

不同时间尺度孤山川流域水沙关系变化及驱动因素

姜泓旭^{1,2}, 田鹏², 穆兴民^{1,3}, 赵广举^{1,3}, 胡晋飞^{1,3}, 连秋晗^{1,2}, 张红²

(1.西北农林科技大学水土保持研究所, 陕西 杨凌 712100;

2.西北农林科技大学资源与环境学院, 陕西 杨凌 712100; 3.中国科学院水利部水土保持研究所, 陕西 杨凌 712100)

摘要:以黄土高原孤山川流域为研究区, 采用 Mann-Kendall 趋势检验和 Pettitt 突变检验分析年际尺度水沙变化趋势和突变年份。结果表明: 孤山川径流量和输沙量于 1965—2014 年呈现极显著减少趋势 ($p < 0.01$), 突变年份为 1979 年和 1996 年, 据此将研究时段划分为基准期 (1965—1979 年)、过渡期 (1980—1996 年) 和效益期 (1997—2014 年)。同基准期相比, 过渡期年均径流深和输沙模数分别减少 34.11 mm 和 401.48 t/km², 效益期减少 65.05 mm 和 213.09 t/km²。径流深低于 10 mm 时, 水沙关系较为离散; 高于该值时, 水沙关系变化相对稳定。过渡期人类活动的减水减沙贡献率分别为 79.12% 和 86.45%, 效益期人类活动减水减沙贡献率分别为 86.45% 和 87.45%。

关键词: 水沙关系; 孤山川; 场次降雨事件; 水土保持措施; 驱动因素

中图分类号: P333; S157.2

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2020)02-0086-07

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcxb.2020.02.013

Variation and Driving Factor of Flow-sediment Relationship in Gushanchuan River Basin at Different Time Scales

JIANG Hongxu^{1,2}, TIAN Peng², MU Xingmin^{1,3},

ZHAO Guangju^{1,3}, HU Jinfei^{1,3}, LIAN Qiuhan^{1,2}, ZHANG Hong²

(1. Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100;

2. College of Resource and Environment, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100; 3. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences & Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100)

Abstract: The Gushanchuan Basin of the Loess Plateau was selected as the study area. The interannual variation of flow-sediment relationship and the mutation year were analyzed using the Mann-Kendall and the Pettitt test. The results of the runoff and sediment yield of Gushanchuan showed a significant decrease trend ($p < 0.01$) from 1965 to 2014, and the mutation year was 1979 and 1996, according to which the study period was divided into the reference period (1965—1979), the transition period (1980—1996), and the benefit period (1997—2014). Compared with the reference period, the average annual runoff depth and sediment modulus decreased by 34.11 mm and 401.48 t/km² in the transition period, respectively, and decreased by 65.05 mm and 213.09 t/km² in the benefit period. When the runoff depth was less than 10 mm, the flow-sediment relationship was discrete. When the runoff depth was more than 10 mm, the flow-sediment relationship was relatively stable. The contribution rates of human activities for runoff and sediment reduction during the transition period were 79.12% and 86.45%, and the contribution increased to 86.45% and 87.45% in benefit period, respectively.

Keywords: flow-sediment relationship; Gushanchuan river basin; rainfall event; soil and water conservation measures; driving factors

近年来,气候变化与人类活动对全球水文循环产生了重要影响,导致许多河川径流输沙发生显著改变^[1-2]。处于干旱半干旱区的黄河径流与输沙变化尤为剧烈,其输沙量由 1950—1969 年的 16 亿 t 减少至

近期的不足 1 亿 t,减少超过 90%^[3-4]。黄河水沙变化是黄土高原未来水土保持措施实施与黄河水沙关系调控的基础。

目前,有学者^[5-7]对黄土高原河流水沙变化及驱

收稿日期: 2019-09-02

资助项目: 科技基础资源调查专项 (2017FY100904); 国家自然科学基金青年基金项目 (51509206)

第一作者: 姜泓旭 (1996—), 女, 吉林通化人, 硕士研究生, 主要从事土壤侵蚀与水土保持研究。E-mail: Jiang690857604@163.com

通信作者: 田鹏 (1982—), 女, 黑龙江佳木斯人, 副教授, 博士, 主要从事流域水文过程与土壤侵蚀模拟研究。E-mail: pengtian@nwsuaf.edu.cn

