

DOI:10.3880/j.issn.1004-6933.2022.02.020

# 汾河流域上游基流特征及其影响因素

吕向林<sup>1</sup>, 姬世保<sup>1</sup>, 仇亚琴<sup>1</sup>, 郝春洋<sup>1</sup>, 杨 月<sup>2</sup>

(1. 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 100078;

2. 天津科技大学滨海地下水利用与保护研究室, 天津 300450)

**摘要:**针对汾河流域河川径流量、河川基流量急剧减少和流域内生态环境恶化严重的问题,根据汾河流域上游控制站兰村水文站实测径流量数据,对比了数字滤波法、时间步长法对汾河流域基流分割的适用性,分析了基流变化特征及主要影响因素,并应用随机森林算法对影响因素重要性进行了评价。结果表明:数字滤波法( $\alpha = 0.925$ )适宜汾河流域基流分割,可以客观反映汾河流域基流情况;河川基流量在 1956—2016 年呈极显著下降趋势,在 2008 年之后有所缓解,突变发生在 1981 年和 2008 年;汾河流域上游基流年内分布呈典型双峰型结构,峰值流量从之前的 8 月转移至 3 月,2000—2009 年平均基流量仅为 1956—1959 年的 1/8;降水量减少对基流量减少的贡献率仅为 9.96%,不考虑气温影响时人类活动对基流量减少的贡献率为 83.19%;人类活动中煤矿开采和地下水开采是造成基流减少的主要因素。

**关键词:**河川径流量;河川基流量;人类活动;数字滤波法;随机森林算法;汾河流域

**中图分类号:**TV121<sup>+</sup>.4      **文献标志码:**A      **文章编号:**1004-6933(2022)02-0147-07

**Characteristics of base flow in upstream of Fen River Basin and its influencing factors**//LYU Xianglin<sup>1</sup>, JI Shibao<sup>1</sup>, QIU Yaqin<sup>1</sup>, HAO Chunfeng<sup>1</sup>, YANG Yue<sup>2</sup>(1. State Key Laboratory of Simulation and Regulation of Water Cycle in River Basin, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100078, China; 2. Laboratory of Coastal Groundwater Utilization and Protection, Tianjin University of Science and Technology, Tianjin 300450, China)

**Abstract:** In view of the sharp reduction of river runoff and river base flow in the Fenhe River Basin and the serious deterioration of ecological environment in the basin, according to the measured runoff data of Lancun hydrological station, the upstream control station of the Fenhe River Basin, the applicability of digital filter method and time step method to the base-flow separation in the Fenhe River Basin was compared. The variation characteristics and main influencing factors of base flow were analyzed, and the importance of influencing factors was evaluated by using random forest algorithm. The results show that the digital filter ( $\alpha = 0.925$ ) is suitable for base-flow separation in the Fen River Basin and can objectively reflect the base flow situation in the Fen River Basin. The river base flow showed a very significant downward trend from 1956 to 2016, and eased after 2008. The mutation occurred in 1981 and 2008. The annual distribution of base flow in the upstream of Fenhe River Basin showed a typical bimodal structure. The peak flow shifted from August to March. The average base flow from 2000 to 2009 is only 10% of that from 1956 to 1959. The contribution rate of precipitation reduction to base flow reduction is only 9.96%. When the influence of temperature is not considered, the contribution rate of human activities to base flow reduction is 83.19%. In human activities, coal mining and overexploitation of groundwater are the main factors causing the reduction of base flow.

**Key words:** river runoff; river base flow; human activities; digital filtering method; random forest algorithm; Fen River Basin

基流是地表径流的重要组成部分,基于径流成分的传播时间,将径流划分为直接径流和基流,其中

直接径流由地表产流和快速壤中流组成,基流由慢速壤中流和地下水组成<sup>[1]</sup>。由于地下水以及慢速

基金项目:国家重点研发计划(2017YFC0404603);流域水循环模拟与调控国家重点实验室自主研究课题(SKI2020ZY04)

作者简介:吕向林(1997—),男,硕士研究生,主要从事水循环模拟研究。E-mail: 1911006225@qq.com

通信作者:仇亚琴(1974—),女,教授级高级工程师,博士,主要从事水资源评价及水循环模拟研究。E-mail: qyqwd@126.com

壤中流较为稳定,变化过程较长,与直接径流相比基流对降水的响应比较缓慢。在无人类影响情况下,基流量较为稳定,是枯水期径流的主要组成部分。基流量具有保持河川径流量、维持河道内生态环境以及种群生态、通过冲沙保持河床深度等多种重要功能。流域水文循环中基流参与不饱和含水层、地下水、地表径流之间的水量交换,是水文循环的重要特征。此外,基流量也可以用来检验分布式水文模型的模拟结果是否合理。

