

doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2013.0141

Liu Youcun, Huo Xueli, Hao Yonghong, *et al.* A study of the variation of extreme runoff in the upstream of the Ürümqi River, Tianshan Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(5): 1248–1258. [刘友存, 霍雪丽, 郝永红, 等. 天山乌鲁木齐河上游径流极值变化分析研究[J]. 冰川冻土, 2013, 35(5): 1248–1258.]

天山乌鲁木齐河上游径流极值变化分析研究

刘友存^{1,2}, 霍雪丽³, 郝永红^{1*}, 焦克勤⁴,
韩添丁⁴, 刘彦⁵, 刘志方⁵, 刘灿³

(1. 天津师范大学 天津市水资源与环境重点实验室, 天津 300387; 2. 中国水利水电科学研究院 流域水循环模拟与调控国家重点实验室, 北京 100038; 3. 天津师范大学 城市与环境学院, 天津 300387; 4. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000; 5. 天津师范大学 数学科学学院, 天津 300387)

摘 要: 以天山乌鲁木齐河上游作为研究对象, 结合乌鲁木齐河上游近 50 a 的实测月均径流变化资料, 对未来的月均径流进行了预测. 基于对重现水平的 95% 置信区间进行估计的结果表明, 乌鲁木齐河上游重现期为 10 a、25 a、50 a 和 100 a 的月均径流量极大值分别约为 $35.4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $39.9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $43.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $46.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; 重现期为 10 a、25 a、50 a 和 100 a 的月均径流量极小值分别约为 $0.60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $0.43 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $0.30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. 在当前气候变化背景下, 乌鲁木齐河上游在 2058 年前后枯水期时可能发生断流现象. 该研究对乌鲁木齐河径流变化预测具有重要意义.

关键词: 广义 Pareto 分布; 重现期; 径流变化; 径流极值; 乌鲁木齐河

中图分类号: P333 **文献标识码:** A

0 引言

在全球变暖的大背景下, 我国西北地区气候出现由暖干向暖湿转型的现象^[1-3]. 研究表明, 气候变化对水资源带来的最直接影响就是改变径流的大小及其时空分布^[4-7], 进而影响到生态环境和社会经济的发展^[8-9]. IPCC 报告指出, 从 20 世纪以来极端气候事件、极端水文事件呈明显增加趋势^[1,10-11], 而这些极端事件将在 21 世纪变得更加频繁、普遍或剧烈^[12-13]. 乌鲁木齐河(以下简称乌河)位于我国新疆天山地区, 地处亚欧大陆腹地, 水资源一直是影响当地区域经济发展的主要问题之一^[14-16]. 乌河作为亚欧大陆腹地一条典型的内陆河流域, 一直是近些年来研究热点地区, 而以出山径流为代表的山区水资源变化研究, 得到了广泛的重视^[17-22]. 虽然一些学者对乌河上游的极端水文事件进行了一定的研究^[15,23-24], 但是对极端水

文事件重现期的分析并不多见. 同时, 作为未受人类活动直接影响的典型研究区域, 研究分析出山径流变化及其对气候变化的响应过程, 探讨出山径流的变化特征, 进而分析气候变化条件下区域内的极端水文事件和极端洪水变化, 揭示山区水循环的自然规律, 可为下游防御洪水灾害以及社会经济可持续发展提供技术支持^[8]. 广义 Pareto 极值分布模型的核心就是对极值事件的统计分析, 是一个优良稳健的渐近模型, 广泛应用于水文、气象等领域^[25]. 本文运用该理论研究了乌河上游月均径流量的极值变化, 不仅得到了乌河上游洪水期与枯水期月均径流量极大值与极小值的分布模型, 而且也获得了不同重现期的重现水平, 这在一定程度上反映了亚欧大陆腹地近半个世纪以来的区域气候变化对水资源的影响. 同时, 为我国西部干旱区生态环境建设和水资源合理利用提供理论依据, 为社会的可持续发展提供科学支撑, 并对全球气候变化研究具有一定

收稿日期: 2013-02-17; 修订日期: 2013-05-13

基金项目: 国家自然科学基金项目(41001006; 41271035; 41030527; 41271083; 41272245); 中国博士后科学基金项目(20100480444); 流域水循环模拟与调控国家重点实验室开放基金(IWHR-SKL-201107); 天津师范大学人才引进基金项目(5RL085)资助

作者简介: 刘友存(1977—), 男, 河北迁安人, 2008 年在巴黎地球物理研究院获博士学位, 现主要从事水文水资源、河流侵蚀沉积过程的研究. E-mail: liuyoucun@gmail.com

* 通讯作者: 郝永红, E-mail: haoyh@sxu.edu.cn

的参考价值。

1 研究区概况

乌河发源于东天山中段天格尔 II 峰北坡的 1 号冰川, 出山口后至乌拉泊水库最终进入北部准噶尔盆地消失, 流域范围在 $86^{\circ}45' \sim 87^{\circ}56' \text{ E}$, $43^{\circ}00' \sim 44^{\circ}07' \text{ N}$ 之间, 流域总面积为 $4\,684 \text{ km}^2$ [8,26]。出山口控制站英雄桥水文站以上河段长约 63 km, 流域面积 924 km^2 , 平均海拔 3 083 m (图 1)。产流区面积小, 山势陡峻, 坡度大, 流域调蓄能力弱。流域多年平均气温(大西沟站)为 -5.2°C , 年平均气温呈现上升趋势, 约为 $0.22^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$; 年降水量在 400~500 mm 之间, 降水主要集中在 6—8 月, 全年最大降水量一般出现在 7 月, 与最高气温出现月份相同。英雄桥以上山区多年平均径流量约为 $2.43 \times 10^8 \text{ m}^3$ [15], 其中多年平均降雨径流量约为 $2.19 \times 10^8 \text{ m}^3$, 多年平均冰川融水补给约为 10%, 降水补给占河流年径流总量的 80% 以上 [27-28]。

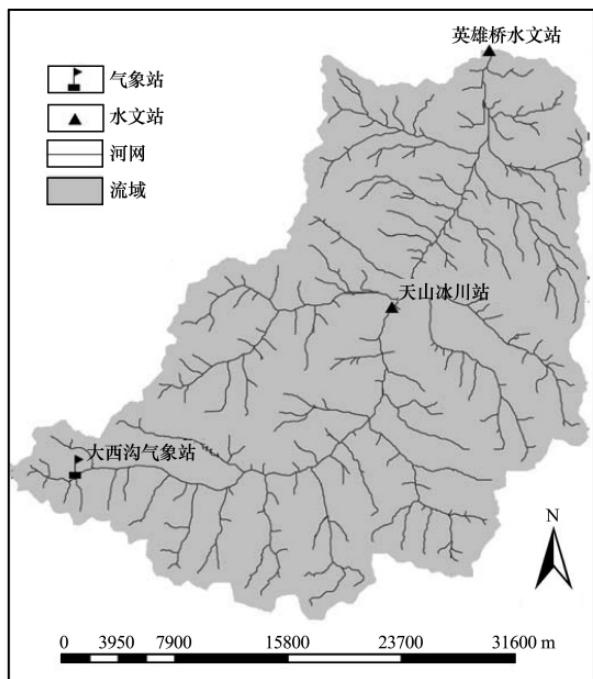


图 1 乌河上游水文气象观测点位置

Fig. 1 Map showing the hydro-meteorological sites in the upstream of the Ürümqi River