动因素开展了广泛的研究。蔺鹏飞等^[8]分析北洛河上游近 50 年间水沙关系变化发现,径流量和输沙量逐年减少,且单位径流输沙能力显著降低;秦瑞杰等^[9]研究表明,罗玉沟流域年输沙量与汛期产流产沙量关系密切,沟道治理工程的减水减沙作用显著;Zheng 等^[10-11]发现,次洪水沙关系存在临界径流值,径流量达到该值后,含沙量趋于稳定;Tian 等^[12]利用多种模型量化北洛河上游次洪事件水沙关系,发现比例函数模拟次洪水沙关系效果最好,次洪发生的频次、径流深、含沙量在水土保持措施实施后均显著减少。可见大多数研究多集中于年月尺度径流和输沙关系的时空变化。鉴于黄土高原侵蚀产沙多由几次较强的暴雨产生,基于场次降雨事件水沙过程的研究可以更深入地分析径流、输沙变化的过程,揭示其驱动因素,本研究以黄土高原北部的孤山川流域为研究对象,探究不同时间尺度河流径流量、输沙量变化特征及水沙关系演变,量化气候变化与人类活动对其贡献率,以期为区域水土保持对策提供理论依据。

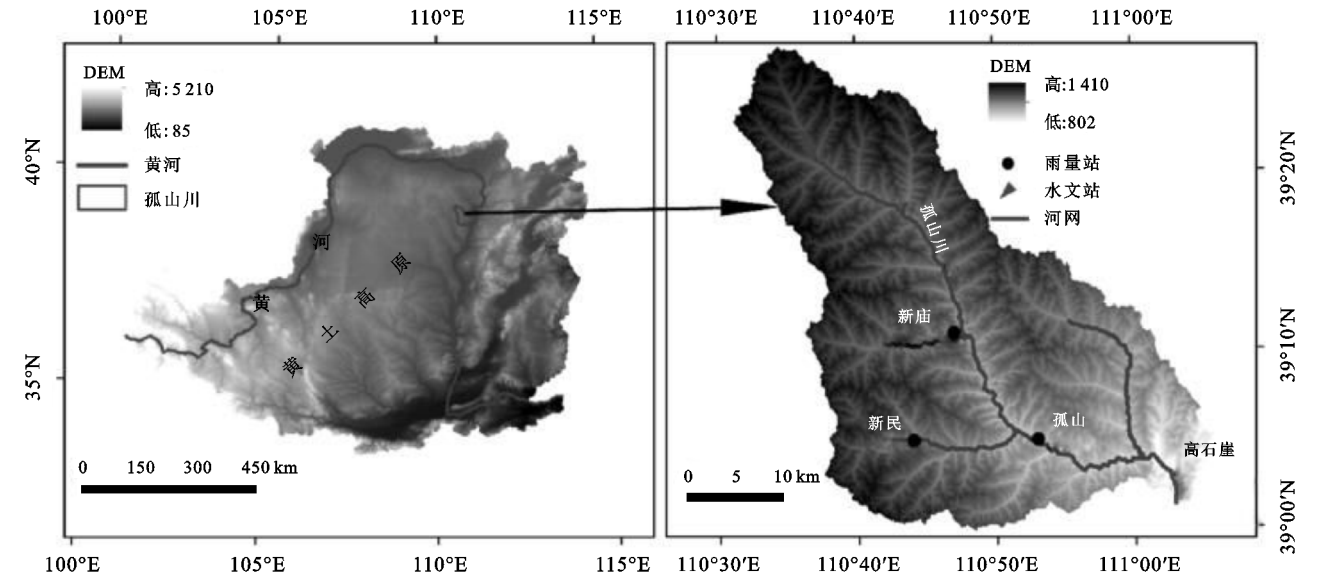


图 1 孤山川流域位置

2 材料与方法

2.1 材料获取

分别在年尺度和次降雨尺度分析孤山川流域 1965—2014 年水沙变化特征。其中年尺度选取新民镇、孤山川、新庙和高石崖雨量站的 49 年实测年降水量数据以及高石崖水文站实测年径流和年输沙数据,进行流域降雨—径流—输沙关系分析;次降雨尺度选取各雨量站相同时期实测 6~30 min 降雨量及高石崖水文站径流量和泥沙量数据。次降雨事件的降雨、径流、输沙数据来源于黄河流域水文年鉴。数据的可靠性、代表性和一致性均在出版前得到校验。