目前基流研究主要集中在基流分割方法、基流变化特征、影响因素分析等方面,此外,生态基流最近逐渐成为研究热点。基流分割方法主要有数字滤波法、滑动最小值法、时间步长法(hydrograph separation program, HYSEP)以及水文模型法<sup>[2]</sup>。一些学者认为,滑动最小值法以径流量的下包线作为基流,将一部分洪水退水期水量算作基流量,使得基流量偏大<sup>[3]</sup>。水文模型法需要数据较多,其中物理模型的参数优化非常复杂。数字滤波法需要数据较少,易于计算机自动实现,是近年来国际上普遍应用的基流分割方法<sup>[4]</sup>。雷泳南等<sup>[5]</sup>基于数字滤波法对窟野河流域进行基流分析,发现流域基流量下降趋势极为显著,基流量变化主要驱动因素是流域内煤矿开采和地下水超采。董薇薇等<sup>[6]</sup>针对祁连山疏勒河上游流域采用数字滤波法和滑动最小值法进行基流分割,分析了基流和基流指数BFI(基流量与径流量的比值)的变化特征,并从气温和降水两方面讨论了疏勒河上游流域基流变化的主要影响因素。

## 1 研究区概况

汾河作为黄河的第二大支流,全长713 km,流域面积39 721 km<sup>2</sup>,流经忻州市、太原市等6市,流域面积占山西省总面积的25.5%,被誉为山西省的母亲河。近年来,人类活动影响强烈,水土流失、煤矿大规模开采、地下水超采等问题改变了汾河流域的水循环路径及水量交换过程。汾河流域基流量急剧减少,2000—2009年平均基流量仅为1956—1959年的1/8,且下游出水口多年发生断流情况,引发地面沉降、湖泊干涸、河道内生物圈崩塌、鱼类洄游受阻等一系列严重生态环境问题,严重威胁当地社会经济可持续发展。本文选取汾河上游流域(111°21'E~112°29'E,37°40'N~38°58'N)控制站兰村站数据(图1),采用数字滤波法及HTSED对汾河流域上游地区进行基流分割,刻画基流变化特征,分析基流量变化的主要影响因素,以期对汾河流域社会经济可持续发展、生态环境建设提供依据。

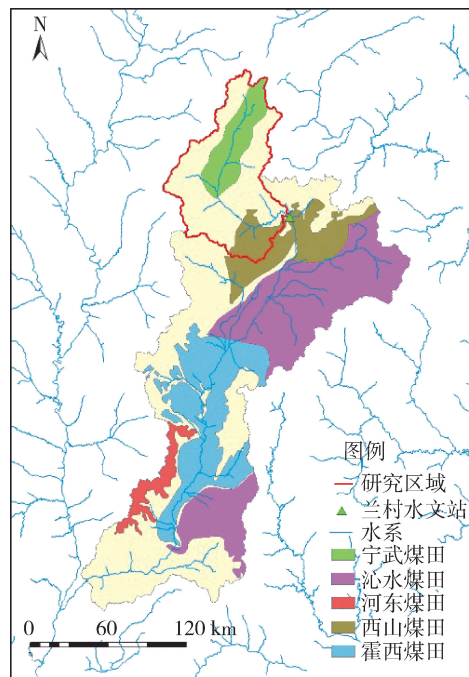


图1 汾河上游流域及煤矿分布

Fig. 1 Distribution of coal mines and upstream of Fen River Basin

## 2 研究数据与方法

### 2.1 研究数据

选择汾河流域上游控制站兰村水文站1956—2016年实测日径流数据,分别采用单参数滤波法及HYSEP方法进行基流分割得到日基流量,按时间计算年、月基流量。为使单位统一,本文统一将径流量、基流量转换成径流深(mm)、基流深(mm),即将流量与流域面积相除,反映单位面积的流量变化情况。降水数据来源于中国地面气候资料日值数据集(V3.0),采用泰森多边形法计算并对面积进行加权平均得到平均面降雨量。1956—2008年原煤开采量数据来自《山西能源经济60年》。

