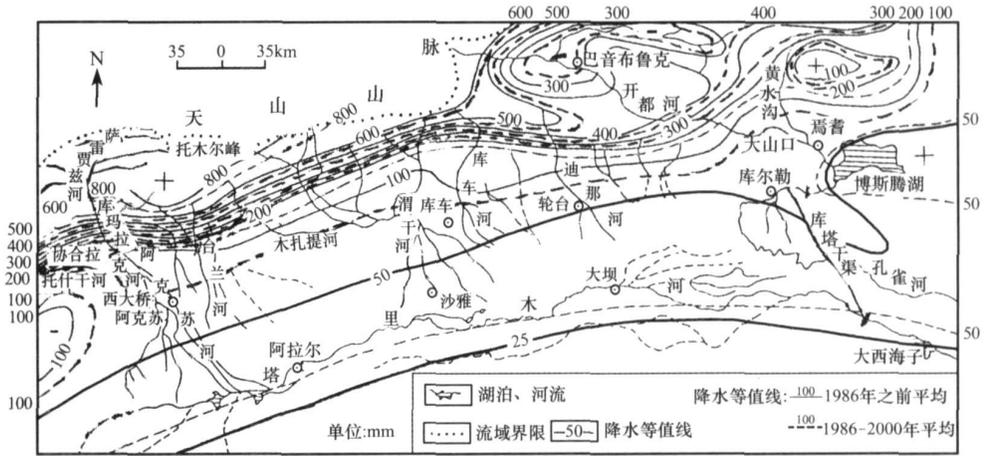


图 3 塔里木河天山南源地区 1986 年前后的降水等值线变化

Fig. 3 The precipitation isolines in the Tarim River originating from the south slopes of the Tianshan Mountains

降水低值, 但都是随时序有所增加. 进入 21 世纪, 除在开都河上游河谷观测到 21 世纪初头几年出现降水量偏少(有 2 a 少于多年平均值)外, 其它位于南坡的降水基本都在持续增加.

20 世纪 90 年代的平均年降水, 明显高于其它年代, 年降水量较 80 年代增加了 18%, 春、夏两季增湿程度较秋冬两季明显. 在空间上, 中天山南麓 80 年代降水较 70 年代减少 12.5%, 90 年代较 80 年代增加 15%, 该地区在 80 年代变干, 到 90 年代又增湿, 且幅度较大; 西天山南麓从 60 年代到 90 年代增加约 30%, 特别是 90 年代较 80 年代增加 21.4%, 显得特别明显. 降水量增加在季节上以冬季和夏季偏多, 由于冬季降水绝对量小, 降水量的实际增加量不大, 夏季占年降水量 50% 以上, 这样, 夏季降水量对地表径流补给作用较大.

天山地区出现的降水增加, 使得位于中亚干旱区的高山湿岛向山麓两侧扩展. 位于天山南麓的降水等值线在 1986—2000 年期间, 对比 1980 年代前期绘制和出版的降水等值线图可看出, 已在不同程度上向塔里木盆地扩展了几至几十公里, 在中高山区也向下伸展了几十至几百米(图 3).

天山水汽主要来自于西或西北方向的湿润气流, 一方面遇到高山阻挡, 另一方面通过山谷和河谷运移, 与当地水汽结合, 遭遇冷空气凝结降水, 使山地降水随海拔上升增多. 随着全球升温、水循环加剧, 在此出现自 1987 年以来的山区降水量持续增加<sup>[4]</sup>, 不仅增强山地湿润程度, 而且也使围绕山地的闭合降水等值线向低海拔推进, 显示出内陆干旱区山地湿岛效应明显加强. 但是, 由于受水汽流遭遇到的山坡、河谷垂直与水平影响, 使位于天

山南坡的降水量随海拔升高增率一般要比北坡和天山西坡(伊犁河谷)要小.

根据对托木尔峰地区、乌鲁木齐河源、台兰河源与阿克苏河在吉尔吉斯境内的萨雷贾兹河源的冰川考察<sup>[5-6]</sup>, 以及在 20 世纪 90 年前取得的山麓地带降水资料, 可以初步勾绘出天山南坡降水随山地高程的分布轮廓. 图 4 为依据水文气象观测资料得到的天山南北坡海拔 3 000 m 以下的分布<sup>[7]</sup>, 图 5 为根据冰川考察资料推算的高山区降水分布, 在海拔 5 000 m 以上降水随高程变化目前还缺少实际观测资料, 需要进一步观测.

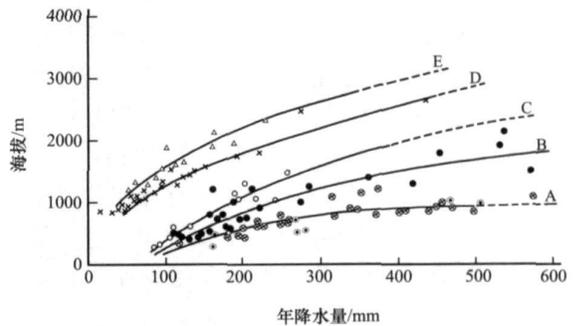


图 4 天山南北坡降水量随海拔高度的分布<sup>[7]</sup>

- A. 伊犁、塔城、石河子; B. 昌吉、乌鲁木齐; C. 博斯腾拉、奎屯、四棵樹; D. 阿克苏、巴音郭楞; E. 克孜勒苏

Fig. 4 Precipitation changing with altitudes on the south and north slopes of Tianshan Mountains<sup>[7]</sup>

从过去冰川考察资料和山区降水量短期观测分析, 在天山南坡也存在有两个降水高度带, 第一高度带在海拔 2 500 ~ 3 500 m, 第二高度带在海拔 5 200 ~ 5 500 m, 分别要比北坡高出 600 ~ 1 000 m 和 1 100 m 以上. 本地区降水随海拔升高的递增率

为  $10 \sim 30 \text{ mm} \cdot (100\text{m})^{-1}$ , 不仅自西向东减小, 而且随高海拔升高也减小, 远比出现在哈萨克斯坦境内的费尔干山下部的降水量最大梯度  $90 \text{ mm} \cdot (100\text{m})^{-1}$  小得多<sup>[8-9]</sup>. 这种降水梯度的分布, 自 1986 年以来随降水量增加, 在山区等值线随海拔向下扩展, 而且随海拔高度上升向下伸展距离逐渐减小; 相应地, 对存在的两个降水高度带也下移, 两个降水高度带中第一高度带下移要比第二高度带要大.