2 研究方法

2.1 数据来源

英雄桥水文站位于 $44^{\circ}22'01'' \text{ N}$, $87^{\circ}12'16'' \text{ E}$, 海拔 1 920 m。该站由新疆自治区水利厅于 1958

年设立, 具有较长序列的水文观测资料。2007 年开始在英雄桥水文站以上 5 km 处修建了大西沟水库, 随之径流受到人为调节。因此, 本文选取了经过新疆维吾尔自治区水文水资源局整编的英雄桥水文站 1958—2006 年自然状态下的月平均径流观测资料。

2.2 研究方法

所采用的广义 Pareto 极值分布模型的计算原理如下:

假设 $X_1, X_2, \dots, X_n$ 是一串独立同分布的随机变量。令 $M_n = \max\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$, 如果 M_n 满足: $\Pr\{M_n \leq z\} \approx G(z), n \rightarrow \infty$, 其中,

$$G(z) = \exp\left\{-\left[1 + \xi\left(\frac{z - \mu}{\sigma}\right)\right]^{-\frac{1}{\xi}}\right\},$$

$$\{z: 1 + \xi(z - \mu)/\sigma > 0, \mu \in \mathbf{R}, \sigma > 0, \xi \in \mathbf{R}\} \quad (1)$$

式中: G 称为广义极值分布。对于较大的阈值 u 而言, 研究 $X > u$ 的随机变量, 超出量 $X - u$ 的分布是近似于:

$$\Pr(X - u \leq x) = H(x) = 1 - \left(1 + \frac{\xi x}{\bar{\sigma}}\right)^{-1/\xi},$$

$$\left\{x: x > 0 \text{ 且 } \left(1 + \frac{\xi x}{\bar{\sigma}}\right) > 0\right\} \quad (2)$$

其中,

$$\bar{\sigma} = \sigma + \xi(u - \mu) \quad (3)$$

为简化模型, 我们假定 $\mu = 0$, 则式(3)的形式变为:

$$\bar{\sigma} = \sigma + \xi u \quad (4)$$

则 H 称为超阈值分布, 它是广义 Pareto 极值分布(以下简称 GPD)族中的一类。

式中: u 为阈值, 是选定的某一径流量; $\bar{\sigma}$ 为尺度参数, 表示超过 u 的径流量的超出部分的波动范围, 如果 $\bar{\sigma}$ 大, 表明超阈值的径流量的变化较大, 反之, 则超阈值的径流量的变化较小; ξ 为形状参数 [29], 它决定了超阈值分布的形状, $\xi > 0$ 表示径流量没有上限, 即径流量可以出现很大的数值, $\xi < 0$ 表示径流量总是存在一个上限, 径流量不可能超过这个值 [30]。

3 计算步骤

3.1 重现期计算

GPD 分布的 N 年重现期的分位数估计可以由如下公式得到:

$$z_N = u_0 + \frac{\bar{\sigma}}{\xi} \left[(N n_y \hat{\xi}_u)^{\xi} - 1 \right] \quad (5)$$

式中: u_0 为选定的阈值; n_y 为每年的观测次数; $\hat{\xi}_u$ 为超出阈值的观测值的个数占总观测值的个数的比例; $\hat{\sigma}$ 、 $\hat{\xi}$ 分别为尺度参数和形状参数的估计值. 另外, Z_N 可以解释为平均 N 年出现一次的极值. 得到参数 $\hat{\sigma}$ 、 $\hat{\xi}$ 、 $\hat{\xi}_u$ 的估计值后, 选取不同的 N 值, 代入式(5), 可得到对应的估计 Z_N , 通过 N 、 Z_N 的关系就可以得到不同重现期的重现水平^[23].

3.2 阈值的选取

选择阈值时往往通过 GPD 中 $H(x; \hat{\sigma}, \hat{\xi})$ 的平均超出量函数 $e(u)$ 来确定, 若 $X - u_0$ 服从 GPD 分布, 其中 u_0 为初始阈值, 当 $u > u_0$ 时有:

$$e(u) = E(X - u | X > u) = \frac{\hat{\sigma}}{1 - \hat{\xi}} = \frac{\sigma + u\xi}{1 - \xi} \quad (6)$$

即 $e(u)$ 是 u 的线性函数. 对给定的样本 $X_1, X_2, \dots, X_m$, 定义样本的平均超出量函数为:

$$e_m(u) = \frac{1}{N_u} \sum_{i \in I_m(u)} (X_i - u) \quad (7)$$

式中: N_u 为超出量的个数; $I_m(u)$ 为所有超阈值变量下标的集合. 若对于阈值 u_0 , 超出量分布近似服从参数为 $\hat{\sigma}$ 、 $\hat{\xi}$ 的广义 Pareto 分布, 则 $e_m(u)$ 为 $e(u)$ 的估计, 对于大于 $e(u_0)$ 的阈值 u 而言, 阈值 u 与样本的平均超出量函数 $e_m(u)$ 近似为线性关系, 即它们构成的散点图应该在一条直线附近波动.

通常把 $\left\{ \left(u, \frac{1}{N_u} \sum_{i \in I_m(u)} (X_i - u) \right) : u < X_{\max} \right\}$ 称为平均超出量图(mean excess plot)^[29].

阈值还可以通过判断由 u 值改变引起的 GPD 模型参数 $\hat{\sigma}$ 、 $\hat{\xi}$ 的变化来确定. 若初始阈值 u_0 对应的样本超出量 $X - u_0$ 近似服从 GPD 分布, 当 $u > u_0$ 时, 即对大于 u_0 的阈值 u , 形状参数 $\hat{\xi}$ 的估计值应该保持不变. 为了强调尺度参数 $\hat{\sigma}$ 与 u 的关系, 将 $\hat{\sigma}$ 改写为 σ_u . 当 $u > u_0$ 时:

$$\sigma^* = \sigma_u - \xi u \quad (8)$$

式中: σ^* 与 u 无关, σ^* 为修正的尺度参数.

若 u_0 是合理的阈值, 并且相应的超出量服从 GPD 分布, 则对于大于 u_0 的阈值 u , 对应的修正的尺度参数 σ^* 和形状参数 ξ 的估计量 $\hat{\sigma}^*$ 和 $\hat{\xi}$ 大致保持不变. 考虑到抽样误差, 它们应该分别在某一常数上下波动^[29].

4 径流极值变化分析

4.1 月均径流极大值重现期的分析

选取乌河上游英雄桥水文站 49 a (1958—2006

年)的月均径流资料, 即 588 个月均径流数据, 建立 GPD 模型, 可标记为 $X_t, t=1, 2, 3, \dots, 588$, 并认为 X_t 是独立同分布的随机变量, 见图 2.