### 2.2 研究方法

a. 数字滤波法。数字滤波法是国际上普遍应用的基流分割方法,原始数据通过数字滤波器被分解为高频信号和低频信号,分别对应地表径流和基流<sup>[5,7]</sup>。本文采用Lyne于1979年首次提出,Nathan于1990年进行改进的基流分割方程:

$$q_{b,i} = \alpha q_{i,i-1} + \frac{1 + \alpha}{2} (q_i - q_{i-1}) \quad (1)$$

式中: $\alpha$ 为滤波参数; $q_i$ 为*i*时刻的径流量,m<sup>3</sup>/s; $q_{b,i}$ 为*i*时刻的基流量,m<sup>3</sup>/s; $q_{i,i-1}$ 为*i-1*时刻的地表径流量,m<sup>3</sup>/s。

b. HYSEP法。HYSEP法使用3种方法划分基流:固定时间间隔法、滑动时间间隔法、局部最小值

法<sup>[1,8-9]</sup>。利用经验公式计算直接径流持续时间  $N$ , 时间间隔通常为介于 3 ~ 11 中与  $2N$  最为接近的奇数:

$$N = (2.95A)^{0.2} \quad (2)$$

式中  $A$  为流域面积,  $\text{km}^2$ 。

**c. Mann-Kendall (M-K) 法。**M-K 法是一种非参数检验方法,被广泛应用于时间序列变化趋势特性的检验,M-K 法是根据样本的秩次关系来判断其序列趋势性,受异常值影响较小也不需要样本服从特定的分布特征。通过计算  $Z$  值来定量刻画趋势变化的显著程度,常用于水文、气象等非正态数据的趋势分析。统计量  $Z > 0$  表示时间序列具有上升趋势,反之则具有下降趋势。在给定显著性水平  $\alpha$  下若  $|Z| \geq Z_{1-\alpha/2}$  则拒绝原假设即时间具有显著的上升或下降趋势。

**d. Pettitt 法。**Pettitt 法是一种利用秩和序列检测突变的方法<sup>[10]</sup>,计算公式为

$$U_{t,n} = 2 \sum_{i=1}^t \tau_i - t(n+1) \quad (t = 1, 2, \dots, n) \quad (3)$$

式中:  $U_{t,n}$  为统计量累积值;  $\tau_i$  为  $t$  时刻序列值在整体序列的排名,若存在  $t$  时刻满足  $K_t = \max_{1 \leq i \leq n} |U_{t,n}|$ , 则  $t$  时刻为突变点,计算 Pettitt 检验值  $P = 2 \exp\left(-\frac{6K_t^2}{n^3 + n^2}\right)$ ,若  $P$  小于显著性水平  $\alpha$ ,则认为计算的突变点具有显著的统计学意义。

**e. SCRAQ 法。**SCRAQ 法由王随继等<sup>[11]</sup>2012 年首次提出,该方法通过计算突变点前后累积降水量斜率的变化率与累积径流量斜率变化率的比值,得到降水量对径流量变化的贡献率<sup>[12]</sup>:

$$C_p = 100 \left[ \left( \frac{S_{Pa}}{S_{Pb}} - 1 \right) / \left( \frac{S_{Ra}}{S_{Rb}} - 1 \right) \right] \quad (4)$$

式中:  $C_p$  为贡献率;  $S_{Pa}$ 、 $S_{Pb}$  分别为突变点后、突变点前累积降水量斜率;  $S_{Ra}$ 、 $S_{Rb}$  分别为突变点后、突变点前累积径流量斜率。

### 3 基流变化特征

#### 3.1 基流分割方法适宜性分析

由基流的定义可知,基流是由慢速壤中流和地下水组成,汾河流域位于半干旱半湿润地区,在枯水期基流量占径流量的大部分,二者变化趋势相差不多,而在洪水期基流较径流变化更为缓和,退水过程比径流滞后。因此,为探究两种不同基流分割方法在汾河流域的适用性及最佳参数值,选取流量过程特征明显的枯水季洪水时段进行研究。1961 年 9—10 月洪水流量序列受人类活动影响较小且 1961 年

为枯水年,符合研究需求。绘制数字滤波法在  $\alpha$  分别取值 0.900、0.925、0.950、0.975 的情况下以及 3 种 HYSEP 法得到的基流深以及径流深曲线,如图 2 所示。

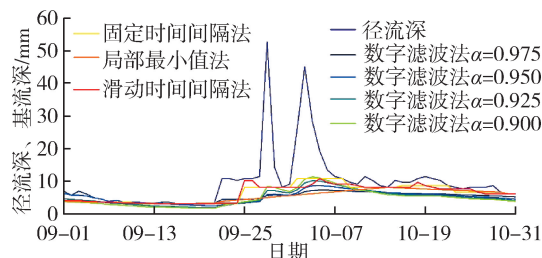


图 2 1961 年不同基流分割方法得到的结果

Fig. 2 Base flow depth of different base-flow separation methods during study period