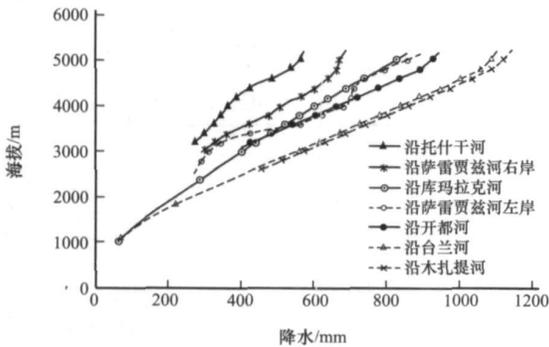


图 5 天山南坡高山区降水量垂直分布

Fig. 5 Precipitation changing with altitudes for the rivers in the high-mountain areas on the south slopes of Tianshan Mountains

### 1.3 气温攀升对冰川变化及融水径流的影响

冰川物质平衡是反映高山水、热气候条件对冰川的综合结果, 从阿克苏河水系的东支流台兰河源冰川考察分析, 在流域尺度的冰川物质平衡中, 根据台兰水文站径流资料, 对高山地区降水采用巴音布鲁克站降水量变化趋势, 通过计算获得流域水文与冰川特征, 并依据降水、河径流变化恢复台兰河流域冰川物质平衡变化序列<sup>[10]</sup>, 反映在 1957—2000 年平均为  $-287 \text{ mm}$ , 44 a 累计冰川物质平衡为  $12.6 \text{ m}$ , 自 1986 年以后, 流域冰川一直处于负平衡状态. 1987—2000 年期间年平均冰川物质亏

损达  $445 \text{ mm}$ , 约为 1957—1986 年期间冰川亏损量 ( $213 \text{ mm}$ ) 的 2 倍以上. 这是气温与降水共同作用的物质平衡, 自 1985 年以来, 气温、降水同处于升高阶段, 但幅度不大, 呈正常的波动变化; 1997—2003 年期间气温属高峰时段, 尽管处在多降水量背景下, 物质平衡仍需消耗老冰, 达到创记录亏损. 这说明当气温升高到一定程度时, 大降水的冰川物质补给也难以阻挡冰川的强烈消融.

随着冰川的强烈消融, 冰川面积和冰舌末端也发生变化, 根据分布在天山北坡的乌鲁木齐 1 号冰川 50 多年观测记录<sup>[11]</sup>, 该冰川原来为东、西两条冰舌汇合成一条冰川, 1993 年完全分离成为两支独立冰川, 在 38 a 间退缩  $139.72 \text{ m}$ , 平均年退缩  $4.5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ; 1993—2001 年东支年平均退缩量为  $3.7 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , 计  $29.23 \text{ m}$ , 西支平均为  $5.7 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , 计  $45.51 \text{ m}$ ; 西支年退缩量在 1999—2001 年达到创纪录高值 ( $6.92 \text{ m}$  和  $6.95 \text{ m}$ ). 相应冰川面积在 1962—2001 年间减少  $0.22 \text{ km}^2$ , 即减少  $11\%$ , 其中 1962—1992 年的 30 a 间减少  $0.12 \text{ km}^2$ , 1992—2001 年 8 a 间减少  $0.10 \text{ km}^2$ .

天山冰川近 50 a 来的退缩趋势与区域气温显著升高相一致, 据托木尔峰东南坡观测<sup>[12]</sup>, 在 1942 年前的西琼台兰冰川与东琼台兰冰川相连, 以后分离为各自独立的 2 条树枝状山谷冰川. 1942—1976 年冰川末端以  $17.6 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  速度退缩, 采用地面立体重复测量发现自 1977—1997 年冰川后退了  $340 \text{ m}$ , 期间后退速度为  $17 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ .

根据天山乌鲁木齐 1 号冰川多年的观测与对托木尔峰南坡的台兰冰川考察, 按中国冰川编目所获得冰川面积 ( $S$ ), 根据不同地区冰川变化量和冰川径流计算<sup>[13]</sup>, 采用冰川面积平均变化率 ( $a$ ), 这样, 可以求得 1960—2000 年塔里木河流域天山南坡主要水系的冰川面积变化 (表 2), 在中国境内天山南

表 2 塔里木河天山南坡各水系冰川面积近期变化

Table 2 The changes of glacierized areas at the headwaters of Tarim River originating from the south slopes of the Tianshan Mountains from 1960 to 2000

水系	$S/\text{km}^2$	$a/\%$	$\Delta S/\text{km}^2$	$\Delta S/S/\%$
阿克苏河片	2411.56 (4918.26)	0.140	135.05 (275.42)	5.60
其中 库玛拉克河	947.01 (3195.41)	0.140	53.03 (178.94)	5.60
托什干河	724.72 (983.02)	0.140	40.58 (55.05)	5.60
开都河片	474.98	0.150	28.50	6.00
其中 开都河	444.53	0.150	24.89	6.00
黄水沟	23.80	0.150	1.33	6.00
合计	4670.40		263.45 (403.82)	5.64

注:  $S$  为中国冰川目录统计面积;  $a$  为冰川面积年平均减退率;  $\Delta S$  为订正到 1960 年的冰川面积减少量; 括号中数字为包括国外的冰川面积.