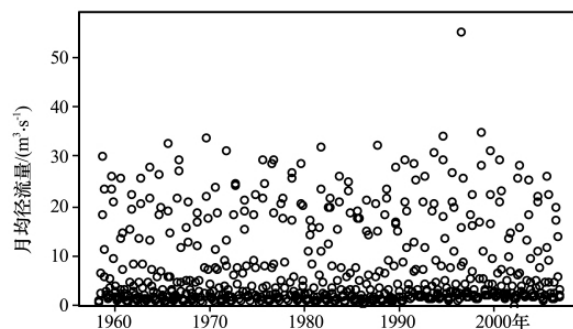


图 2 乌河 1958—2006 年的月均径流量
随时间变化的散点图

Fig. 2 The scatter diagram of the monthly average runoff changing with time from 1958 to 2006

计算乌河上游月均径流量的极值变化, 首先要选取合理的阈值 u_0 . 阈值 u_0 的确定采用了两种方法: 一是通过平均超出量图; 二是通过观察 GPD 模型中参数, 即修正的尺度参数 σ^* 和形状参数 ξ 随阈值 u 的变化情况来确定合理的阈值 u_0 .

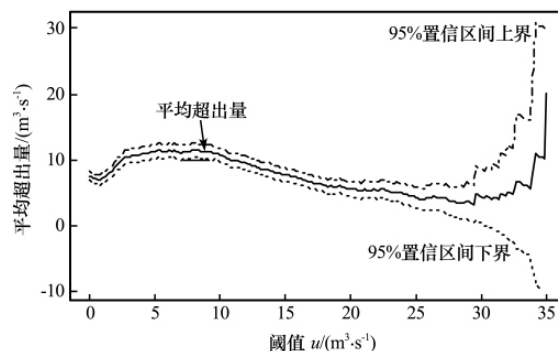


图 3 乌河月均径流值平均超出量

Fig. 3 Mean excess plot of the monthly average runoff in the Ürümqi River

首先是平均超出量图法. 由图 3 可以看出, 当阈值 u 在区间 $[10, 25]$ 之间时, 平均超出量(纵坐标值)与阈值之间有线形关系. 由于平均超出量图提供的可能阈值 u_0 的范围太大, 无法在较小的区间内选取阈值 u_0 , 因此选用修正的尺度参数 σ^* 和形状参数 ξ 随阈值 u 的变化情况来确定合理的阈值 u_0 .

图 4(a)显示, 当阈值 u 在区间 $[19.92, 22.71]$ 之间时, 修正的尺度参数 σ^* 以常数 6.630 为中心上下波动, 说明合理的阈值 u_0 应在此区间内选取.

同理, 绘制出形状参数 ξ 随阈值 u 的变化情况(图 4b), 显示当阈值 u 在区间 $[19.92, 22.71]$ 之间时, 形状参数 ξ 以常数 -0.0426 为中心上下波动, 说明合理的阈值 u_0 应在区间 $[19.92, 22.71]$ 内选取. 选取的阈值是否合理, 可以通过 GPD 模型的检验图来界定. 数据分析过程中, 在区间 $[19, 23]$ 之间分别选取了 11 个可能的阈值, 并分别做出它们的 GPD 模型检验图进行检验. 分析结果表明, 当选取阈值 $u_0 = 20$ 时, 对于此后所有大于 u_0 的阈值 u , 除了最大观测值 $55.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 外, 超过阈值 u 的月均流量的观测值都在 GPD 模型得出的相应重现水平的 95% 的置信区间内. 因此, 选取阈值 $u_0 = 20$.

对于选定的阈值 u_0 应用极大似然估计方法估

计 GPD 模型的形状参数 ξ 和尺度参数 σ , 最后做出月均径流量超出量的 GPD 模型检验图, 包括概率图(probability plot)、分位数图(quantile plot)、重现水平图(return level plot)以及密度函数图(density function plot)(图 5). 其中, 概率图和分位数图中, 超阈值统计量与 GPD 模型拟合值形成的点近似分布在一条斜率为 45° 的直线周围, 分别说明了 GPD 模型拟合的月均流量超阈值的概率分布与实际观测的超阈值的概率分布相符, 拟合的月均流量值与实际观测值相符. 重现水平图中, 实际观测到的超阈值的月均径流量值都在 GPD 模型得出的相应重现水平的置信区间内. 密度函数图显示了观测到的超阈值月均径流量的频率分布直方图与 GPD

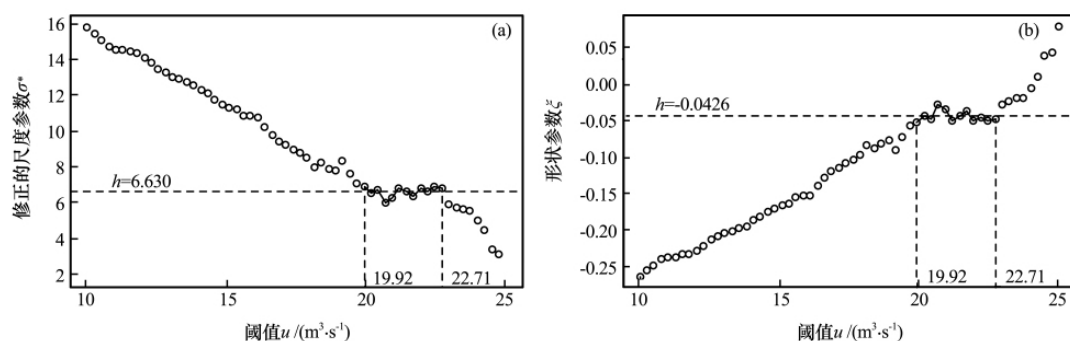


图 4 洪水期修正的尺度参数 σ^* (a) 和形状参数 ξ (b) 随阈值 u 的变化

Fig. 4 Modified scale parameter σ^* (a) and shape parameter ξ (b) against threshold u during flood period

