

# Temporal and Spatial Evolution Characteristics of Runoff in Tuwei River Basin

Le Bai, Enkuan Li, Xiaohui Su

Yellow River Institute of Hydraulic Research, Zhengzhou Henan  
Email: 76916968@qq.com

Received: Nov. 6<sup>th</sup>, 2019; accepted: Nov. 20<sup>th</sup>, 2019; published: Nov. 27<sup>th</sup>, 2019

---

## Abstract

As actual water flow in the Middle Yellow River basin has been decreasing since the 1970s, the spatio-temporal evolution characteristics of the runoff also produce new changes. Such changes will inevitably affect the development and utilization of water resources, therefore influence the healthy, rapid development of the economy along the river. This study analyses the variability of seasonal and annual runoff in the upper reaches of the Tuwei River at Gaojiabao hydrological station from 1967 to 2012 as well as Gaojiachuan hydrological station during 1956 to 2012 in the downstream. The methods of Gini coefficient, PW-MK trend test, MK-P abrupt test and Pettit t test were employed to explain the characteristics of the seasonal and annual change of runoff. The results indicated that: the Gini coefficient of runoff in both upstream and downstream is more than 0.8, annual distribution is highly uniform, and the upstream homogeneous phenomenon is more obvious. Annual and seasonal runoff shows significant decreasing trend and mutation features. The change points of upstream runoff occurred in 1984 and 1997. The notable abrupt variation of runoff in the lower reaches was observed in 1979 and 1996. At the same time, the downstream runoff decreased more than the upstream on the 5%, 50%, and 95% frequencies, and the 95% frequency runoff decreased the most. Compared to the contrast period the impact proportion of the human activities on runoff in human activity intensity low period for the upper and lower reaches was 70.01%, 82.56%. The impact proportion was 69.37%, 77.14%, respectively in human activity intensity higher period. Human activities such as large-scale water and soil conservation measure and high intensity of coal mining have become a major factor for the change in annual runoff in both upper and lower reaches of the Tuwei River.

## Keywords

The Evolution of the Runoff, Distribution Homogeneity, Abrupt Change, SCRAQ Method, Tuwei River Basin

---

# 秃尾河流域径流量时空演变特征

白 乐, 李恩宽, 苏晓慧

黄河水利科学研究院, 河南 郑州

Email: 76916968@qq.com

收稿日期: 2019年11月6日; 录用日期: 2019年11月20日; 发布日期: 2019年11月27日

## 摘 要

应用基尼系数、预置白Mann-Kendall趋势检验、MK-P法、Pettit t等方法, 分析秃尾河上游高家堡站(1967~2012a)、下游高家川站(1956~2012a)径流时空演变特征。结果表明: 秃尾河上、下游径流基尼系数均超过0.8, 年内分布高度均匀, 上游均匀现象更明显; 上下游全年及四季年径流量均呈显著减少趋势, 上游径流在1984, 1997年发生两次明显突变, 下游以1979, 1996年为突变年; 同一时期在5%、50%、95%频率上, 下游径流降幅大于上游, 且95%频率径流降幅最大。与基准期相比, 人类活动强度较低期上、下游人类活动对径流的影响比例分别为70.01%, 82.56%, 人类活动强度较高期人类活动对径流的影响比例分别为69.37%, 77.14%。水土保持和煤炭开采等人类活动成为影响秃尾河径流减少的主要因素。

## 关键词

径流演变, 分布均匀度, 突变, SCRAQ法, 秃尾河流域

Copyright © 2019 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

黄河中游是我国重要的能源基地, 也是我国主要的缺水地区。20 世纪 70 年代以来, 黄河中游河川径流量不断减少, 其径流演变特征也发生了新的变化。河川径流时空变化必然影响流域水资源的开发利用, 进而影响沿河各经济体的健康、快速发展。各国学者对径流时空演变特征开展了大量研究。Marius-Victor 等[1]对瑞士 48 条未受到人类活动干扰的河流的日径流量进行了分析; Omar 等[2]阐述了加拿大马更些河流域冬季和夏季的径流变化特征; 李勃等[3]研究了黄河干流 1956~2017 年期间径流量时空变化的特征; 胡慧杰等[4]对黄河近百年径流演变特征进行分析后, 确定了不同时期引起径流突变的主要因素。胡春宏等[5]研究表明, 北方河流年代径流量除淮河、松花江外, 均呈明显的减少趋势。因此, 径流时空演变特征已成为水文学研究的热点之一。

秃尾河是黄河中游一条较大支流, 地跨沙漠区和盖沙丘陵区。高家堡以上主要为沙地, 其产流机制类似于蓄满产流[6], 其径流变化特征与下游黄土沟壑区超渗产流有显著差异。秃尾河流域也是陕北能源重化工基地的重要组成部分, 随着榆神府煤炭资源的开发, 流域经济迅速发展, 水土保持、水利工程建设等改变了流域下垫面条件, 导致降水、入渗、蒸散发等水平衡要素变化, 引起径流量减少, 进一步改