2.2 研究方法

2.2.1 变化趋势分析 采用线性回归法和 Mann-Ken-

1 研究区概况

孤山川是黄河右岸的一级支流(图 1),位于黄河中游河口镇—龙门镇区域(简称河龙区间),属于陕西省北部的多沙粗沙区。孤山川发源于内蒙古准格尔旗,流经陕西省府谷县汇入黄河,全长 79.4 km,流域控制面积 1 273 km²(高石崖站以上)^[13]。该流域属于温带半干旱大陆性气候,年均气温 7.3 ℃,年均降水量 410 mm,降水量年际波动剧烈,且年内降雨多为短历时、高强度暴雨^[14-15]。流域属于典型的黄土高原沟壑区,地表黄土覆盖面积达 90% 以上,土质疏松,地表植被覆盖稀疏,土壤侵蚀严重,沟谷纵横、地形破碎,是黄河粗泥沙集中来源的流域之一。

20 世纪 60 年代,流域内开始兴修淤地坝、水库等水利工程,至 90 年代,作为黄土高原开展水土保持措施综合治理的典型流域,全面实行退耕还林还草工程。截至 2014 年,流域有超过 217 km²陡坡耕地变为林/草地,已建成淤地坝达 455 座。

dall 非参数趋势检验法(MK 法)评估径流输沙变化趋势。MK 法是一种不要求样本必须符合一定的分布特征,可直接检验变量趋势的非参数检验方法^[16-17]。假设样本 $H(X_1, X_2, \dots, X_n)$ 为独立随机同分布的时间序列数据样本,定义 S 为 MK 的检验统计量:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \tag{1}$$

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} +1 & (x_j - x_k > 0) \\ 0 & (x_j - x_k = 0) \\ -1 & (x_j - x_k < 0) \end{cases} \tag{2}$$

式中:sgn(x)为符号函数,统计量 S 在样本容量 >10 的情况下假定为渐进正态, $E(S)=0$, $\text{Var}(S)=n(n-1)(2n+5)/18$ 。标准正态统计量 Z :

$$Z = \begin{cases} (S-1)/\text{Var} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ (S+1)/\text{Var} & S < 0 \end{cases} \quad (3)$$

在样本的双边检验中,给定显著性水平 α ,若 $|Z| \leq Z_{1-\alpha/2}$,则原假设成立,样本数据满足 α 的显著性检验。其中 $Z > 0$ 时,样本变量为上升趋势;反之,样本变量为下降趋势。

2.2.2 突变点确定及检验 Pettitt 非参数检验法^[18-19]的基本原理是对同一总体 X 的 2 个样本 X_t ($1, 2, \dots, t$) 和 X_N ($N = t + 1, t + 2, \dots, N$) 进行 Mann-Whitney 定义的统计量 $U_{t,N}$ 进行检验。

$$U_{t,N} = U_{t,N-1} + \sum \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (4)$$

式中: $U_{t,N}$ 和 $U_{t,N-1}$ 分别为样本为 N 和 $N-1$ 时相对应的统计量 U 的值; $\text{sgn}()$ 为符号函数,与公式(2)计算相同。计算 $|U_{t,N}|$ 中的最大值记作 K_t ,显著性检验系数记作 k ,公式为:

$$K_t = \max_{1 \leq t \leq N} |U_{t,N}| \quad (5)$$

$$k \cong 2 \exp(-6(K_t^2)/(N^3 + N^2)) \quad (6)$$

给定显著性水平 α ,若 $k \leq \alpha$,则说明 t 时刻为该时间序列显著突变点。由于 K_t 中的极小值也可能是潜在突变点,可将原始数据分为 2 个子序列,继续使用 Pettitt 检测 2 个子序列的突变点(即二级突变点),结合实际具体分析,确定受检验序列的突变点。