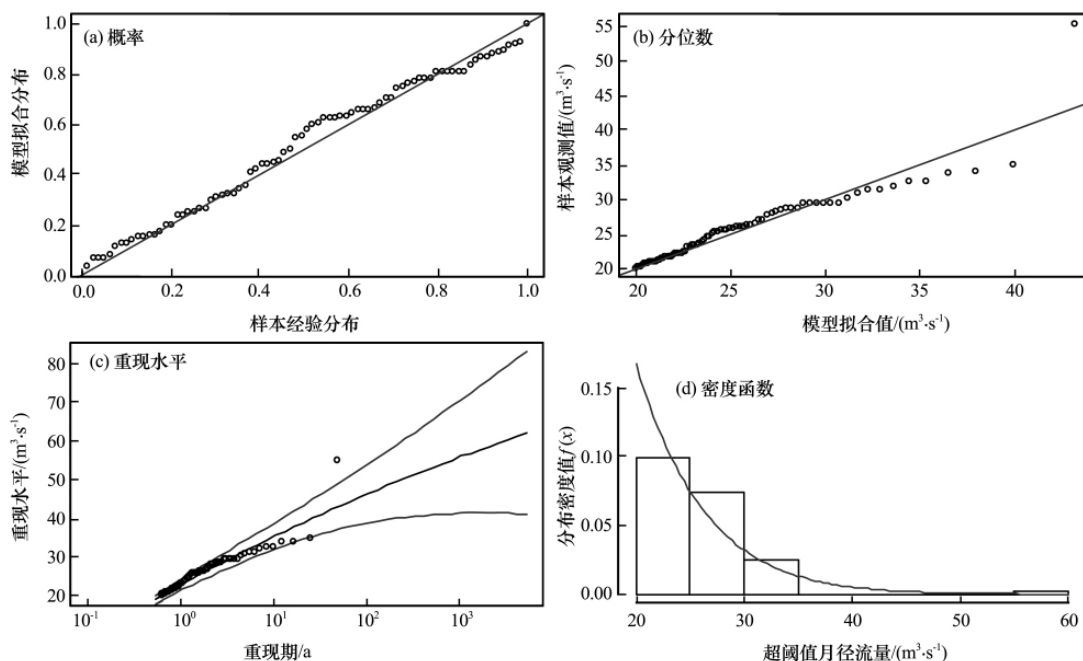


图 5 GPD 模型下乌河极大月均径流概率(a)、分位数(b)、重现水平(c)和密度函数(d)图

Fig. 5 Probability plot (a), quantile plot (b), return level plot (c) and density function plot (d) of the maximum monthly average runoff simulated with GPD model

模型拟合的密度曲线有同样的趋势. 因此, GPD 模型与月均径流量超出量分布的拟合度很好.

分别基于极大似然(maximum likelihood)和轮廓似然(profile likelihood)估计对重现水平的 95% 置信区间进行估计, 可以得到重现期为 10 a、25 a、50 a 和 100 a 的月均径流量极大值分别约为 $35.4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $39.9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $43.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $46.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (表 1). 表 1 中, x_{MU} 、 x_{ML} 分别为由极大似然估计得到的重现水平的 95% 置信区间的上限、下限; x_{PU} 、 x_{PL} 分别为由轮廓似然函数得到的重现水平的 95% 置信区间的上限、下限. 比率(ratio)表示极大似然得出的重现水平 95% 置信区间长度与轮

廓似然函数得出的重现水平 95% 置信区间长度之比.

基于比率可以看出, 在同一置信水平和重现期下, 极大似然估计得到的重现水平的分布更为集中(表 1), 但这并不能说明由极大似然估计得到的置信区间更为准确. 在 1958—2006 年这 49 a 中, 观测到的乌鲁木齐河最大的月均径流量为 $55.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. 由极大似然估计得到的 100 a 一遇重现水平的 95% 的置信区间上界是 $53.9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 小于 $55.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 即此区间并没有包括 49 a 实测的最大值. 而由轮廓似然法得到的 100 a 一遇重现水平的 95% 置信区间上界是 $61.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 大于 $55.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,

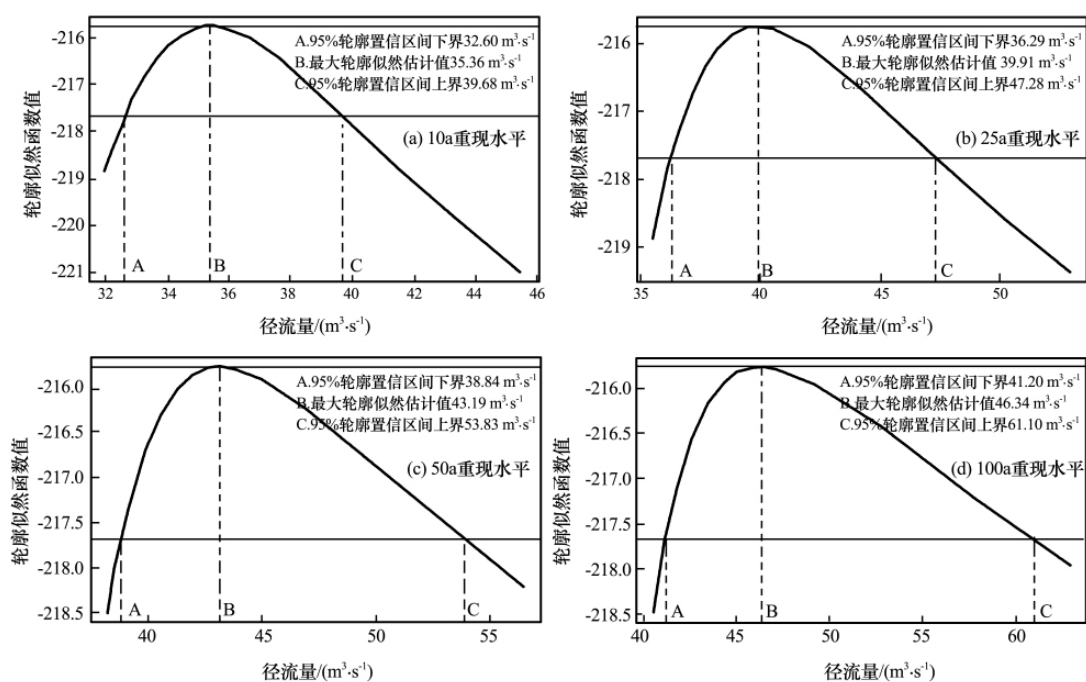


图 6 乌河月径流量极大值 10 a (a)、25 a (b)、50 a (c) 和 100 a (d) 重现水平的轮廓似然估计

Fig. 6 The profile likelihood estimations of the maximum monthly average runoff with 10 a (a), 25 a (b), 50 a (c) and 100 a (d) return level

表 1 乌河不同重现期月均径流极大值估算

Table 1 The estimation of the maximum monthly average runoff with different return levels

重现期/a	统计方法	95% 置信区间下限 /($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	估算值 /($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	95% 置信区间上限 /($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	ratio = $\frac{x_{\text{MU}} - x_{\text{ML}}}{x_{\text{PU}} - x_{\text{PL}}}$
10	极大似然	33.16	35.36	37.57	0.623
	轮廓似然	32.60	35.36	39.68	
25	极大似然	35.23	39.91	44.59	0.852
	轮廓似然	36.29	39.91	47.28	
50	极大似然	37.21	43.19	49.16	0.696
	轮廓似然	38.84	43.19	53.83	
100	极大似然	38.79	46.34	53.88	0.758
	轮廓似然	41.20	46.34	61.10	

即此区间包括了 49 a 实测最大值. 由此看来, 在同一置信水平和重现期下, 由轮廓似然得到的置信区间的可靠度可能较高.