坡计退缩的冰川面积在 250 km<sup>2</sup> 以上, 若考虑在流域内国外冰川, 合计减少面积达 400 km<sup>2</sup>, 约占冰川面积的 6% 左右。

随着气温升高, 产生冰川物质负平衡、冰川面积缩小, 也使冰川运动减缓, 相应地反映在冰川末端进退发生变化。目前, 冰川后退速度正处在加剧阶段, 可以观测到不同类型的冰川末端出现有明显的减退和退缩, 同时还使冰川表面减薄, 目前冰面高程可平均降低 0.5 ~ 1.0 m · a<sup>-1</sup>; 出现冰川形状改变, 一些冰川逐步分离, 较小的冰川正在消失, 特别是对天山地区 ≤ 2 km<sup>2</sup> 的冰川 (占据冰川面积 38%, 占冰川条数 85% 以上) 数量出现减少; 而且还引起高山固体淡水减少, 使得分布有较多小冰川的河流调节能力减小。

但在近期, 这种冰川退缩和物质负平衡的持续, 会使冰川融水径流增加, 这对河川径流补给将有明显增长, 使得河川径流的夏季水量增加, 有利于出山地表水资源的利用。但由于大部分冰川面积较小, 呈悬冰川和冰斗冰川, 并分布在海拔较低的山坡, 易于融化退缩, 甚至消失。一旦这部分冰川消失, 会使冰川融水量引起突然减少, 并会对河流水资源产生不利影响, 不仅减弱对河川径流的调节能力, 而且会使河流水量突然产生明显减少。

#### 1.4 气候变化对山区径流影响

河川径流是气候与环境变化的综合影响产物, 在目前天山中高山地区降水、气温观测资料较少的情况下, 根据乌鲁木齐河径流形成研究<sup>[14]</sup>, 河流出山口径流有 80% 以上形成于中高山区, 在天山南坡可达 90% 以上。所以, 河流出山口断面径流系列变化能较好地综合反映中高山区的气候环境变化。塔里木河地表水主要来自发源于天山南坡的阿克苏河、开都-孔雀河的出山径流, 在气温变暖条件下,

降水量增加, 冰川融水量也增加, 两者都对出山径流增加有贡献, 但冰川融水量对河流补给比重较大的河流, 相应冰川融水对河流径流量增加的贡献也大。以降水补给为主, 受山区气温增加对蒸发耗水影响较小<sup>[15]</sup>, 降水增加到一定幅度即超过气温增加耗水临界值时, 产流面积大大增加, 降水对河川径流增加就显得极为明显。

分析天山南坡的库玛拉克河、托什干河、开都河及黄水沟这 4 条主要流出山径流的变化趋势 (图 6), 都呈现不同程度的增加。其中阿克苏河上游的库玛拉克河最为明显, 在年径流模比系数曲线上, 4 条河流出山径流大致都在 1987 年发生转折上升, 90 年代水量增加显著, 增幅最大的河流达 40% 左右 (表 3)。

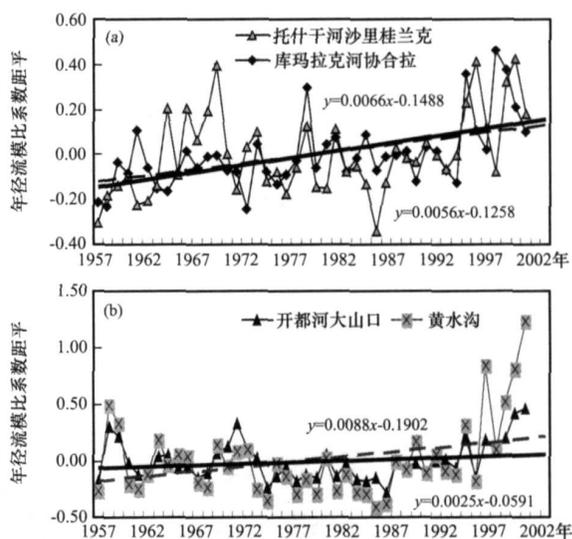


图 6 天山南坡东西部主要河流的年径流距平曲线  
Fig. 6 Curves of annual runoff anomalies in the main rivers of the eastern and western sections of the south slopes of Tianshan Mountains

表 3 天山南坡主要河流年径流量不同时段均值比较

Table 3 Annual runoffs in the main rivers on the south slopes of Tianshan Mountains averaged over different duration

时间	库玛拉克河 协合拉站	托什干河 沙里桂兰克站	台兰河 台兰站	开都河 大山口站	黄水沟 黄水沟站
$W_1$ (1956—1986 年) / $10^8 \text{ m}^3$	45.70	25.6	7.05	32.94	2.53
$W_2$ (1987—2000 年) / $10^8 \text{ m}^3$	52.60	30.01	8.36	36.96	3.56
$(W_2 - W_1) / W_1 / \%$	15.10	17.20	18.60	12.20	40.70
$W_3$ (1956—1979 年) / $10^8 \text{ m}^3$	44.97	26.07	7.07	33.79	2.64
$W_4$ (1956—2000 年) / $10^8 \text{ m}^3$	47.83	26.98	7.46	34.18	2.85
$(W_4 - W_3) / W_3 / \%$	6.40	3.50	5.50	1.20	8.00

## 2 天山南坡地表径流过程分析——以开都河与库玛拉克河为例

### 2.1 开都河流域博斯腾湖水位上升原因分析

博斯腾湖位于天山南麓焉耆盆地,是我国西部内陆最大的淡水湖,集水面积约32 000 km<sup>2</sup>,有开都河、黄水沟、清水沟和乌拉斯台河等大小河流汇注,并以开都河入湖水量为主.湖泊水位位于海拔1 048 m时,水面面积1 160 km<sup>2</sup>,湖水容积84.1×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>.湖泊水位在20世纪50年代以来经历了两个明显阶段:1955—1986年湖水水位呈现波动下降趋势,并在1987年5—6月份降到海拔1 044.73 m的最低水位,比1956年前期最高水位下降了3.61 m,平均每年下降10.9 cm.随着湖水位的下降,水域面积相应缩小了132 km<sup>2</sup>,湖泊储水量减少35×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>;自1987年起发生了转折,博斯腾湖水位出现了持续上升<sup>16</sup>,而且上升的速度很快,仅用了15 a时间水位就恢复到了30 a前的高度,在2002年8月达到海拔1 049.26 m,为自1955年以来观测到的最高水位(图7).但在2003年开始又出现下降,至秋季降到海拔1 048.20 m,比高水位下降了1 m左右.