变了径流的时空分布特征。早期的研究主要从气候变化[7]或水土保持[8]某一方面讨论对径流变化的影响,且主要反映全流域径流变化特征[9],而针对沙地和黄土沟壑区径流时空差异性,尤其空间变化差异性的研究较少。因此,本文基于秃尾河流域高家堡站(1967~2012a)和高家川站(1956~2012a)日径流数据,采用径流基尼系数、预置白 Mann-Kendall 趋势检验[10]、MK-P 法[11]等分析流域上、下游径流年内、年际变化特征,并通过 SCRAQ 法[12]定量评价气候变化和人类活动对径流的影响比例,其研究成果对促进秃尾河水资源可持续开发利用具有指导意义。

## 2. 流域概况

秃尾河流域位于陕北黄土高原北部,毛乌素沙漠南缘。秃尾河发源于陕西省神木县宫泊沟海子,自北向南流经瑶镇、高家堡、高家川,于神木县万镇河口岔村汇入黄河。干流全长 139.6 km,流域面积 3294 km<sup>2</sup>,多年平均量降水量 377.4 mm,降水主要集中在 6~9 月,且多暴雨。流域以高家堡为界上下分为风沙草滩区和黄土丘陵沟壑区。高家堡以上流域面积 2095 km<sup>2</sup>(占流域总面积的 63.6%),多年平均量降水量 392.29 mm,主要为沙地,地形平坦开阔,降雨绝大部分渗入到地下,经过第四系松散含水层调节后排泄于河道。多年平均径流量 2.49 亿 m<sup>3</sup>。高家堡以下(占流域面积 26.4%)为黄土丘陵沟壑区,沟壑纵横,地表植被差,水土流失严重。流域内煤炭资源丰富,主要位于北部的风沙区,具有埋藏浅、易开采、煤质优等特点。根据榆林能源化工基地总体规划,秃尾河流域将加快煤炭资源开发利用,依托流域内锦界工业园、清水煤化学工业园的规划建设,将形成以煤化工和煤液化为主的重化工基地和商品煤基地。

## 3. 数据及研究方法

### 3.1. 数据来源

高家堡(1967~2012a)和高家川站(1956~2012a)日径流数据来源于黄河水利委员会整编资料;面降水数据根据高家堡、高家川,榆林、神木、圪丑沟、公草湾等 11 个雨量站实测资料,通过面积加权平均求得;潜在蒸发数据根据国家气象局气象信息中心神木站和榆林站 1956~2012 年日蒸发资料,参照谢贤群等[13]研究成果,结合秃尾河流域实际,上、下游潜在蒸发量和蒸发皿蒸发量的比值分别取 0.62 和 0.52;煤矿数据来源于各个煤矿生产、管理部门、陕西省安监局、陕西省煤炭局等多家单位;水土保持数据源于文献[14],地下水开发利用和水利工程建设数据来源于陕西省水资源公报和统计年鉴。

### 3.2. 数据处理方法

#### 3.2.1. 径流基尼计算

径流基尼系数根据图 1 中洛伦兹曲线的面积计算的[15]。设径流实际分配曲线(洛伦兹曲线)和绝对平等分配曲线之间的面积为  $A$ ,实际分配曲线右下方的面积为  $B$ ,并以  $B/(A+B)$  值,被称为径流基尼系数,计算方法详见式(1)。基尼系数在 0.8 以上,表示高度平均或绝对平均;0.7~0.8 之间表示相对平均;0.3~0.4 之间为“比较合理”。

$$\text{径流GI系数} = 1 - \sum_{i=1}^n (X_i - X_{i-1})(Y_i + Y_{i-1}) \quad (1)$$

式中:  $X_i$  为时间累积百分比;  $Y_i$  为径流累积百分比;  $i$  为分配对象,且当  $i=1$  时  $(X_{i-1}, Y_{i-1})$  视为  $(0, 0)$ 。

#### 3.2.2. MK-P 检验方法

MK-P 方法由 Charles Rouge [11]在 Mann-Kendall 法和 Pettit 检验方法的耦合的基础上,通过定义  $A(n \times n)$  矩阵,主要通过对比  $s(1, \tau)$  和  $k(\tau)$  变化,识别时间序列发生趋势变化和跳跃变化的确切时间,其原理步骤如下:

1) Mann-Kendall 法统计量  $s$  和 Pettit 耦合, 详见式(2), 且对于 Pettit 法统计量  $T$  表示(3)。

2) 判定趋势和跳跃变化。构造矩阵  $A$ , 详见式(4), 使其满足式(2)。当存在突变时,  $s(1, \tau)$  和  $s(\tau+1, n)$  之间没有相关关系, 反之发生趋势变化时, 两者存在相关关系。为了便于比较  $s(1, \tau)$ 、 $s(\tau+1, n)$ , 引入时段  $d$ , 根据式(6)计算  $k(\tau, d)$ , 使其  $T_c$  值。将  $(T_c, d)$  代入式(7), 当  $d > D$  时, 该序列发生了突变, 反之趋势变化。

$$s = \sum_{1 \leq i \leq j \leq \tau} \text{sgn}(x_j - x_i) + k(\tau) + \sum_{\tau+1 \leq i \leq j \leq n} \text{sgn}(x_j - x_i) = s(1, \tau) + k(\tau) + s(\tau+1, n) \quad (2)$$