4.2 月均径流量极小值重现期的分析

作为乌鲁木齐市重要的水源地, 乌河水量约占乌鲁木齐市地区总地表水量的 40%, 其在枯水期的径流变化也越来越多的引起了人们的关切. 因此, 在当前气候因素的综合影响下, 研究乌河径流最小值的变化显得十分重要. 新疆水资源构成和河川径流受冰川调节作用的影响十分显著^[31], 已有的研究表明, 乌河源的 1 号冰川最终于 2070 年左右退缩为冰斗^[32], 这将失去了对乌河的补给能力.

乌河上游月均径流的极小值变化, 同样采用 GPD 模型对数据进行了分析. 考虑估算研究区月径流极小值的实际情况, 并结合 GPD 模型用来求序列超阈值分布的特性, 我们首先取径流值小于 $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 的径流数据(枯水期), 并取其相反数, 则得到的数据皆为负数, 设这一新的数据序列为 X_t . 绘出 X_t 随时间的分布图(图 7). 从图中可以看出, X_t 从 1985 年开始有减小的趋势, 但在 2000 年以

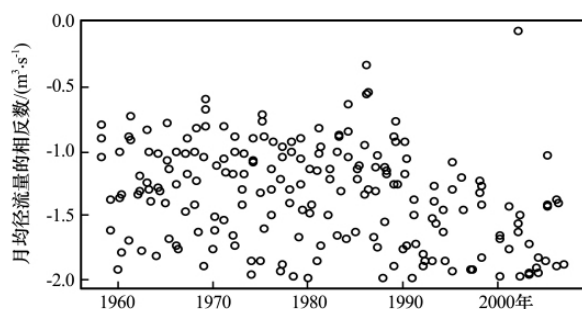


图 7 1958—2006 年月均径流($<2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

相反数随时间变化的散点图

Fig. 7 The scatter diagram of the opposite number of monthly average runoff ($<2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) changing with time from 1958 to 2006

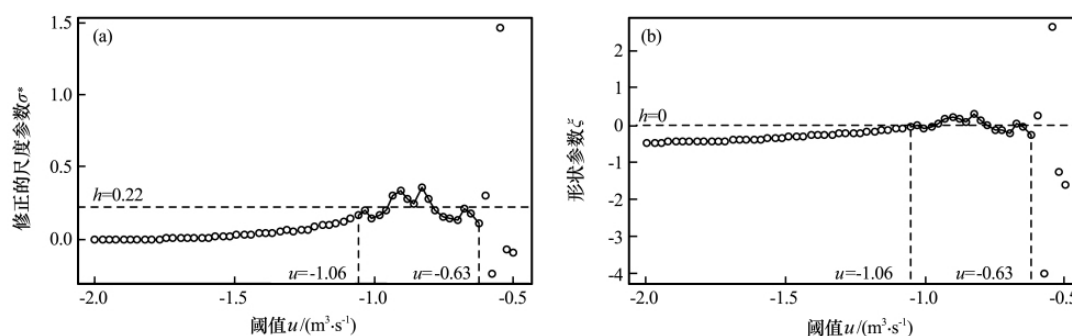


图 9 枯水期修正的尺度参数 σ^* (a) 和形状参数 ξ (b) 随阈值 u 的变化

Fig. 9 Modified scale parameter σ^* (a) and shape parameter ξ (b) against threshold u during dry period

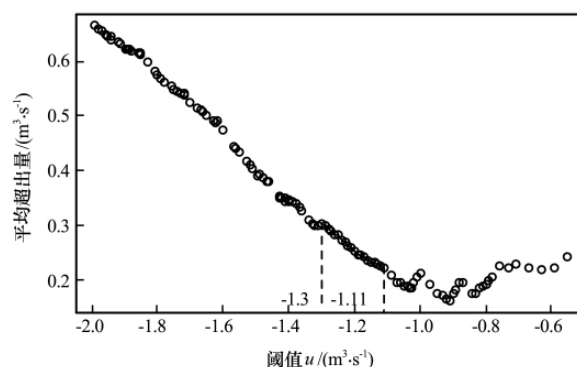


图 8 枯水期平均超出量随阈值 u 的变化

Fig. 8 Mean excess against threshold u during dry period

后波动较大, 说明乌河上游月径流最小值自 20 世纪 80 年代中期以来有增大趋势, 但进入 21 世纪以来月均径流最小值波动较大.

假设 X_t 满足 GPD 要求的条件, 同样通过平均超出量图和观察 GPD 模型中的参数(即修正的尺度参数 σ^* 和形状参数 ξ)来确定 X_t 的合理的阈值 u_0 .

首先绘制了 X_t 的平均超出量随阈值 u 的变化(图 8). 从图中可以看出, 当阈值在 $[-1.3, -1.11]$ 区间内变化时, 平均超出量与阈值之间呈现出明显的线性关系, 说明阈值应该在此范围内选取. 同时, 通过观察 GPD 模型中参数来确定阈值的方法也被采用. 修正的尺度参数 σ^* 随阈值 u 的变化和形状参数 ξ 随阈值 u 的变化如图 9 所示. 图 9(a)显示当阈值 u 在区间 $[-1.06, -0.63]$ 之间时, 修正的尺度参数 σ^* 以常数 0.22 为中心上下波动; 图 9(b)显示当阈值 u 在 $[-1.06, -0.63]$ 区间内时, 形状参数 ξ 以常数 0 为中心上下波动. 图 9 表明, 合理的阈值 u_0 应在区间 $[-1.06, -0.63]$ 内选取. 综合平均超出量图和观察 GPD 模型中的参数两种方法, 再根据超阈值的样本容量尽量大的原则, 选取这两种确定阈值 u_0 方法区间的并集作为