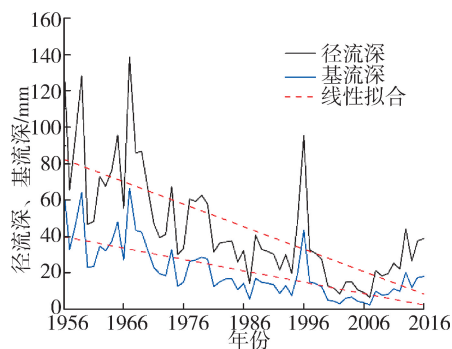
结合上文基流特征分析图 2 结果,可以发现固定时间间隔法、滑动时间间隔法分割的基流过程线有较多的明显拐点,出现明显的陡涨陡落现象,与实际下垫面情况不符;局部最小值法的结果虽无明显的陡涨陡落,但曲线并没有随着洪峰产生而增大;数字滤波法当  $\alpha$  值为 0.975、0.950 时,在洪峰之前流量较小的时段基流深和径流深几乎相等,与基流定义相悖; $\alpha$  值为 0.925、0.900 时曲线较为平滑且趋势与径流保持一致,基本符合流域汇流规律。Arnold 等<sup>[13]</sup>对美国 11 个流域的研究结果和 Nathan 等<sup>[14]</sup>对澳大利亚 186 个流域的研究结果证明, $\alpha$  取 0.925 时分割基流效果最好;综合参照前人成果,数字滤波法在  $\alpha$  取 0.925 时可以客观地反映实际基流状况,较适宜汾河流域基流分割。

#### 3.2 基流深年际趋势

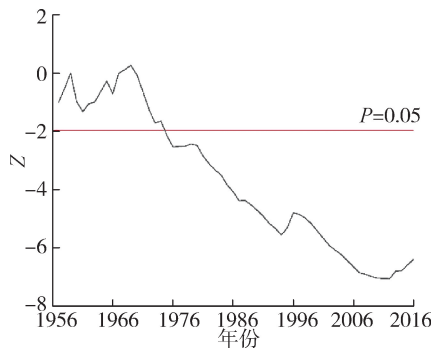
图 3(a) 为 1956—2016 年基流深、径流深变化情况,可见二者总体均呈下降趋势,两个序列高度相关,Pearson 相关系数为 0.99。图 3(b) 为基流深的 M-K 检验结果,可见 1956—1966 年基流深无显著趋势,1967—1969 年基流深呈微弱上升趋势。总体来说 1956—1972 年基流深保持不显著的动态变化,1973—2016 年基流深总体呈下降趋势,且序列  $Z$  值为 -5.88,通过置信度 99% 的显著性检验,下降趋势极为显著。1996 年出现一次显著的波动上升,查阅资料显示 1996 年山西发生特大洪水,汛期降水量与往年相比增加 60%,导致基流深有小幅度回升。2008—2016 年基流深下降趋势减缓,有小幅度增加趋势。图 3(c) 为 BFI 值变化情况,BFI 值 1956—2000 年由 0.5 左右下降至 0.38 左右,总体上呈波动下降趋势,径流量、基流量虽然均剧烈衰减,但基流量衰减得更快,占径流量的比例减少。2000—2016 年



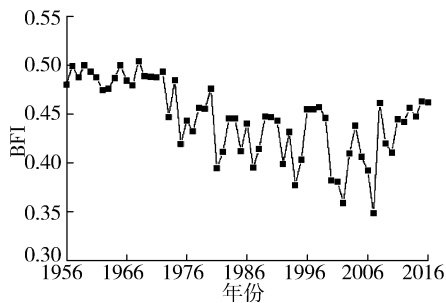
BFI 值逐渐增加。



(a) 1956—2016 年基流、径流趋势线



(b) M-K 趋势检验结果



(c) BFI 年际变化

图 3 基流量年际变化

Fig. 3 Interannual variation of base flow

3.3 基流深突变分析

M-K 法适用于单一突变点的序列计算,本研究基流深序列中存在多个突变点,采用 Pettitt 进行多突变点的检测,检测出第一突变点后,通过二分法把原序列分解成两个子序列分别计算突变点,重复以上步骤至序列无显著突变点存在,计算结果见表 1。

Pettitt 检验中,如果  $P \leq 0.01$ ,认为检测出的突变点在统计意义上是显著的。由表 1 可见,1981 年统计值  $P$  接近 0,2008 年  $P < 0.01$ ,则认为存在 1981、2008 年两个显著突变点。同时,通过 M-K 法计算突变时间,得到第一次突变时间为 1980—1981 年,两种检验方法结果一致。其他 4 个突变点,虽然也有突变趋势,但是并不显著。综上,1956—2016 年兰村站基流量序列存在 1981、2008 两个显著突

点,并且根据突变点将序列分成 1956—1981 年、1982—2008 年、2009—2016 年 3 个时间段。

表 1 基流深突变点检验

| Table 1 Base flow deep mutation point test |      |       |     |
|--------------------------------------------|------|-------|-----|
| 年份                                         | 突变分级 | $P$   | 显著性 |
| 1960                                       | 三级   | 0.648 | 不显著 |
| 1971                                       | 二级   | 0.012 | 不显著 |
| 1981                                       | 一级   | 0.000 | 显著  |
| 1995                                       | 三级   | 1.043 | 不显著 |
| 2000                                       | 二级   | 0.036 | 不显著 |
| 2008                                       | 三级   | 0.008 | 显著  |