$$T = \arg \max_{1 \leq \tau \leq N} \{|k(\tau)|\} \quad (3)$$

$$a_{ij} = \begin{cases} 0 & \text{if } j \leq i \\ \text{sgn}(x_j - x_i) & \text{if } j > i \end{cases} \quad (4)$$

$$k(\tau, d) = \sum_{i=1}^{\tau+d} \sum_{j=\tau+1}^n a_{ij} \quad (5)$$

$$T_c = \arg \max \{|k(\tau, d)|\} \quad (6)$$

$$s = s(1, T_c) + k(T_c, d) + s(T_c + d + 1, n) \quad (7)$$

### 3.2.3. SCRAQ 法

SCRAQ 法[12]在变点识别的基础上, 分离基准期和不同人类活动时期; 然后以时间为自变量, 累计径流、降水、蒸发量为因变量, 根据不同时段累计量斜率差值, 计算气候变化和人类活动对径流的影响。采用时间这一客观变量为自变量, 累计值为因变量, 与双累计曲线相比, 有效降低了两者变化率一致导致的误差, 这一方法在黄河流域, 尤其是皇甫川流域得到了较好的验证。计算步骤如下:

分别假设变异点前后的累计径流斜率为  $K_{Rb}$  和  $K_{Ra}$ , 累计降水量斜率为  $K_{Pb}$  和  $K_{Pa}$ , 累计潜在蒸发斜率为  $K_{EOb}$  和  $K_{EOa}$ 。累计径流斜率变化率计算公式如下:

$$R_{KR} = 100 \times (K_{Ra} - K_{Rb}) / K_{Rb} \quad (8)$$

同样的累计降水与累计潜在蒸发的斜率变化率计算公式如下:

$$R_{KP} = 100 \times (K_{Pa} - K_{Pb}) / K_{Pb} \quad (9)$$

$$R_{KEO} = 100 \times (K_{EOa} - K_{EOb}) / K_{EOb} \quad (10)$$

则降雨量、潜在蒸发量和人类活动对径流的影响贡献率分别计为  $C_P, C_{EO}, C_H$

$$C_P = 100 \times R_{KP} / R_{KR} \quad (11)$$

$$C_{EO} = 100 \times R_{KEO} / R_{KR} \quad (12)$$

$$C_H = 100 - C_P - C_{EO} \quad (13)$$

## 4. 径流时空演变特征

### 4.1. 径流年内分配均匀度特征

由图 2 可知: 秃尾河上游高家堡水文站(1967~2012a)和下游高家川水文站(1956~2012a)年平均径流量分别为 2.49 亿  $\text{m}^3$ , 3.24 亿  $\text{m}^3$ ; 年径流基尼系数分别为 0.8802 和 0.8468, 均超过 0.8, 表明秃尾河上下游径流年内高度均匀, 且上游年内分布更均匀。年际间径流量基尼系数呈略微上升趋势, 基尼系数的波动性减弱, 表明流域年际间径流时间分布的稳定性增强。

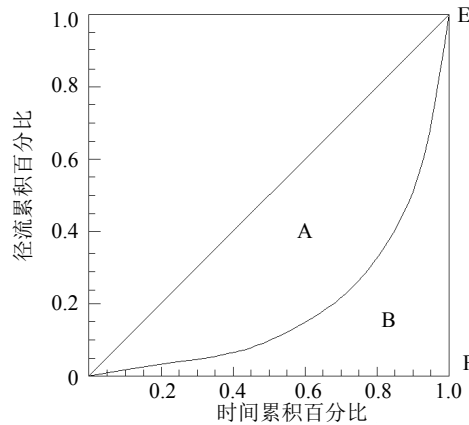


Figure 1. The variation of runoff Gini coefficient  
图 1. 径流基尼系数变化图

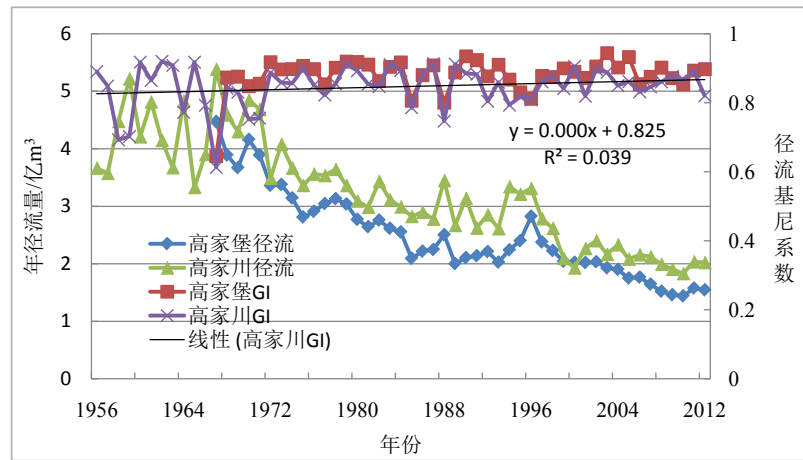


Figure 2. The variation of runoff and Gini coefficient of the Tuwei River  
图 2. 秃尾河径流及其基尼系数变化图