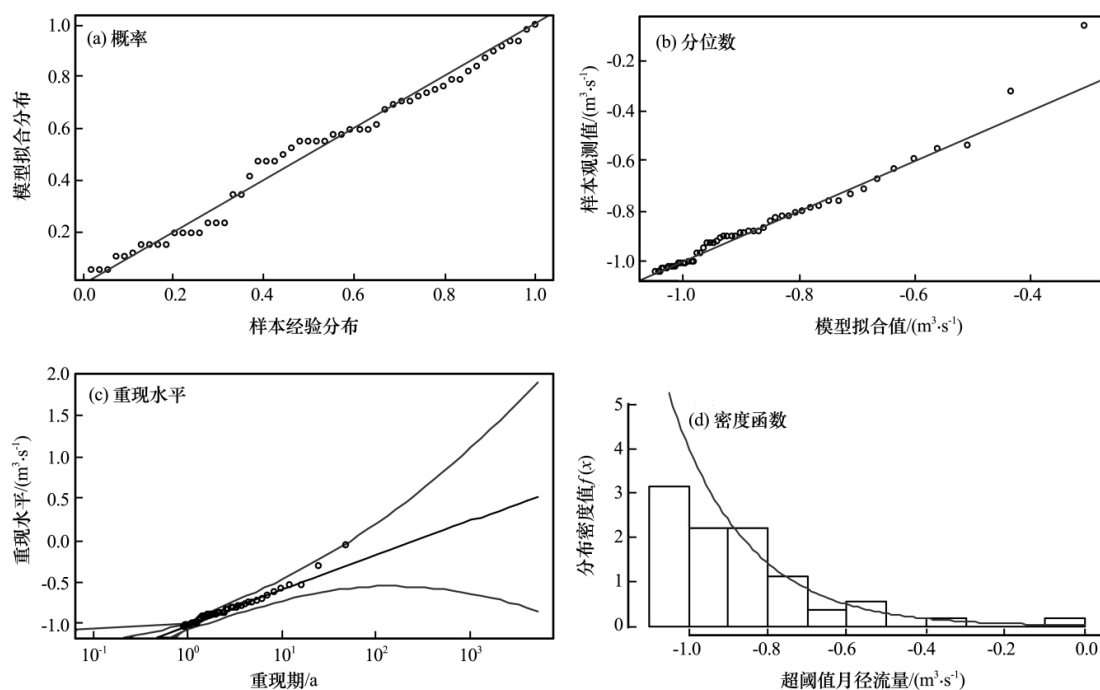


图 10 GPD 模型下乌河极小月均径流概率(a)、分位数(b)、重现水平(c)和密度函数(d)图

Fig. 10 Probability plot (a), quantile plot (b), return level plot (c) and density function plot (d) of the minimum monthly average runoff simulated with GPD model

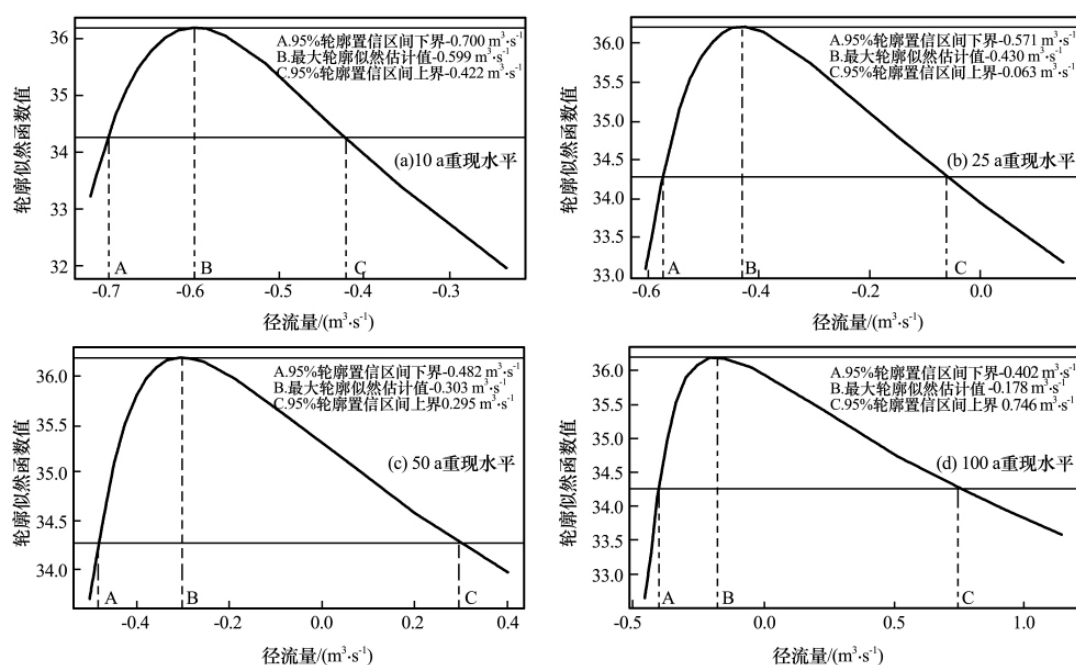


图 11 乌河月径流量极小值相反数 X_t 10 a (a)、25 a (b)、50 a (c)和 100 a (d)重现水平的轮廓似然估计

Fig. 11 The profile likelihood estimations of the opposite number of minimum monthly average runoff with 10 a (a), 25 a (b), 50 a (c) and 100 a (d) return level

X_t 的阈值选取区间, 即在区间 $[-1.3, -0.63]$ 之间选取合理的阈值。

选取的阈值是否合理, 可以通过 GPD 模型的

检验图来界定(图 10)。我们在区间 $[-1.4, -0.96]$ 之间选取了 23 个可能的阈值, 并分别绘出它们的 GPD 模型检验图。检验发现, 当选取阈值

表 2 乌河不同重现期月均径流极小值估算

Table 2 The estimation of the minimum monthly average runoff with different return levels

重现期/a	统计方法	95% 置信区间下限 /($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	估算值 /($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	95% 置信区间上限 /($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	$\text{ratio} = \frac{x_{\text{MU}} - x_{\text{ML}}}{x_{\text{PU}} - x_{\text{PL}}}$
10	极大似然	0.470	0.599	0.729	0.933
	轮廓似然	0.422	0.599	0.700	
25	极大似然	0.232	0.430	0.628	0.779
	轮廓似然	0.063	0.430	0.571	
50	极大似然	0.028	0.303	0.579	0.709
	轮廓似然	-0.295	0.303	0.482	
100	极大似然	-0.199	0.178	0.554	0.656
	轮廓似然	-0.746	0.178	0.402	

$u_0 = -1.05$ 时, 对于此后所有大于 u_0 的阈值 u , 超过阈值 u 的 X_i 都在 GPD 模型得出的相应重现水平的 95% 的置信区间内. 因此, 当阈值 $u_0 = -1.05$ 时, 阈值超出量可以认为服从 GPD 分布.

同理, 分别基于极大似然和轮廓似然估计对重现水平的 95% 置信区间进行估计得出, 重现期为 10 a、25 a、50 a 和 100 a 的 X_i 的重现水平. 因为 X_i 是月径流量取相反数后的数据, 所以对 X_i 取相反数还原月均流量值. 则重现期为 10 a、25 a、50 a 和 100 a 的月均径流量极小值分别约为 $0.60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $0.43 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $0.30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (表 2). 图 11 展示了通过轮廓似然函数得出的乌河上游月均径流极小值相反数的 4 种重现水平.

在表 2 中, 基于极大似然得出的重现水平 95% 置信区间长度与轮廓似然函数得出的重现水平 95% 置信区间长度比较, 可以看出随着重现期的增加, 即 N 的增大, 比率在变小. 这说明随着重现期的增长, 用轮廓似然函数得出的重现水平的估计中包含了更多的不确定性. 此外, 表 2 中由轮廓似然函数得出的 100 a 一遇的径流极小值的重现水平 95% 置信区间的下界和由极大似然函数得出的 100 a 一遇的径流极小值的重现水平的 95% 置信区间的下界均小于 0. 这表明, 在 2058 年之前, 英雄桥径流可能出现断流情况. 这与已有的研究成果, 即天山乌河源区 1 号冰川将于 2070 年前后退缩为空冰斗并基本失去了对乌河的补给能力^[25], 在时间上相差 12 a, 这主要是因为乌河枯水期主要为冰雪融水补给, 随着冰川面积的减小, 补给量会越来越低, 只有少量的冰雪融水补给河流; 可是春季降水量稀少, 加之气温低, 几乎没有液态降水. 所以, 乌鲁木齐河山区流域断流的时间可能要比冰川消融

殆尽的时间来的更早些.