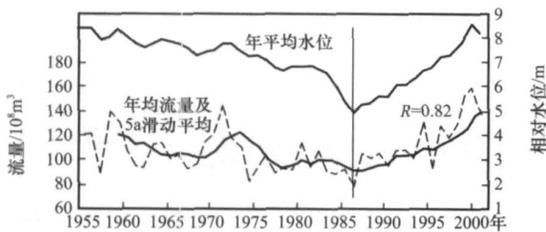


图7 博斯腾湖水位与开都河径流变化过程

Fig. 7 Variations of the water level of Bosten Lake and the runoff of Kaidu River

博斯腾湖水位上升直接与流域内河川径流量补给增加有密切联系,其中开都河水量贡献最大.开都河流域面积22 000 km<sup>2</sup>,发源于天山中部,为朝向东南开口并与伊犁河谷相连的山间谷地地形,河源海拔4 800 m,分布有冰川473.97 km<sup>2</sup>,多年平均冰川融水量为5.14×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>,还汇纳数十条溪沟的降雨径流,冰川融水约占年出山径流的比重达15%~20%左右.开都河流域集水区有宽阔的大、小尤尔都斯盆地与河谷沼泽,以及巴音布鲁克山地草原,主要依靠降水径流和冰川融水径流补给.按山区巴音布鲁克水文站的观测和附近巴音布鲁克乡的气象资料分析,自1987—2002年山区的降水和上游产生的径流都有不同程度的增加,近年来由于

山区降水量增加,山间盆地沼泽蓄满和产流面积相对稳定,对开都河的水量补给有利,使得博斯腾湖水位居高不下,也被引证为西北气候由干旱向暖湿转型的典型信号<sup>6</sup>.开都河径流占据博斯腾湖入湖总水量的85%左右,对比开都河大山口径流和湖泊水位变化过程,可看出自1987年以来开都河径流与博斯腾湖水位呈现明显的同步增长趋势,也可解释近期博斯腾湖水位的上升变化的原因.

### 2.2 阿克苏河冰川融水径流和降水径流增长的原因分析

库玛拉克河和托什干河是阿克苏河上游两大主要支流(表4),汇集于乌什谷地和温宿盆地,流入阿克苏河,成为塔里木河的主要水源<sup>17</sup>.

表4 阿克苏河上游地表径流与山前区间来水量表(10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>)

Table 4 The upper-stream surface runoff and interzone inflow of the two tributaries of Aksu River(10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>)

河名	上游径流量	区间径流量	河流总径流	进入塔河径流量
托什干河	26.63	4.57	31.2	
库玛拉克河	47.88	1.51	49.4	
阿克苏河	74.51	6.08	80.6	33.66

托什干河自河源至库玛拉克河汇合口河长457 km,其中上游在吉尔吉斯境内,河长140 km,入境后河流由西向东流.其支流多位于北岸的阿合奇县境内,并有控制出山径流的沙里桂兰水文站,断面控制集水面积18 400 km<sup>2</sup>(国外8 170 km<sup>2</sup>).上游有冰川面积983.02 km<sup>2</sup>(国外258.30 km<sup>2</sup>),冰川融水量7.66×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>,约占年径流29%,属降水径流补给为主河流.

库玛拉克河位于托木尔峰西坡,从西北向东南流,从河源到两河汇合口河长293 km,在吉尔吉斯境内188 km,其控制水文站协合拉以上集水面积12 816 km<sup>2</sup>(国外10 510 km<sup>2</sup>).流域内有冰川面积3 195.41 km<sup>2</sup>,其中在吉尔吉斯境内有2 248.40 km<sup>2</sup>,集水面积大部分位于吉尔吉斯境内,上游称萨雷贾兹河,并有奎柳河、乌奇乔利河、阿克西亚克河、伊内尔切克河、卡英德河等支流13条来水汇集<sup>18-19</sup>;我国境内有托木尔河、英沿河、阿合奇河3条支流,流域平均海拔3 830 m,河水大多流经白云岩、大理岩地段,河水浑浊,像维吾尔语中称阿克苏河名为白水之意,在协合拉水文站多年平

均径流量为  $45.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 其中冰川融水量  $33.93 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 占年径流 74%, 可见库玛拉克河是以冰川融水补给为主的河流。

根据观测到的 40 多年两河出山年径流距平累积曲线比较, 在 1964—1970 年托什干河的径流超过多年平均, 甚至高出 20%~40%, 说明此段时期降水径流偏多, 相应地在阿合奇的降水量也偏丰; 而同期在库玛拉克河上径流基本低于多年平均, 河水处于平水或偏少状态。在 1987 年以来的天山南坡的河川径流的增加过程中, 在 1993—1996 年和 1997—2002 年, 两河相应时期出现了两个 4 a 的径流峰值期, 高峰年份超过了 45%。可以说明河川径流的增加不仅因为山区降水的明显增加, 还有气温上升引起的冰川融水径流增加, 使得库玛拉克河的径流处于偏丰时期, 而且随着持续升温, 即使径流处在低谷年份, 仍出现有上涨现象。

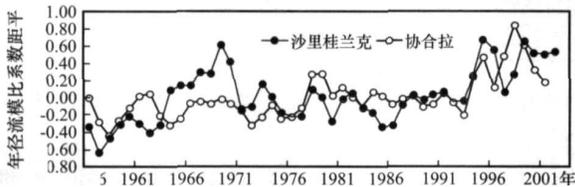


图 8 库玛拉克河与托什干河出山年径流距平曲线比较

Fig. 8 Curves of annual mountainous runoff anomalies in Kumrik River and Toxkan River