为验证径流年内均匀度分布特征，对秃尾河流域上、下游全年及四季变化率进行统计，详见表 1。由表 1 可知：流域上、下游全年变化率分别为 $-0.508/10a$  和 $-0.490/10a$ 。四季中夏季减少率最大，上、下游分别为 $-0.166/10a$  和 $-0.291/10a$ ，其次为秋季、春季和冬季。上游夏季下降率比秋、春、冬季分别高 15.06%、26.51%、52.41%；下游夏季下降率较秋、春、冬季分别高 42.79%、47.76%、65.67%。除夏季上游比下游下降率低 21.08%外，其它 4 个时段上游下降率均高于下游，这也是径流年内变化趋于均匀化，上游分布更均匀，年际径流稳定性增强的重要原因。

#### 4.2. 径流年际变化趋势及突变分析

PW-MK 检验方法[10]是为了剔除时间序列的自相关性，具体步骤如下：① 计算序列  $X_t$  的在  $\delta$  置信水平下的一阶自相关系数  $r_1$ ，并采用双侧检验进行  $r_1$  的显著性检验[16]；② 根据式(14)求出不具有自相关性的时间序列。最后，应用 MK 方法来检验重组序列趋势变化的显著性。

$$X'_t = X_t - r_1 X_{t-1} \tag{14}$$

取显著性水平  $\delta = 0.10$ ，取趋势检验显著性水平  $\alpha = 0.05$ ，对秃尾河流域上、下游 5 个时段重组年径流序列进行 MK 检验，详见表 1。

**Table 1.** Results of trend tests for annual runoff variables by PW-MK in 5 time series in the upper and lower reaches of the Tuwei River basin**表 1.** 秃尾河上、下游 5 个时段年径流 PW-MK 检验表

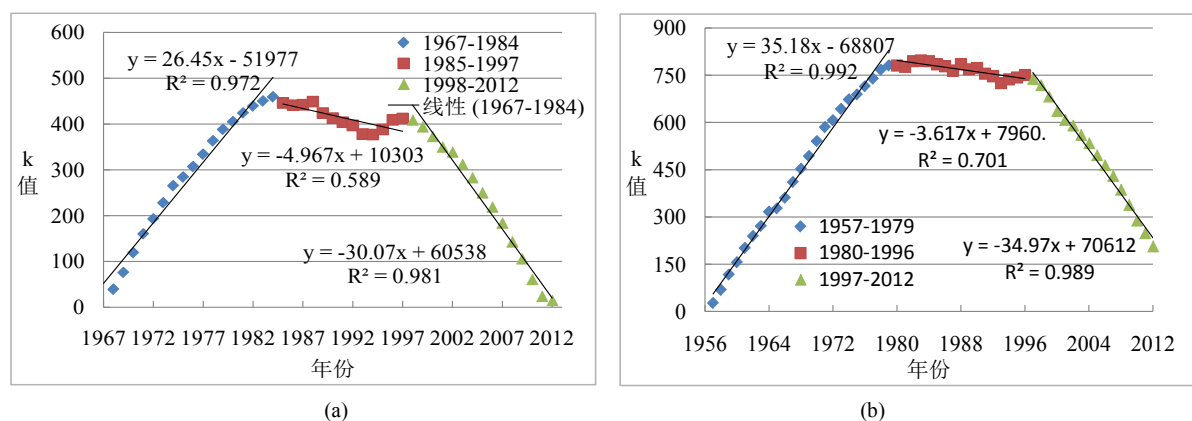
时间段	上游(高家堡)				下游(高家川)			
	统计量 Z	$\alpha = 0.05$	突变年份	变化率	统计量 Z	$\alpha = 0.05$	突变年份	变化率
全年	-6.14	+	1984、1996	-0.508	-5.24	+	1978、1996	-0.49
春季	-4.60	+	1985	-0.122	-5.23	+	1977	-0.105
夏季	-5.38	+	1982、1999	-0.166	-4.63	+	1978、1996	-0.201
秋季	-5.41	+	1983、1996	-0.141	-4.95	+	1978	-0.115
冬季	-2.79	+	1984	-0.079	-4.84	+	1979	-0.069

由表 1 可知：秃尾河流域上、下游全年、春季、夏季、秋季、冬季 5 个时段均呈现显著减少趋势，且流域上、下游 5 个时段径流量在统计上均具有跃变性质。上游跃变时间大致出现在 1983，1984、1996、1997 年，下游大致出现在 1978、1979、1996、1997 年，且各时段均达到了 0.01 的显著减少水平。

利用根据 MK-P 检验法[11]原理，选取  $D/n = 0.3$  [11]，对高家堡站(1967~2012a)和高家川站(1956~2012a)年径流量的突变年进行判断。结果表明：高家堡水文站站可能的突变年为 2005~2008 年，高家川站突变年可能在 1986~2009 年之间。这与 Wang, S. [17]在河龙区间径流突变的研究结论并不一致，初步认为  $D$  值直接影响检验结果。