5 结论

本文选择具有长期观测基础的乌河上游作为研究区, 运用 1958—2006 年间的逐月均径流资料, 讨论了 GPD 模型在预测径流极值变化中的应用, 并对乌河上游月均径流极值的重现期进行了预测, 得到以下结论:

(1) 通过观察 GPD 模型中参数随阈值 u 改变以及分析可能的合理阈值所对应的 GPD 模型检验图来确定合理的阈值 u_0 , 得出乌河上游月均径流极大值重现期为 10 a、25 a、50 a 和 100 a 的月均径流量极大值分别约为 $35.4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $39.9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $43.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $46.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

(2) 基于极大似然和轮廓似然估计法, 得出重现期为 10 a、25 a、50 a 和 100 a 的月均径流量极小值分别约为 $0.60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $0.43 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $0.30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; 在当前气候因素影响下, 乌河上游 2058 年前后枯水期时将可能发生断流现象.

与其他极值统计模型相比, 运用超阈值的观测资料进行建模的 GPD 模型, 能够达到信息量使用的最大化, 从而提高模型的精度. 在流域径流变化的预测中, 具有广泛的应用前景. 运用 GPD 模型虽然能够较好的预测流域径流的极值变化, 但是由于已有的实测径流系列较短, 所以随着重现期的增长, 得出重现水平的估计中含有一定的不确定性, 使其精度有所下降; 同时要指出的是, 这种关系只是从统计意义上给出的, 复杂的内外因素也可能造成模型的不确定性, 从而降低径流变化过程模拟的不确定性, 这正是我们今后研究的重要课题之一.

致谢：感谢两位评审专家对文章提出宝贵的修改意见；感谢巴黎地球物理研究院高鑫博士在文章修改过程中给予的帮助。

参考文献 (References):

- [1] Burns D A, Klaus J, McHale M R. Recent climate trends and implications for water resources in the Catskill Mountain region, New York, USA[J]. *Journal of Hydrology*, 2007, **336** (1/2): 155—170.
- [2] Shi Yafeng. Estimation of the water resources affected by climatic warming and glacier shrinkage before 2050 in west China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2001, **23**(4): 333—341. [施雅风. 2050 年前气候变暖冰川萎缩对水资源影响情景预估[J]. *冰川冻土*, 2001, **23**(4): 333—341.]
- [3] Chen Yaning, Xu Zongxue. Plausible impact of global climate change on water resources in the Tarim River Basin[J]. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 2005, **48**(1): 65—73.
- [4] Han Tianding, Ding Yongjian, Jiao Keqin, *et al.* Analysis of the extremum of snow and glacier meltwater runoff at the headwaters of the Ürümqi River[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2005, **27**(2): 276—281. [韩添丁, 丁永建, 焦克勤, 等. 天山乌鲁木齐河源区冰雪径流的极值分析[J]. *冰川冻土*, 2005, **27**(2): 276—281.]
- [5] Chen Yaning, Xu Changchun, Yang Yuhui, *et al.* Hydrology and water resources variation and its responses to regional climate change in Xinjiang[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2009, **64**(11): 1331—1341. [陈亚宁, 徐长春, 杨余辉, 等. 新疆水文水资源变化及对区域气候变化的响应[J]. *地理学报*, 2009, **64**(11): 1331—1341.]
- [6] Liu Youcun, Ye Baisheng, Métivier F, *et al.* Preliminary study on reaction of mountain runoff to climate change in Ürümqi River, China[C]//Proceedings of 2011 International Symposium on Water Resource and Environmental Protection, Vol. 3. Piscataway, NJ: IEEE Computer Society Press, 2011: 2350—2354.
- [7] Ding Yongjian, Liu Shiyin, Liu Fengjing, *et al.* Advancement of cold-region hydrology studies over last the two decades in China—in memorial of outstanding cold-region hydrologist, Dr. Ye Baisheng, for his scientific achievements and innovative contributions [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(5): 1009—1022. [丁永建, 刘时银, 刘风景, 等. 中国寒区水文学研究的新阶段——记我国杰出寒区水文学家叶柏生研究员的创新与贡献[J]. *冰川冻土*, 2012, **34**(5): 1009—1022.]
- [8] Lan Yongchao, Zhong Yingjun, Wu Sufen, *et al.* Response of mountain runoff to climate change in representative rivers originated from the Tianshan Mountain[J]. *Journal of Desert Research*, 2011, **31**(1): 254—260. [蓝永超, 钟英君, 吴素芬, 等. 天山南、北坡典型河流流出山径流对气候变化响应的分析对比[J]. *中国沙漠*, 2011, **31**(1): 254—260.]
- [9] Dumas P, Hallegatte S, Quintana-Segui P, *et al.* The influence of climate change on flood risks in France—first estimates and uncertainty analysis[J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2013, **13**(3): 809—821.
- [10] Core Writing Team, Pachauri R K, Reisinger A. Climate Change 2007: Synthesis Report: Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[R]. Geneva, Switzerland: IPCC, 2007.
- [11] Huziy O, Sushama L, Khaliq M N, *et al.* Analysis of stream-flow characteristics over Northeastern Canadian in a changing climate[J]. *Climate Dynamics*, 2013, **40**(7/8): 1879—1901.
- [12] Ding Yihui, Ren Guoyu, Shi Guangyu, *et al.* National assessment report of climate change (I): Climate change in China and its future trend [J]. *Advances in Climate Change Research*, 2006, **2**(1): 3—8. [丁一汇, 任国玉, 石广玉, 等. 气候变化国家评估报告 (I): 中国气候变化的历史和未来趋势 [J]. *气候变化研究进展*, 2006, **2**(1): 3—8.]
- [13] Shen Yongping. Tianshan—hot spot for researches of global climate change and water circulation[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2009, **31**(4): 780. [沈永平. 中亚天山是全球气候变化和水循环变化的热点地区[J]. *冰川冻土*, 2009, **31**(4): 780.]
- [14] Gao Xin, Ye Baisheng, Zhang Shiqiang, *et al.* Glacier runoff variation and its influence on river runoff during 1961—2006 in the Tarim River Basin, China[J]. *Science China: Earth Sciences*, 2010, **53**(6): 880—891.
- [15] Mao Weiye, Fan Jing, Shen Yongping, *et al.* Variations of extreme flood of the rivers in Xinjiang region and some typical watersheds from Tianshan Mountains and their response to climate change in recent 50 years[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(5): 1037—1046. [毛伟峰, 樊静, 沈永平, 等. 近 50 a 来新疆区域与天山典型流域极端洪水变化特征及其对气候变化的响应[J]. *冰川冻土*, 2012, **34**(5): 1037—1046.]
- [16] Shen Yongping, Su Hongchao, Wang Guoya, *et al.* The responses of glaciers and snow cover to climate change in Xinjiang (I): Hydrological effects[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(3): 513—527. [沈永平, 苏宏超, 王国亚, 等. 新疆冰川、积雪对气候变化的响应 (I): 水文效应 [J]. *冰川冻土*, 2013, **35**(3): 513—527.]
- [17] Ye Baisheng, Yang Daqing, Jiao Keqin, *et al.* The Ürümqi River source Glacier No. 1, Tianshan, China: Change over the past 45 years[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, **32** (21), doi:10.1029/2005GL024178.
- [18] Lan Yongchao, Zhong Yingjun, Wu Sufen, *et al.* Sensitivity of mountain runoff of rivers originated from the south slope and the north slope of the Tianshan Mountain to climate change [J]. *Journal of Mountain Science*, 2009, **27**(6): 712—718. [蓝永超, 钟英君, 吴素芬, 等. 天山南、北坡河流流出山径流对气候变化的敏感性分析[J]. *山地学报*, 2009, **27**(6): 712—718.]