库玛拉克河与托什干河的出山径流变化有着明显差异。库玛拉克河在协合拉水文站的多年径流过程在气温升高的背景下, 年径流自 1987 年以来基本持续增长, 而降水增加明显在 1976 年以后, 特别在 1997—2000 年间的年径流量基本上都处于在相对水量较丰的水平, 而在 1997 年和 1998 年的低降水年份, 更显出气温对冰川融水的补给增加作用。

两河合计年径流量  $74.51 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 根据在托什干河出山口沙里桂兰克站实测多年平均年径流量为  $26.63 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 库玛拉克河出山口协合拉站为  $47.88 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。两河在西大桥以上 16 km 处喀拉都维汇合后称阿克苏河, 在两河控制站到汇合口之间有区间地表径流量  $6.08 \times 10^8 \text{ m}^3$  汇入, 在西大桥水文站控制的年径流量为  $78.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

### 3 气候变化对库玛拉克河与开都河的产流影响

#### 3.1 两河径流中冰川融水径流与降水径流的贡献比例及径流变化趋势

以冰川补给为主的库玛拉克河, 是西北内陆河

中高山冰川面积最多的两条河流之一, 仅次于叶尔羌河, 其中在上游的托木尔峰西侧发育有世界 8 大冰川之一的南伊尔切克冰川, 它是吉尔吉斯境内萨雷贾兹河上游左岸支流, 面积  $567.20 \text{ km}^2$ , 次大的还有面积  $337.85 \text{ km}^2$  的北伊尔切克冰川。流域内多以大中型山谷冰川为主<sup>[29]</sup>, 超过  $2 \text{ km}^2$  以上的冰川面积占总冰川面积的 76.6%, 按冰川面积等级排列由小到最大面积冰川的累计分布曲线, 呈现底数大于 1 的对数分布(图 9), 一定程度上可以反映冰川退缩与融水径流所处的阶段, 线形与阿克苏河水系另一支流台兰河有些相似, 但冰川等级大小和总面积要大的多。在流域冰川累计面积  $< 1000 \text{ km}^2$  (即冰川面积等级在  $5 \text{ km}^2$  以下)时, 累计冰川面积随冰川等级大小变化基本呈直线; 而在  $> 1000 \text{ km}^2$  到  $2500 \text{ km}^2$  间(冰川面积等级在  $5 \sim 60 \text{ km}^2$ )时, 这种变化幅度较大, 并在累积冰川面积达  $2000 \text{ km}^2$  时出现拐点;  $> 2500 \text{ km}^2$  时累计冰川面积随冰川等级变化相对幅度较大。按照上述库玛拉克河源从冰川编目以来估算的退缩面积, 在 2000 年前 40 a 和近 4 a, 冰川面积至少减少了  $400 \text{ km}^2$ , 可以看出所受到的冰川面积减小影响很小, 仅占 6.2%。冰川融水径流所处阶段正属于增长阶段, 随着升温冰川退缩, 增加的冰川融水量更多。

以降水径流补给为主的开都河, 是天山中部水量较丰富的一条内陆河, 河源分布的冰川属于中小型冰川, 其中最大的冰川仅  $16.68 \text{ km}^2$ ,  $< 2 \text{ km}^2$  的冰川面积有  $278.56 \text{ km}^2$ , 占冰川总面积的 60.4%。其河源累计冰川面积随冰川等级大小的分布线形与托什干河的相似, 但总面积和冰川大小等级要比开都河大, 与库玛拉克河的有很大差异。随着开都河源冰川的退缩, 估算自编目至 2000 年已减少  $24.89 \text{ km}^2$ , 加上近几年的消融, 接近减退  $30 \text{ km}^2$ , 这样要占流域总冰川面积的 15.4%, 尽管仍处在增加冰

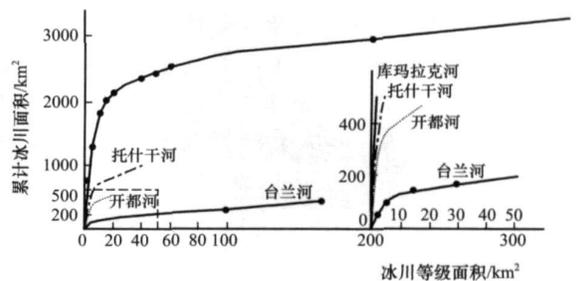


图 9 天山南坡主要河流源区累计不同等级冰川面积分布

Fig. 9 Accumulative areas of different grades of glaciers changing with grade area in the headwaters of the main rivers on the south slopes of Tianshan Mountains

表 5 天山南坡主要河流源区冰川区温度取值

Table 5 Estimated temperatures of glacierized areas of the main headwaters on the south slopes of Tainshan Mountains

河流流域	1980 年夏季 冰川区温度/℃	推算的 2000 年夏季 冰川区温度/℃	河流流域	1980 年夏季 冰川区温度/℃	推算的 2000 年夏季 冰川区温度/℃
库玛拉克河	-0.21	0.21	开都河	2.61	3.03 (3.5)
台兰河	0.30	0.72 (2.5)	黄水沟	2.61	3.03
托什干河	-0.45	-0.03			

表 6 天山南坡主要河流流域现在或在 3 种升温情景时的冰川径流贡献比例

Table 6 Glacial ablation parameters for the main rivers on the south slopes of Tainshan Mountains in the 1980's and in 2000