进一步采用 Pettit t 检验法[18]确定高家堡站(1967~2012a)和高家川站(1956~2012a)年径流的突变年，详见图 3(a)，图 3(b)。由图 3(a)可知，高家堡站在 1984 和 1997 年发生明显转折，计量  $k$  分别为 459 和 412，则  $P(\tau)$  分别为  $6.04 \times 10^{-6}$  和  $7.14 \times 10^{-5}$  均远小于 0.5，因此，1967~2012 年高家堡径流序列的突变年份为 1984 年和 1997 年。同理，高家川站(1956~2012a)径流序列突变点为 1979 年和 1996 年。这与周旭[19]在该流域所得到的转折点基本一致，也与流域内大规模水土保持措施和高强度煤炭资源开发的时间基本吻合。

综上所述：秃尾河上、下游径流序列均存在两个明显变异点。流域上、下游一级突变点分别为 1984 和 1979 年，与上世纪七八十年代大规模水土保持有关。二级突变点出现在 1997 和 1996 年，与该时期大规模的煤矿开采时间基本吻合。因此，上下游径流量序列分别以 1984、1997 年及 1979、1996 年为界，分为基准期、人类活动强度较低期( $h_1$ )、人类活动强度较高期( $h_2$ )。

**Figure 3.** (a) Change of  $k$  value calculated by Pettit t method in Gaojiabao hydrologic station; (b) Change of  $k$  value calculated by Pettit t method in Gaojiachuan hydrologic station**图 3.** (a) 高家堡 Pettit t 检验  $k$  值变化图；(b) 高家川 Pettit t 检验  $k$  值变化图

### 4.3. 不同时期游径流变化程度分析

基于基准期和人类活动期划分结果,对全年及四季在丰水(5%)、平水(50%)和枯水(95%)频率下,上、下游径流变化进行量化评价,详见表 2。

**Table 2.** The relative changes represented by daily runoff curves in high, median and low flows in 5 time series in the upper and lower reaches of the Tuwei River basin

**表 2.** 秃尾河上、下游 5 个时段径流减少量在丰、平、枯期的相对变化率

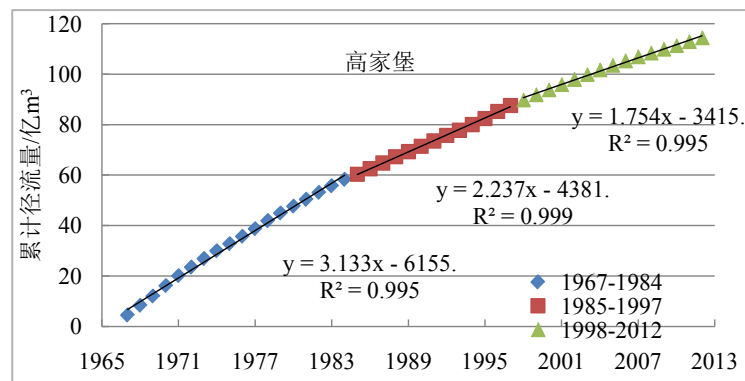
站名	不同频率	全年		春季		夏季		秋季		冬季	
		h <sub>1</sub>	h <sub>2</sub>	h <sub>1</sub>	h <sub>2</sub>	h <sub>1</sub>	h <sub>2</sub>	h <sub>1</sub>	h <sub>2</sub>	h <sub>1</sub>	h <sub>2</sub>
高家堡	5%	-29.06	-43.49	-21.06	-43.29	-32.21	-39.23	-36.58	-50.06	-22.62	-29.18
	50%	-30.45	-40.8	-33.46	-42.97	-23.64	-47.82	-31.64	-34.16	-31.78	-33.61
	95%	-30.95	-43.49	-20.16	-46.18	-21.9	-52.11	-24.9	-51.99	-33.35	-32.5
高家川	5%	-30	-54.35	-9.54	-18.84	-48	-70.77	-14.93	-44.72	-14.48	-30.46
	50%	-21.94	-46.62	-24.39	-56.37	-28.41	-44.37	-25.6	-45.81	-19.26	-39.18
	95%	-18.92	-45.66	-27	-63.04	-18.25	-55.12	-22.61	-50.52	-11.62	-24.38

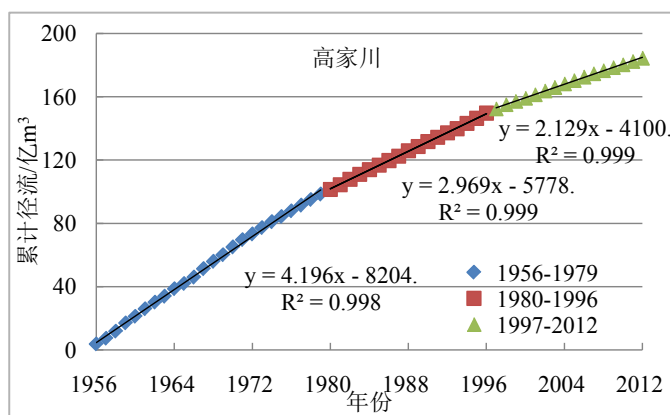
从表 2 可以看出:与基准期相比, h<sub>1</sub> 期流域上、下游年径流量 5% 频率分别减少 25%~30%、30%; 50% 频率减少 30%~35%、20%~25%, 95% 频率分别减少 30%~35%、15%~20%; h<sub>2</sub> 期上、下游年径流量在 5% 频率分别减少 40%~45%, 50%~55%, 50% 频率分别减少 40%~45%, 45%~50%, 95% 频率减少 40%~45%, 45%~50%。与 h<sub>1</sub> 期相比, 上游 h<sub>2</sub> 期径流量减少是前期的 1.67 倍, 下游是前期的 2.11 倍。其余 4 个季节减少幅度变化比较大, 总体上看, 同一时期不同频率下, 下游年径流量降幅大于上游, 且 95% 频率径流量减幅最大。这是因为秃尾河上游为风沙草滩区, 下游为黄土沟壑区, 二者差异很大, 上游风沙滩草区以风沙土为主, 地形平坦开阔, 降雨绝大部分入渗到地下, 经第四系含水层调节后排泄于河道。95% 频率径流减少幅度较其它频率偏大, 是因为枯水期降水较少, 气温较高, 蒸发强烈, 需从引水干渠上游桑树渠、高惠渠和下游红花渠引水满足农业灌溉, 径流减幅更大。