- [19] Liu Youcun, Métivier F, Gaillardet J, *et al.* Erosion rates deduced from seasonal mass balance along the upper Ürümqi River in Tianshan[J]. *Solid Earth*, 2011, **2**(2): 283–301.
- [20] Li Zhongqin, Wang Wenbin, Zhang Mingjun, *et al.* Observed changes in streamflow at the headwaters of the Ürümqi River, eastern Tianshan, central Asia[J]. *Hydrology Processes*, 2010, **24**(2): 217–224.
- [21] Jiao Keqin, Ye Baisheng, Han Tianding, *et al.* Response of runoff to climate change in the Glacier No. 1 at the headwater of Ürümqi River, Tianshan Mountains during 1980–2006[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, **33**(3): 606–611. [焦克勤, 叶柏生, 韩添丁, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川径流对气候变化的响应分析[J]. *冰川冻土*, 2011, **33**(3): 606–611.]
- [22] Yang Miao, Ye Baisheng, Peng Peihao, *et al.* A simulation of glacial runoff at headwaters of the Ürümqi River[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(1): 130–138. [杨淼, 叶柏生, 彭培好, 等. 天山乌鲁木齐河源区 1 号冰川径流模拟研究[J]. *冰川冻土*, 2012, **34**(1): 130–138.]
- [23] Li Jiangfeng, Yuan Yujia, You Xiyao. 360 years' runoff reconstruction in the Ürümqi River basin using tree rings[J]. *Quaternary Sciences*, 1997, **17**(2): 131–137. [李江风, 袁玉江, 由希尧. 乌鲁木齐河山区流域 360 年径流量的重建[J]. *第四纪研究*, 1997, **17**(2): 131–137.]
- [24] Zhang Jiebin. Analysis on flood frequency of Ürümqi River[J]. *Arid Land Geography*, 1997, **20**(4): 1–10. [张捷斌. 乌鲁木齐河洪水频率分析[J]. *干旱区地理*, 1997, **20**(4): 1–10.]
- [25] Zhang Xiangyun, Cheng Weihu. Statistical inference for binomial-generalized Pareto compound extreme value distribution model[J]. *Acta Mathematicae Applicatae Sinica*, 2012, **35**(3): 560–572. [张香云, 程维虎. 二项-广义 Pareto 复合极值分布模型的统计推断[J]. *应用数学学报*, 2012, **35**(3): 560–572.]
- [26] Liu Youcun, Métivier F, Lajeunesse É, *et al.* Measuring bedload in gravel-bed mountain rivers: averaging methods and sampling strategies[J]. *Geodinamica Acta*, 2008, **21**(1/2): 81–92.
- [27] Cui Yuhuan, Ye Baisheng, Wang Jie, *et al.* The runoff simulations for the Glacier No. 1 hydrologic section at the headwaters of the Ürümqi River on the different timescales [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2013, **27**(7): 119–126. [崔玉环, 叶柏生, 王杰, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川水文断面不同时间尺度径流估算[J]. *干旱区资源与环境*, 2013, **27**(7): 119–126.]
- [28] Wu Sufen, Liu Zhihui, Han Ping, *et al.* Impact of climate change on water resources of the Ürümqi River basin[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, **28**(5): 703–706. [吴素芬, 刘志辉, 韩萍, 等. 气候变化对乌鲁木齐河流域水资源的影响[J]. *冰川冻土*, 2006, **28**(5): 703–706.]
- [29] Shi Daoji. *Statistics of Extremes Method*[M]. Tianjin: Tianjin Science & Technology Press, 2006. [史道济. *实用极值统计方法*[M]. 天津: 天津科学技术出版社, 2006.]
- [30] Coles S. *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*[M]. London: Springer-Verlag, 2001.
- [31] Li Zhongqin, Li Kaiming, Wang Lin. Study on recent glacier changes and their impact on water resources in Xinjiang, northwestern China[J]. *Quaternary Sciences*, 2010, **30**(1): 96–106. [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.]
- [32] Duan Keqin, Yao Tandong, Wang Ninglian, *et al.* Numerical simulation of Ürümqi Glacier No. 1 in the eastern Tianshan, central Asia from 2005 to 2070[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012, **57**(34): 4505–4509.

A Study of the Variation of Extreme Runoff in the Upstream of the Ürümqi River, Tianshan Mountains

LIU You-cun^{1,2}, HUO Xue-li³, HAO Yong-hong¹, JIAO Ke-qin⁴,
HAN Tian-ding⁴, LIU Yan⁵, LIU Zhi-fang⁵, LIU Can³

(1. Tianjin Key Laboratory of Water Resources and Environment, Tianjin Normal University, Tianjin 300387, China; 2. State Key Laboratory of Simulation and Regulation of Water Cycle in River Basin, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China; 3. College of Urban and Environmental Science, Tianjin Normal University, Tianjin 300387, China; 4. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China; 5. College of Mathematical Sciences, Tianjin Normal University, Tianjin 300387, China)

Abstract: Extreme value theory is the major means to deal with extreme events of small probability, which has been widely used in hydrology. In this paper, based on the theory and method of generalized Pareto distribution model, the extreme runoff in the upstream of the Ürümqi River, Tianshan Mountains was predicated. The results of different average runoff return levels, which contain 95% confidence intervals, indicate that the maximum average monthly runoff corresponding to 10 a, 25 a, 50 a and 100 a return period is $35.4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $39.9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $43.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and $46.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,

respectively, and the minimum average monthly runoff corresponding to 10 a, 25 a, 50 a and 100 a return period is $0.60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $0.43 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $0.30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and $0.18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectively, in the upstream of the Ürümqi River. Regarding the impact of present climate change, it is expected that the upstream of the river will dry up in the dry season around 2058. The results are only from the statistically significant associations. Of course, there are substantial uncertainties about the extreme runoff prediction.

Key words: generalized Pareto distribution; return period; variation of runoff; extreme runoff; Ürümqi River