流域名称	1980 年代冰川消融参数					2000 年冰川径流				
	$S_0$ / km <sup>2</sup>	$a_0$ / mm	$W_0$ / km <sup>3</sup>	径流量 / 10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	冰川水 / %	$S_0$ / km <sup>2</sup>	$a_0$ / mm	$W_0$ / km <sup>3</sup>	径流量 / 10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	冰川水 / %
库玛拉克河	3195.41	801	2.560	45.40	56.4	3016.47	907	2.736	52.6	52.0
托什干河	983.02	745	0.732	26.50	27.6	927.97	846	0.785	30.06	26.1
台兰河	431.05	907	0.391	7.19	54.4	406.90	1047	0.426	8.36	51.0
开都河	444.53	1687	0.750	33.80	22.1	419.64	1857	0.779	36.96	21.1
黄水沟	23.80	1687	0.040	2.64	15.2	22.47	1857	0.042	3.56	11.8

川融水径流的阶段,但冰川的退缩增加相对增量要比库玛拉克河要小。

若采用第  $i$  年冰川区夏季(6~8月)的平均气温  $t_s$  (°C), 求算流域冰川上的年消融径流强度(即冰川径流深度)  $a_i$  (mm), 选用通用冰川消融模式的公式<sup>[19]</sup>, 以及该年份的流域冰川总面积  $S_i$  (km<sup>2</sup>), 就可以求得第  $i$  年整个流域年冰川融水径流量  $W_i$  (m<sup>3</sup>). 随着气温变化, 可以基准年 1980 年为依据, 根据夏季气温升温速率, 推算的任何期间的升温值  $\Delta t_s$  (°C), 然后求出冰川融水量。

$$W_i = a_i S_i / 1000000 \quad (1)$$

$$a_i = 1.33(9.66 + t_{is} + \Delta t_s)^{2.85} \quad (2)$$

这样, 可以根据不同年份升温情况和冰川减退后的面积, 推算出各流域的冰川径流量。

采用谢自楚等<sup>[21]</sup> 推算塔里木盆地阿克苏河和开都河等冰川系统基本参数中  $t_s$  值, 按区域分布采用中间插值求得各河源的夏季月均温, 并假定按分析山区气象站获得的夏季平均月温升温率  $0.021$  °C<sup>·(a)<sup>-1</sup></sup> 统一考虑, 可从 1980 年推算到 2000 年的夏季月均温(表 5), 再用式(2)和式(1), 以冰川减退后的 2000 年现有面积, 求得 2000 年各流域冰川融水量(表 6)。

按此推算, 尽管冰川面积减少, 但升温引起的冰川消融量增加, 对库玛拉克河和开都河在河流出口径流的贡献比例略有减少; 但对大冰川多、冰川面积大的河流减少不大, 而对小冰川多、面积较

少的河流, 冰川融水径流可能占的比重会减少许多。

特别是西部的库玛拉克河在 1994—1995 年和 1997—1998 年出现丰水年, 河流径流量增长高出 10%~40%。依据上述计算, 在库玛拉克河和托什干河两河源自 20 世纪 90 年代以来增加的冰川融水量高达  $10.8 \times 10^8$  m<sup>3</sup>, 其中库玛拉克河增加  $7.2 \times 10^8$  m<sup>3</sup>, 占 66%。引起这种冰川径流增加, 只要气候继续保持升温情况下, 使阿克苏河来自山区的河川径流增加上升了一个台阶, 在阿克苏河西大桥站与两支出山合成径流过程线上明显地看出, 自 1994 年至 2004 年的平均年径流量高出 1993 年以前多年平均约  $21 \times 10^8 \sim 25 \times 10^8$  m<sup>3</sup> (图 10)。

根据近期天山南坡科契卡尔巴西冰川考察<sup>[22]</sup>, 在海拔 4 250 m 获得的 6—8 月平均气温  $2.5$  °C, 利用式(1)和式(2)推算, 冰川融水径流深可达 1 644 mm, 若按此估算库玛拉克河的冰川径流高达  $4.959$  km<sup>3</sup>, 冰川融水量要比 1980 年增加  $2.399$  km<sup>3</sup>, 也比 2000 年多  $1.216$  km<sup>3</sup>, 按丰水年计算, 冰川融水在河流增加的径流中仍占主要比例, 可达 50%~70%。也可以看出降水径流在径流增量中比例有所增加, 反映这两年降水增加在河流水量增加中的作用; 同样, 东部开都河水系在 1994 年、1999 年和 2002 年也出现丰水年, 这里随气温上升, 冰川区升温达  $3.5$  °C, 冰川融水径流深达 2 059 mm, 冰川径流也有增加, 但仅比 2000 年增加  $0.0848$  km<sup>3</sup>,

冰川融水在增加径流中仅占 4%~6%, 因此仍以降水径流为主, 冰川径流在河川径流增量中贡献比例很小.

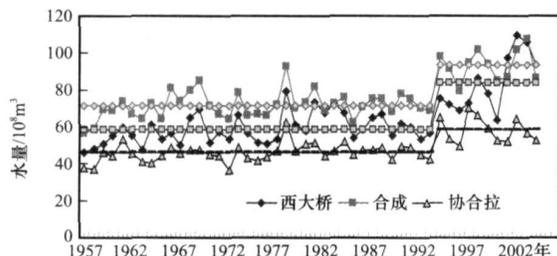


图 10 阿克苏河及其上游库玛拉克河径流过程与自 1994 年以来的水量增加

Fig. 10 Variations of water volumes of Aksu River and its upper stream (Kumarik River)

### 3.2 不同冰川融水比例的库玛拉克河与开都河年径流过程比较

这两条河可作为天山南坡以冰川融水补给为主和以降水径流补给为主的典型河流. 通过分析这里的气温、降水和出山径流变化过程, 揭示气候变化对这里的水资源的影响.

库玛拉克河位于天山南坡西段, 由发源于吉尔吉斯境内的狭窄河谷, 自西流向东进入我国, 由西北向东南奔流进入温宿山间盆地, 河川径流以高山冰川融水补给为主, 约占 70%左右, 降水补给仅占 30%; 开都河位于天山南坡中段山间谷底, 东西向流动, 并以降水补给为主, 约占 80%, 冰川融水补给仅占不到 20%.