### 4.4. 不同时期人类活动对径流影响评价

#### 4.4.1. 不同时期人类活动对径流影响的分离

以高家堡、高家川站径流、降水和潜在蒸发为研究对象, 以突变检验结果为依据, 通过线性回归计算不同时期各要素累计变化斜率及比例。以径流变化为例, 详见图 4。按照 SCRAQ 法[12]原理及计算步骤, 进行流域人类活动和气候变化对径流影响的分离, 具体分离结果如表 3, 表 4 所示。





**Figure 4.** Relationships between year and cumulative runoff of Gaojiabao and Gaojiachuan hydrologic station

**图 4.** 高家堡、高家川累计径流随时间变化曲线

**Table 3.** The proportion and change of cumulative runoff, precipitation and potential evaporation in different periods  
**表 3.** 不同时期上、下游累计径流、降水和潜在蒸发随时间变化比例及变化

不同时期	变化量及变化率	高家堡			高家川		
		1967~1984	1985~1997	1998~2012	1956~1979	1980~1996	1997~2012
与基准期径流相比	累计斜率	3.133	2.2375	1.7548	4.1969	2.9698	2.1298
	变化量( $10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ )		-0.896	-1.38		-1.23	-2.07
	变化率(%)		-28.58	-43.99		-29.24	-49.25
与人类活动强度较低期径流相比	变化量( $10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ )			-0.4827			-0.84
	变化率(%)			-21.57			-28.28
	累计斜率	408.3	364.96	364.96	429.16	384.28	345.9
与基准期降水相比	变化量(mm/a)		-43.34	-43.34		-44.88	-83.26
	变化率(%)		-10.61	-10.61		-10.46	-19.4
	变化量(mm/a)			0			-38.38
与人类活动强度较低期降水相比	变化率(%)			0			9.99
	累计斜率	1287.3	1261	1249.4	1005.3	996.52	990.48
	变化量(mm/a)		-26.3	-37.9		-8.78	-14.82
与基准期潜在蒸发相比	变化率(%)		-2.04	-2.94		-0.87	-1.47
	变化量(mm/a)			-11.6			-6.04
	变化率(%)			-0.92			-0.61

**Table 4.** Contributions proportion of climate change and human activities to the runoff changes at different periods in the upper and lower reaches of the Tuwei River basin

**表 4.** 不同时期上、下游气候变化和人类活动对秃尾河径流变化影响比例

站名	不同时期	与基准期相比				与人类活动强度较低期相比			
		$C_P$	$C_E + C_H$	$C_E$	$C_H$	$C_P$	$C_E + C_H$	$C_E$	$C_H$
高家堡	1985~1997	37.14	62.86	-7.15	70.01				
	1998~2012	24.13	75.87	-6.69	82.56	0	100	-4.26	95.74
高家川	1980~1996	33.62	66.38	-2.99	69.37				
	1997~2012	25.94	74.06	-3.08	77.14	11.56	88.44	-2.29	90.73



由表 3, 表 4 可知: 以高家川为例, 不同时期人类活动及气候变化对径流的影响程度不同。人类活动对径流量的影响呈增加趋势, 而气候变化则对径流量的影响呈减少趋势, 且使得径流量逐渐减少。具体体现在与基准期相比,  $h_1$  期径流变化量为  $-1.23 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ , 变化率为  $-29.24\%$ ; 降水变化量为  $-44.88 \text{ mm/a}$ , 变化率为  $-10.46\%$ ; 潜在蒸发变化量  $-8.78 \text{ mm/a}$ , 变化率为  $-0.87\%$ ; 则人类活动、降水、潜在蒸发对径流的影响比例分别为  $69.37\%$ ,  $37.14\%$ ,  $-7.1\%$ 。 $h_2$  期人类活动、降水、潜在蒸发对径流影响比例分别为  $77.14\%$ ,  $25.94\%$ ,  $-3.08\%$ 。与  $h_1$  期相比,  $h_2$  期人类活动、降水、潜在蒸发对径流的影响比例分别  $90.73\%$ ,  $11.62\%$ ,  $-2.29\%$ 。总体而言, 同一时期, 秃尾河上、下游人类活动和气候变化对径流量的改变量基本相当, 但上游潜在蒸发引起的径流量的改变比下游分别高  $58.18\%$ ,  $53.96\%$  和  $46.24\%$ , 初步认为可能与上游处于风沙滩草地蒸发强烈有关。人类活动仍是引起秃尾河上、下游径流演变的主要因子。