3.4 基流深年内分布变化

图 4 为不同年代际基流深年内分配情况。以 20 世纪 50 年代月平均基流量为基准值,计算不同年代际各月相对基准值的变化幅度,结果见表 2。基流深曲线为典型“双峰型”结构,多年平均月基流深峰值大致出现在 3 月和 8 月。50 年代至 80 年代 8 月平均基流深大于 3 月,而 90 年代以后 3 月基流深大于 8 月。由表 2 可见,年代际间基流深衰减非常剧烈,2000—2009 年代年基流深仅为 50 年代基流深的 10%,其中 2000—2009 年 1 月彻底断流,8 月仅不到 50 年代的 1%,而 3 月的基流深没有明显的衰减,2010 年以后整体基流量有所上升,汾河流域上游从季节性河流恢复为常年河流,其中枯水期流量恢复较快,而汛期 7、8、9 月基流深较 20 世纪 50 年代仍有较大差距。

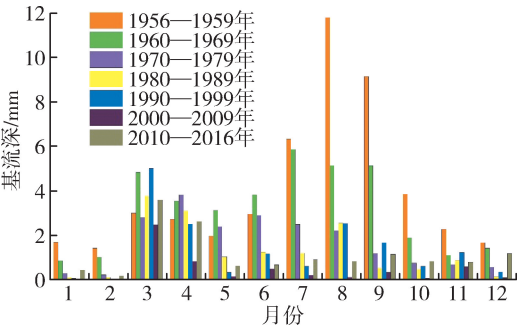


图 4 不同年代际平均基流深年内分配情况

Fig. 4 Annual distribution of mean base flow depth in different decadal periods

4 影响因素分析

4.1 煤矿开采

煤矿开采中会不断抽取矿涌水从而疏干浅中层地下水,地下水水位下降,形成区域性下降漏斗,导致影响半径内地下水垂向流动。煤矿开采通常距地表有一定距离,随着煤矿开采规模扩大,导致岩层移动,形成地表裂隙发育或直接造成地表塌陷,破坏浅层地下水隔水层和储水构造,使得矿区煤系地层裂

表2 基流深年代际年内衰减情况

Table 2 Annual attenuation of base flow depth in different decadal periods

| 月份 | 各月相对基准值的变化幅度 |             |             |             |             |             |             |
|----|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
|    | 1956—1959 年  | 1960—1969 年 | 1970—1979 年 | 1980—1989 年 | 1990—1999 年 | 2000—2009 年 | 2000—2016 年 |
| 1  | 1.00         | 0.50        | 0.17        | 0.05        | 0.03        | 0.00        | 0.25        |
| 2  | 1.00         | 0.71        | 0.15        | 0.06        | 0.03        | 0.01        | 0.12        |
| 3  | 1.00         | 1.62        | 0.93        | 1.25        | 1.67        | 0.82        | 1.20        |
| 4  | 1.00         | 1.30        | 1.41        | 1.14        | 0.92        | 0.30        | 0.96        |
| 5  | 1.00         | 1.59        | 1.21        | 0.53        | 0.17        | 0.07        | 0.32        |
| 6  | 1.00         | 1.30        | 0.99        | 0.42        | 0.40        | 0.16        | 0.23        |
| 7  | 1.00         | 0.92        | 0.39        | 0.19        | 0.10        | 0.03        | 0.14        |
| 8  | 1.00         | 0.43        | 0.19        | 0.21        | 0.21        | 0.01        | 0.07        |
| 9  | 1.00         | 0.56        | 0.13        | 0.06        | 0.18        | 0.04        | 0.12        |
| 10 | 1.00         | 0.49        | 0.19        | 0.12        | 0.16        | 0.01        | 0.21        |
| 11 | 1.00         | 0.48        | 0.30        | 0.38        | 0.54        | 0.26        | 0.34        |
| 12 | 1.00         | 0.86        | 0.34        | 0.08        | 0.20        | 0.04        | 0.71        |

隙水、上覆松散岩类孔隙水和下伏碳酸盐岩溶水相互贯通<sup>[15]</sup>,当采空区低于河底高程时,基流排向采空区而不再排向河道,随着采煤引起的裂隙加大加深,一部分地下水垂直排向采空区,使得天然基流量减少。