在径流多年变化过程中, 从两河年径流距平累积和 3 a 滑动平均曲线上分析, 总体变化趋势基本相似(图 11), 仅在 1968 年到 1972 年的 5 a 间, 在开都河出现丰水期时, 而库玛拉克河却为枯水年; 还有库玛拉克河在 1977—1980 年出现较小丰水期时, 而开都河仍位于径流的较少期. 但自 1986 年后, 两条河流的径流量出现同步持续增长, 并在

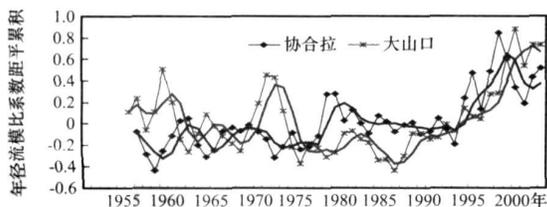


图 11 库玛拉克河与开都河的年径流模比系数距平过程图与 3 a 滑动平均曲线比较

Fig. 11 Variations of the annual mountainous runoff anomalies in Kumarik River and Kaidu River, compared with their 3-year moving average

1993 年以后的增长幅度和快慢似乎也很相近, 但在库玛拉克河多水年份其增加的水量幅度较大. 这除了冰川融水补给影响外, 还有天山西段降水增加引起径流增加的作用. 可见这种径流情势的变化, 明显地反映受制于天山南坡气候变化的控制, 既有受到大的气候过程作用的一致性, 也有中、西段的局部气候变化特别是降水影响的差异.

同时, 两河在 45 a 以上径流变化波动中, 开都河的变化幅度要比库玛拉克河的大, 这也反映以降水补给为主的河流多年变化不如以冰川融水补给为主的河流稳定. 而且, 当开都河 2002 年出现最高丰水年后水量出现了减少, 而库玛拉克河的丰水期还在继续, 对照这里山区升温趋势, 其中冰川融水径流增加有着重要的调节作用.

### 参考文献(References):

[ 1 ] Guo Jinhui, Tang Qicheng, Guo Zhijiao, et al. Hydrological Geography in Xinjiang[ M ]. Beijing: Science Press, 1966. [ 郭敬辉, 汤奇成, 郭知教, 等. 新疆水文地理[ M ]. 北京: 科学出版社, 1966.]

[ 2 ] Liu Chaohai, Xie Zichu, Durgerov M B et al. Glaciation in Tianshan [ M ]. Beijing: Science Press, 1998. [ 刘潮海, 谢自楚, M. B. 久尔盖诺夫. 天山冰川作用[ M ]. 北京: 科学出版社, 1998.]

[ 3 ] Shi Yafeng, Huang Maohuan, Yao Tandong, et al. Glaciers and Their Environments in China [ M ]. Beijing: Science Press, 2000. [ 施雅风, 黄茂桓, 姚檀栋, 等. 中国冰川与环境[ M ]. 北京: 科学出版社, 2000.]

[ 4 ] Shi Yafeng, Shen Yongping, Li Dongliang, et al. An Assessment of the Issues of Climatic Shift from Warm-dry to Warm-wet in Northwest China[ M ]. Beijing, Meteorology Press, 2003. [ 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估[ M ]. 北京: 气象出版社, 2003.]

[ 5 ] Su Zhen, Song Guoping, Wang Lilun, et al. Existing glaciers in the Tumer Region[ C ]// Glaciers and Meteorology in Mt. Tumer Region, Tianshan. Urumqi: People's Publishing House of Xinjiang, 1985: 32— 88. [ 苏珍, 宋国平, 王立伦, 等. 托木尔峰地区的现代冰川[ C ]// 天山托木尔峰地区的冰川与气象. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1985: 32— 88.]

[ 6 ] Shi Yafeng, Qu Yaoguang. Carrying Capability of Water Resources and Rational Use in the Ürümqi River Basin[ M ]. Beijing: Science Press, 1992. [ 施雅风, 曲耀光. 乌鲁木齐河流域水资源承载力及其合理利用[ M ]. 北京: 科学出版社, 1992.]

[ 7 ] Yang Zhenxiang. Glacier Water Resources in China [ M ]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Press, 2005. [ 杨针娘. 中国冰川水资源[ M ]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1991.]

[ 8 ] Hu Ruji. Physical Geography of the Tianshan Mountains in China[ M ]. Beijing: China Environmental Science Press, 2004. [ 胡汝骥. 中国天山自然地理[ M ]. 北京: 中国环境科学出版社, 2004.]