#### 4.4.2. 人类活动对径流变化的影响

对秃尾河上、下游流域不同时期各项人类活动调查表明: 人类活动对径流的影响作用主要体现在水土保持、煤炭开采、地下水开发利用及水利工程建设等方面。

1) 水土保持对径流变化的影响。秃尾河上、下游径流量  $h_1$  期显著减少可能与水土保持, 尤其是林草地面积的快速增加有关。70 年代末期流域开始大规模水土保持工作, 水土保持面积由 1979 年的  $229.15 \text{ km}^2$  增加到 1996 年的  $1140.93 \text{ km}^2$ , 占流域面积比例由  $7\%$  上升到  $35.1\%$ 。林草面积所占比例由 1979 年的  $5.82\%$  增加为 1996 年的  $32.58\%$  [14]。黄河水利委员会绥德水土保持试验站观测资料表明, 林地盖度为  $30\%$ 、 $50\%$ 、 $70\%$ , 分别减少地表径流  $53\%$ 、 $86\%$ 、 $94\%$ 。另外, 上游径流突变时间滞后于下游, 可能与上游水土保持措施开始实施时间、水土保持未达到预期效果有关。

2) 煤矿开采对径流变化的影响。上世纪 90 年代, 尤其是 1996 年之后, 秃尾河流域煤矿开采量和采空区面积不断增加, 详见图 5, 采煤塌陷形成的地裂缝一方面使降雨补给向下渗漏, 消减地表径流。另一方面, 导水裂隙带发育至第四系含水层底部, 造成潜水位大幅度下降, 泉流量减少, 甚至干涸, 引起河流的侧向补给来源明显减少[20]。由表 4 可知, 相对于  $h_1$  期流域上、下游  $h_2$  期(主要为煤炭开采), 人类活动对径流的影响比例分别为  $95.74\%$  和  $90.73\%$ 。

3) 地下水开发利用对径流的影响。秃尾河流域地下水开发是导致秃尾河径流减少的另一原因。秃尾河径流的  $68\%$  [21] 来自基流的补给。随着流域经济快速发展, 流域用水量不断增加。地下水的供水量由 2006 年的  $8.31 \text{ 万 m}^3$ , 增加到 2010 年的  $8.84 \text{ 万 m}^3$ , 并持续增加。地下水开采过程中宜采用引泉开采, 而实际多选用分散井或集中水源地开采。地下水开采量的增加和不合理的开发利用, 消减地下水对径流的补给。

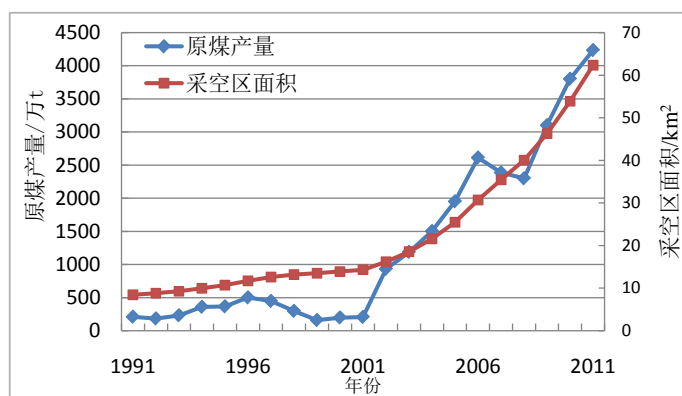


Figure 5. The output of raw coal and the actual area of underground goaf during 1991-2011

图 5. 1991~2011 年原煤产量与采空区面积变化曲线

4) 水利工程建设对径流变化的影响。秃尾河流域一系列水利工程的建成和运行,在改变径流时间分布分配的同时,也影响到水文监测断面的实测径流量。

综上所述:秃尾河流域 70 年代末以来的大规模水土保持和 90 年代中后期高强度的煤矿开采是导致秃尾河上下游径流减少的两个重要原因。另外,地下水开发利用、水利工程建设的影响也不容忽视。

## 5. 结论

1) 秃尾河上下游径流基尼系数值超过 0.8,径流年内分布高度均匀,上游分布更均匀。年径流基尼系数有略微上升趋势,径流年际随时间分布的稳定性有增强趋势,夏季径流量高于其他季节,除夏季外,其他 4 个时段上游下降率明显高于下游,是径流年内变化趋于均匀化,上游分布更均匀,年际径流稳定性增强的重要原因之一。