山西省 1956—2008 年煤矿产量如图 5 所示,煤矿产量呈指数型上升趋势,而这一阶段基流量迅速下降。用 M-K 法进行趋势分析,并与上文基流深趋势曲线进行 Pearson 相关分析,Pearson 相关系数为 -0.964,呈现高度负相关关系,煤矿产量的增加对基流下降产生了直接影响。《山西省煤炭开采对水资源的破坏影响及评价》表明,山西每开采 1 t 原煤将造成包括矿涌水在内共 2.48 m<sup>3</sup>地下水损失<sup>[16]</sup>。2008 年煤矿开采量为 55 740 万 t,是 1956 年的 35 倍,是 1972 年的 10 倍。以 2000—2008 年年均开采量 4 亿 t 煤计算,每年山西省将损失约 10 亿 m<sup>3</sup>地下水资源,相当于引黄入晋工程一期、二期的总引水量。

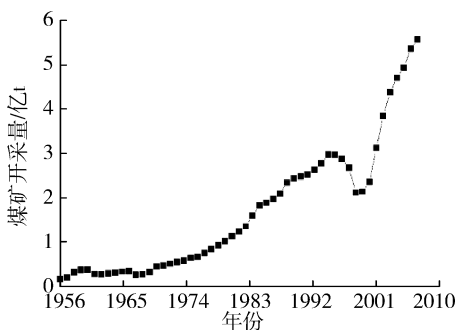


图5 1956—2008 年煤矿开采量变化

Fig. 5 Change in coal mining volume from 1956 to 2008

## 4.2 地下水开采

随着社会经济飞速发展,用水需求日渐增加,地

下水开采量逐年扩大<sup>[17]</sup>。20 世纪 80 年代以前,汾河流域地下水年开采量约为 4.8 亿 m<sup>3</sup>,1995 年地下水年开采量达 17 亿 m<sup>3</sup>,近十几年年均开采量超过 30 亿 m<sup>3</sup>。累积超采地下水量超 100 亿 m<sup>3</sup>。地下水严重超采导致太原盆地、临汾盆地附近深层水形成几个大范围大降深降落漏斗,至 2000 年,漏斗中心水位埋深 46.12 ~ 129.8 m,年均下降 1.2 ~ 4.6 m。2008 年至今,通过汾河流域清水复流工程,引黄济晋等工程,根据 2012—2014 年检测数据,汾河流域地下水位年均回升 0.56 m,回升速度缓慢,太原盆地、临汾盆地等漏斗区地下水位仍距地表 65 ~ 85 m。地下水位相对于河道水位下降,地下水补给河道基流量减少。

## 4.3 降水

降水量和气温是影响径流量变化的主要气象因素,降水量改变直接导致流域产流量发生变化,而气温变化通过改变蒸发量从而影响径流量<sup>[18]</sup>。根据山西省水资源所研究成果,汾河流域上游 1960—2015 年蒸发无显著变化,因此本文暂不考虑气温,仅考虑降水量的变化,将非自然因素归为人类活动<sup>[19-20]</sup>。表 3 为突变点前后降水量与基流深变化情况,可见 1982—2008 年与 1956—1981 年相比,累计基流量斜率减少 61.32%,并且累计降水量斜率下降 5.95%,计算可得,降水量减少对基流量减少的贡献率仅为 9.96%,而不考虑气温影响时人类活动对基流量减少的贡献率为 83.19%。2009—2016 年相比于 1982—2008 年,累计基流量斜率增加 12.38%,累计降水量斜率增加 10.07%,计算可得,降水量增多对基流量增多的贡献率为 81.37%,而不考虑气温影响时人类活动对基流量增加的贡献率为 19.63%。

表3 突变点前后降水量、基流量斜率变化

Table 3 Changes in slope of precipitation and base flow before and after the mutation point

| 时间段         | 降水                       |            | 基流                       |            |
|-------------|--------------------------|------------|--------------------------|------------|
|             | 斜率/(mm·a <sup>-1</sup> ) | 与上一时段变化率/% | 斜率/(mm·a <sup>-1</sup> ) | 与上一时段变化率/% |
| 1956—1981 年 | 477.94                   |            | 32.006                   |            |
| 1982—2008 年 | 449.52                   | -5.95      | 12.379                   | -61.32     |
| 2009—2016 年 | 494.79                   | 10.07      | 13.911                   | 12.38      |

#### 4.4 水土保持措施

水土保持能够加强水循环垂直过程并且削弱水平过程,增加降水后林地草地的拦蓄量并补给地下水,使地下水水位回升,从而实现地下水补给河道增加基流。径流、基流同时减少过程中,水土保持面积的增加使得基流衰减的比径流更加缓慢,即 BFI 值上升,水土保持面积与 BFI 关系见图 6。汾河流域上游地区中,石质山区占总面积的 29.4%,土石山区占 29.8%,黄土丘陵沟壑区占 35.5%,河谷阶地区占 5.3%,沟壑密度 5~8 km/km<sup>2</sup>,水土流失面积 5 317 km<sup>2</sup>,占上游地区总面积的 68.8%<sup>[21]</sup>。山西省自 1988 年开始,持续开展三期汾河上游水土流失综合治理,水土保持面积从 1988 年的 1 886.7 km<sup>2</sup>增加到 2008 年的 3 175.1 km<sup>2</sup>。