[ 9 ] Zhang Jiabao, Shi Yuzhu. Research of Climate Change and

- Short-term Climatic Prediction in Xinjiang[M]. Beijing: Meteorology Press, 2002. [张家宝, 史玉光. 新疆气候变化及短期气候预测研究[M]. 北京: 气象出版社, 2002.]
- [10] Shen Yongping, Liu Shiyin, Ding Yongjian, *et al.* Glacier mass balance change in Tailanhe River watersheds on the south slope of the Tianshan Mountains and its impact on water resources[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, **25**(3): 124—129. [沈永平, 刘时银, 丁永建, 等. 天山南坡台兰河流域冰川物质平衡变化及其对径流的影响[J]. *冰川冻土*, 2003, **25**(3): 124—129.]
- [11] Li Zhongqin, Han Tiandong, Jing Zhefan, *et al.* A summary of 40-year observed variation facts of climate and Glacier No. 1 at headwater of Ürümqi River, Tianshan, China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, **25**(3): 117—123. [李忠勤, 韩添丁, 井哲帆, 等. 乌鲁木齐河源区气候变化和1号冰川40a观测事实[J]. *冰川冻土*, 2003, **25**(3): 117—123.]
- [12] Xie Changwei, Ding Yongjian, Liu Shiyin, *et al.* Analysis on the glacial hydrological features of the glaciers on the south slope of Mt. Tuomuer and the effects on runoff[J]. *Arid Land Geography*, 2004, **27**(4): 570—575. [谢昌卫, 丁永建, 刘时银, 等. 托木尔峰南坡冰川水文特征及其对径流的影响分析[J]. *干旱区地理*, 2004, **27**(4): 570—575.]
- [13] Kang Ersi, Cheng Guodong, Dong Zengchuan. Glacier-snow Water Resources and Mountain Runoff in the Arid Area of Northwest China[M]. Beijing: Science Press, 2002. [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.]
- [14] Zhou Yuchao. Hydrology and Water Resources of Rivers in Xinjiang[M]. Ürümqi: Xinjiang Sci-Tech and Public Health Press, 1999. 144—152. [周聿超. 新疆河流水文水资源[M]. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1999.]
- [15] Su Hongchao, Wei Wenshou, Han Ping. Change in air temperature and evaporation in Xinjiang during recent 50 years[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, **25**(2): 174—178. [苏宏超, 魏文寿, 韩萍. 新疆近50a来的气温和蒸发变化[J]. *冰川冻土*, 2003, **25**(2): 174—178.]
- [16] Wang Run, Ernst Giese, Gao Qianzhao. The recent change of water level in the Bosten Lake and analysis of its causes[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, **25**(1): 61—64. [王润, Ernst Giese, 高前兆. 近期博斯腾湖水位变化及其原因分析[J]. *冰川冻土*, 2003, **25**(1): 61—64.]
- [17] Wang Shunde, Wang Yanguo, Wang Jin, *et al.* Change of climate and hydrology in the Tarim River Basin during past 40 years and their impact[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, **25**(3): 124—129. [王顺德, 王彦国, 王进, 等. 塔里木河流域近40a来气候变化[J]. *冰川冻土*, 2003, **25**(3): 124—129.]
- [18] Tursulov A. The trend of the climate change in the middle part of Asia[M]//Mahpeer J, Shevrshiki N V. Impact of Human Action on Water Resources and Environment in Central Asia and Assessment on Snow Cover Resources in Tianshan Mountains. Ürümqi: Xinjiang Sci-Tech and Public Health Press, 1997: 17—29. [图尔苏诺夫 A. 亚洲中部气候变化的趋势[M]//加帕尔·买合皮尔, N. B. 谢维尔斯基. 人类活动对亚洲中部水资源和环境的影响及天山积雪资源评价. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1997: 17—29.]
- [19] Kotlyakov VM, Krenke AN. Investigation of the hydrological condition of alpine regions by glaciological methods[C]//Hydrological Aspects of Alpine and High-Mountain Areas. IA HS Publication No. 138, 1982: 31—42.
- [20] Shi Yafeng, Cui Zhijiu, Su Zhen, *et al.* The Quaternary Glaciations and Environmental Variations in China[M]. Shijiazhuang: Hebei Science and Technology Publishing House, 2005. [施雅风, 崔之久, 苏珍, 等. 中国第四纪冰川与环境变化[M]. 石家庄: 河北科技出版社, 2005.]
- [21] Xie Zichu, Wang Xin, Kang Ersi, *et al.* Glacial runoff in china: an evaluation and prediction for the future 50 years[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, **28**(4): 457—466. [谢自楚, 王欣, 康尔泗, 等. 中国冰川径流的评估及其未来50a变化趋势预测[J]. *冰川冻土*, 2006, **28**(4): 457—466.]
- [22] Zhang Yong, Liu Shiyin, Ding Yongjian, *et al.* Preliminary study of mass balance on the Keqicar Baxi Glacier on the south slope of Tianshan Mountains[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, **28**(4): 477—484. [张勇, 刘时银, 丁永建, 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.]

## Impact of Climate Change on Surface Runoff of Tarim River Originating from the South Slopes of the Tianshan Mountains

GAO Qian-zhao<sup>1</sup>, WANG Run<sup>2,3</sup>, Ernst GIESE<sup>3</sup>

(1. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China; 2. Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing Jiangsu 210024, China; 3. Center for International Development and Environmental Research, University of Giessen, Giessen D-35390, Germany)

**Abstract:** At present, the main water resources of Tarim River come from two source rivers on the south slopes of the Tianshan Mountains. Aksu River and Kaidu River-Kongque River were selected as the study regions in the paper. Based on durative rising tendency of temperature and fluctuant increasing tendency of precipitation in the intermediate areas from 1956 to 2003, it is found that the temperature was climbing intensively from 1995 to 2003 with a temperature increasing rate higher than 3 times as compared with the average over the 48 years, and the precipitation has also continually increased since 1986. The average annual precipitation during the 1990 s was 18% more than that during the 1980 s, even reaching 21.4% at the western Tianshan Mountains. Moreover, a wet island expanding to the Tarim basin can be seen in the isoline maps of annual precipitation from 1986 to 2000. The annual mountainous runoff can be thought as the process of climate change in the intermediate and high mountainous zones syntheti-

cally in the case of less meteorological data in the high mountains. The surface runoff from the headwaters of Tarim River originating from the south slopes of the Tianshan Mountains was continually increasing during 1986 ~ 2003. In the Kumarik River, a river mainly supplied by glacier meltwater (about 70%), the annual runoff has increased distinctly since 1994. In the Kaidu River, a river mainly supplied by precipitation (about 80%), a high water period in the instrumental observation records took place during 1986—2002, as a result, the water level of Bosten Lake rapidly rose after 1986 and reached the highest in the record since 1958. The changing tendencies of annual runoff in the two rivers are basically similar. However, the climate changes have a local difference between the western section and the eastern section, with a disagreement in the high water and low water periods. In addition, the range and rate of annual runoff increasing are similar in the temperature rising process in the last 16 years.

**Key words:** climate change; temperature and precipitation; variations of glacier meltwater and runoff; south slopes of Tianshan Mountains; Tarim River