2) 秃尾河上、下游 5 个时段(全年、春季、夏季、秋季、冬季)年径流呈现显著下降趋势,且具有显著的突变特征,上游径流量以 1984 和 1997 年为突变点,下游突变发生在 1979 和 1996 年。与基准期相比, $h_1$  期流域上、下游年径流量 5%频率分别减少 25%~30%、30%;50%频率减少 30%~35%、20%~25%,95%频率分别减少 30%~35%、15%~20%; $h_2$  期上、下游年径流量在 5%频率分别减少 40%~45%、50%~55%,50%频率分别减少 40%~45%、45%~50%,95%频率减少 40%~45%、45%~50%。与  $h_1$  期相比,上游  $h_2$  期径流量减少是前期的 1.67 倍,下游是前期的 2.11 倍。同一时期不同频率下,上、下游年径流量降幅均大于上游,且 95%频率年径流量减少幅度最大。

3) 与基准期相比,人类活动较低期上、下游人类活动对径流变化的影响比例分别为 70.01%,82.56%,人类活动较高期人类活动对上、下游径流的影响比例分别为 69.37%,77.14%。与人类活动较低期相比,人类活动较高期对上、下游径流的影响比例分别为 95.74%和 90.73%。大规模水土保持和高强度煤炭开采是影响秃尾河径流减少的主要原因,地下水开发利用、水利工程建设 and 气候变化的影响也不可忽视。

## 基金项目

黄河水利科学研究院基本科研业务费专项(HKY-JBYW-2019-05);黄河水利科学研究院科技发展基金专项(黄科发 2019-05)。

## 参考文献

- [1] Birsan, M.-V., Molnar, P., et al. (2005) Stream Flow Trends in Switzerland. *Journal of Hydrology*, **314**, 312-329. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.008>
- [2] Omar, I., Aziz, A. and Burn, D.H. (2006) Trends and Variability in the Hydrological Regime of the Mackenzie River Basin. *Journal of Hydrology*, **319**, 282-294. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.039>
- [3] 李勃, 穆兴民, 高鹏, 等. 1956-2017 年黄河干流径流量时空变化新特征[J]. 水土保持研究, 2019, 26(6): 120-126+132.
- [4] 胡慧杰, 崔凯, 曹茜, 等. 黄河近百年径流演变特征分析[J]. 人民黄河, 2019, 41(9): 14-19.
- [5] 胡春宏, 王延贵, 张燕菁, 等. 中国江河泥沙变化趋势与主要影响因素[J]. 水科学进展, 2010, 21(4): 524-532.
- [6] 范念念, 吴保生, 田富强. 沙地地区水文过程及模拟——以秃尾河流域为例[J]. 水文, 2013, 33(1): 12-17.
- [7] 刘智勇, 张鑫, 李小冰. 气候变化对秃尾河流域径流量的影响[J]. 干旱地区农业研究, 2001, 29(6): 184-190.
- [8] 白桦, 穆兴民, 王双银. 水土保持措施对秃尾河径流的影响[J]. 水土保持研究, 2010, 17(1): 41-44.
- [9] 孙天青, 张鑫, 梁学玉, 等. 秃尾河径流特性及人类活动对径流的影响分析[J]. 人民长江, 2010, 41(8): 47-50.
- [10] 赵琳琳. 基于 PW-MK 及小波分析的辽阳降水特征研究[J]. 灌溉排水学报, 2017, 36(9): 97-101.
- [11] Rougé, C., Ge, Y. and Ca, X.M. (2013) Detecting Gradual and Abrupt Changes in Hydrological Records. *Advances in Water Resources*, **53**, 33-44. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.09.008>

- 
- [12] Kong, B., Huang, S., Ma, L., *et al.* (2018) Spatio-Temporal Changes in Potential Evaporation and Possible Causes Based on SCRAQ Method: A Case Study in the Wei River Basin, China. *Journal of Coastal Research*, **84**, 94-102. <https://doi.org/10.2112/SI84-014.1>
- [13] 谢贤群, 王菱. 中国北方近 50 年潜在蒸发的变化[J]. 自然资源学报, 2007, 22(5): 683-691.
- [14] 穆兴民, 高鹏, 巴桑赤烈, 等. 应用流量历时曲线分析黄土高原水利水保措施对河川径流的影响[J]. 地球科学进展, 2008, 23(4): 382-389.
- [15] 刘德地, 陈晓宏. 一种区域用水量公平性的评估方法[J]. 水科学进展, 2008, 19(2): 268-272.
- [16] Anderson, R.L. (1942) Distribution of the Serial Correlation Coefficients. *Annals of Mathematical Statistics*, **13**, 1-13. <https://doi.org/10.1214/aoms/1177731638>
- [17] Wang, S., Yan, M., Yan, Y., *et al.* (2012) Contributions of Climate Change and Human Activities to the Changes in Runoff Increment in Different Sections of the Yellow River. *Quaternary International*, **282**, 66-77. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.07.011>
- [18] Pettitt, A.N. (1979) A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Applied Statistics*, **28**, 126-135. <https://doi.org/10.2307/2346729>
- [19] 周旭. 变化环境下秃尾河径流演变规律研究[D]: [硕士学位论文]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2012.
- [20] 张发旺, 赵红梅, 宋亚新, 等. 神府东胜矿区采煤塌陷对水环境影响效应研究[J]. 地球学报, 2007, 28(6): 521-527.
- [21] 钱云平, 蒋秀华, 金双彦, 等. 黄河中游黄土高原区河川基流特点及变化分析[J]. 地球科学与环境学报, 2004, 26(2): 88-91.