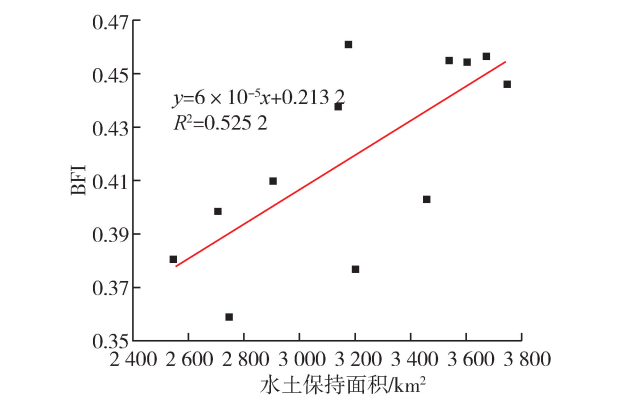


图6 水土保持面积变化

Fig. 6 Changes in soil and water conservation area

由于各影响因素数据时间跨度不同,选取 1988—2008 年数据,采用随机森林法对煤矿开采、降水、地下水开采、水土保持 4 个影响因素的重要性进行评估,将 GINI 指数作为评价指标,因素重要性评分用 VIM 表示,将计算所得各影响因素重要性评分进行归一化处理,得到煤矿开采、降水、地下水开采、水土保持 VIM 值分别为 0.284、0.247、0.238 和 0.231。

综上,降水、煤矿开采、地下水开采、水土保持等均对径流和基流有造成影响<sup>[22-23]</sup>,但只有水土保持对径流起到衰减作用,而对基流起到增加作用。主要原因是地裂缝的存在,废弃开采井导致降水直接入渗地下水,深层地下水由于地下漏斗区越流补给

中深层地下水<sup>[24]</sup>,使得相对径流更小且更加稳定。

#### 5 结 论

a. 汾河上游流域基流在 1956—2016 年总体呈下降趋势,2008—2016 年基流量下降趋势减缓,有小幅增加趋势。显著突变点为 1981 年和 2008 年。基流年内分布特征由 20 世纪 60 年代汛期单峰性结构转变为 90 年代的双峰型结构。

b. 人类活动是基流变化的主要影响因素,降水的增加或减少会导致基流的增加和减少,但并不占主导地位,人类活动中煤矿开采重要性评分最高,其次是地下水开采。水土保持会导致基流小幅度增加,但重要性最低。

参考文献:

[1] 陈利群,刘昌明,李发东.基流研究综述[J].地理科学进展,2006(1):1-15. (CHEN Liqun, LIU Changming, LI Fadong. Reviews on baseflow researches [J]. Progress in Geography, 2006(1):1-15. (in Chinese))

[2] 党素珍,王中根,刘昌明.黑河上游地区基流分割及其变化特征分析[J].资源科学,2011,33(12):2232-2237. (DANG Suzhen, WANG Zhonggen, LIU Changming. Baseflow separation and its characteristics in the Upper Reaches of the Heihe River Basin [J]. Resources Science, 2011, 33(12):2232-2237. (in Chinese))

[3] AKSOY H, KURT I, ERIS E. Filtered smoothed minima baseflow separation method [J]. Journal of Hydrology, 2009, 372(1/2/3/4):94-101.

[4] 豆林.黄土区流域径流对水土保持措施响应的时空变化特征[D].北京:中国科学院研究生院,2010.

[5] 雷永南,张晓萍,张建军,等.窟野河流域河川基流量变化趋势及其驱动因素[J].生态学报,2013,33(5):1559-1568. (LEI Yongnan, ZHANG Xiaoping, ZHANG Jianjun, et al. Change trends and driving factors of base flow in Kuye River Catchment [J]. Acta Ecologica Sinica, 2013, 33(5):1559-1568. (in Chinese))

[6] 董薇薇,丁永建,魏霞.祁连山疏勒河上游基流变化及其影响因素分析[J].冰川冻土,2014,36(3):661-669. (DONG Weiwei, DING Yongjian, WEI Xia. Variation of the base flow and its causes in the upper reaches of the

- Shule River in the Qilian Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36 (3): 661-669. (in Chinese))
- [7] LYNE V, HOLICK M. Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling [C]//Proceedings of the Institute of Engineers Australia National Conference. Sydney: Institute of Engineers Australia Barton, Australia, 1979.
- [8] 徐榕焱, 王小刚, 郑伟. 基流分割方法研究进展[J]. 水土保持通报, 2016, 36 (5): 352-359. (XU Ronghan, WANG Xiaogang, ZHENG Wei. Research progresses in baseflow separation methods [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2016, 36 (5): 352-359. (in Chinese))
- [9] SLOTO R A, CROUSE M Y. HYSEP: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis [J]. Water Resources Investigations Report, 1996, 96: 4040.
- [10] PETTITT A. A non-parametric approach to the change-point problem [J]. Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics), 1979, 28 (2): 126-135.
- [11] 王随继, 闫云霞, 颜明, 等. 皇甫川流域降水和人类活动对径流量变化的贡献率分析: 累积量斜率变化率比较方法的提出及应用[J]. 地理学报, 2012, 67 (3): 388-397. (WANG Suiji, YAN Yunxia, YAN Ming, et al. Contributions of precipitation and human activities to the runoff change of the Huangfuchuan Drainage Basin: application of comparative method of the slope changing ratio of cumulative quantity [J]. Acta Geographica Sinica, 2012, 67 (3): 388-397. (in Chinese))
- [12] WANG S, YAN M, YAN Y, et al. Contributions of climate change and human activities to the changes in runoff increment in different sections of the Yellow River [J]. Quaternary International, 2012, 282: 66-77.
- [13] ARNOLD J, ALLEN P, MUTTIAH R, et al. Automated base flow separation and recession analysis techniques [J]. Ground Water, 1995, 33 (6): 1010-1019.
- [14] NATHAN R J, MCMAHON T A. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses [J]. Water Resources Research, 1990, 26 (7): 1465-1473.
- [15] 乔小娟, 李国敏, 周金龙, 等. 采煤对地下水资源与环境的影响分析: 以山西太原西山煤矿开采区为例[J]. 水资源保护, 2010, 26 (1): 49-52. (QIAO Xiaojuan, LI Guomin, ZHOU Jinlong, et al. Analysis of influence of coal exploitation on water resources and environment: a case study of coal exploitation in Xishan of Taiyuan City [J]. Water Resources Protection, 2010, 26 (1): 49-52. (in Chinese))
- [16] 常建忠. 基于法经济学视角的“以煤补水”的生态补偿机制研究[D]. 太原: 山西财经大学, 2015.
- [17] 韩韩. 汾河流域蒸发演变规律及变异特征研究[J]. 地下水, 2019, 41 (6): 164-167. (HAN Wei. Study on evaporation evolution and variation characteristics in Fen River basin [J]. Ground Water, 2019, 41 (6): 164-167. (in Chinese))
- [18] 杨丙寅. 从静乐水文站水沙变化看汾河上游水土保持综合治理的作用[J]. 中国水土保持, 2007 (10): 32-34. (YANG Bingyin. Viewing the function of integrated treatment of soil and water conservation conducted in the Upper Fenhe River from sediment discharge variations at Jingle hydrometric station [J]. Soil and Water Conservation in China, 2007 (10): 32-34. (in Chinese))
- [19] 颜时延, 平建华, 吴泽宁, 等. 汾河水库控制流域径流突变及其驱动因素[J]. 南水北调与水利科技, 2017, 15 (6): 45-50. (YAN Shiyan, PING Jianhua, WU Zening, et al. Analysis on abrupt change of runoff in the watershed controlled by Fenhe Reservoir and its driving forces [J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2017, 15 (6): 45-50. (in Chinese))
- [20] 党跃军. 汾河上游径流变化特征分析[J]. 中国农村水利水电, 2015 (9): 31-33. (DANG Yuejun. Upstream runoff characteristics of Fen River [J]. China Rural Water and Hydropower, 2015 (9): 31-33. (in Chinese))
- [21] 周莹. 汾河上游水文气象要素演变特征及径流影响因素研究[D]. 太原: 太原理工大学, 2016.
- [22] 李艳华. 太原市河川径流量减少原因分析及解决措施[J]. 山西水利, 2007 (1): 13-14. (LI Yanhua. Analysis of the causes of the decrease of river runoff in Taiyuan and measures to solve the problem [J]. 2007 (1): 13-14. (in Chinese))
- [23] 胡彩虹, 管新建, 吴泽宁, 等. 水土保持措施和气候变化对汾河水库入库径流贡献定量分析[J]. 水土保持学报, 2011, 25 (5): 12-16. (HU Caihong, GUAN Xinjian, WU Zening, et al. Analysis for contribution of soil and water conservation and climate change to runoff in the Upper Reaches of Fenhe Reservoir [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2011, 25 (5): 12-16. (in Chinese))
- [24] 郭春艳. 太原盆地地下水循环与更新性研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2019.

(收稿日期: 2020-11-02 编辑: 王芳)