2.2.3 峰型系数 峰型系数指在洪水过程中,峰前平均流量与洪峰流量的比值,洪峰系数为 0~1,系数越接近于 0,峰型越尖瘦,反之峰型宽胖。峰型系数可用于量化不同场次洪水形态,其计算公式为:

$$\text{峰型系数} = \frac{\text{峰前平均流量}}{\text{洪峰流时}} \quad (7)$$

2.2.4 洪水事件筛选标准 单一洪水事件起始径流高于基流,其后上涨至最大洪水,后回落至接近涨水前的流量。在洪水过程中,基流对总径流量的影响相当有限,因此,本研究并没有对基流分离进行处理。为排除河道输沙率低的洪水事件,需要设置合理的限制条件:径流深度 $> 0.10 \text{ mm}$,洪峰流量 $> 7.5 \text{ m}^3/\text{s}$,洪水持续时间 $> 250 \text{ min}$ ^[20]。

2.2.5 河川径流输沙变化归因识别 双累积曲线能够有效识别 2 个长时间序列相关关系是否发生变化,并被广泛用于分析径流—降雨、输沙—降雨的关系特征。其基本原理是根据相同时间长度的 2 个自(因)变量在单位时间累加^[21],绘制累积散点图,拟合二者线性关系,若散点图中线性关系发生明显转折,说明外界因素对变量产生影响^[22]。以降雨—径流关系为

例,采用双累积曲线建立基准期累积降雨量—累积径流深之间的线性回归方程,根据各年累积降雨量得到变化期预测累积径流深,其与上一年差值为当年预测径流深,气候和人类活动减少径流的计算公式^[23]为:

$$\begin{cases} \Delta W_{\text{总}} = W_1 - W_2 \\ \Delta W_{\text{人类活动}} = W_3 - W_2 \\ \Delta W_{\text{气温}} = W_{\text{总}} - W_{\text{人类活动}} \end{cases} \quad (8)$$

其中: W_1 、 W_2 、 W_3 分别为实测基准期、实测变化期和预测变化期平均径流深; $W_{\text{总}}$ 、 $W_{\text{气候}}$ 、 $W_{\text{人类活动}}$ 分别为总径流减少量、气候变化和人类活动对径流减少量,对输沙变化的贡献率同样采用该方法计算。

3 结果与分析

3.1 年水沙变化特征

3.1.1 水沙变化趋势分析 根据孤山川高石崖水文站 1965—2014 年径流量和输沙量的年际变化趋势(图 2),可知流域年径流量和输沙量呈减少趋势,采用 MK 检验分析,径流量变化的 Z 值为 -5.45 ,而输沙量 Z 值为 -5.29 ,表明年径流量和输沙量均呈极显著减少趋势($P < 0.01$)。年径流量和输沙量均于 1979 年后发生明显的降低,与 1965—1979 年的平均径流量相比,1980—2014 年径流量减少 0.633 亿 m^3 ,减少 62.38% ;同样年输沙量由 1965—1979 年的 0.299 亿 t 减至 1980—2014 年的 0.084 亿 t ,减幅达到 71.60% 。

3.1.2 水沙变异时段分析 采用 Pettitt 非参数检验法分析径流输沙序列的突变特征(图 3),可知年径流量与输沙量均在 1979 年和 1996 年出现明显拐点,且达到 0.01 的显著性水平,表明 1979 年和 1996 年孤山川流域年径流量和年输沙量发生突变。据此,可将径流量和输沙量时间序列(1965—2014 年)划分为 1965—1979 年、1980—1996 年和 1997—2014 年 3 个时段。

依据 Pettitt 检验可将孤山川径流、输沙变化划分为 3 个阶段,该变化与流域水土保持综合治理的阶段保持较好的一致性。流域自 20 世纪 70 年代初处于水土保持治理初期,1970—1996 年各项水土保持措施的范围、控制面积等均得到有效提升,90 年代末该区域实施了大规模的退耕还林还草工程,该结果也与已有的研究^[24]一致。因此,以 1979 年和 1996 年为界,可将研究时段划为基准期(1965—1979 年),即流域受人为活动干扰较少时期;过渡期(1980—1996 年)即水土保持发展时期;效益期(1997—2014 年)为退耕还林还草、淤地坝和梯田等大规模水土保持措施的效益发挥阶段。

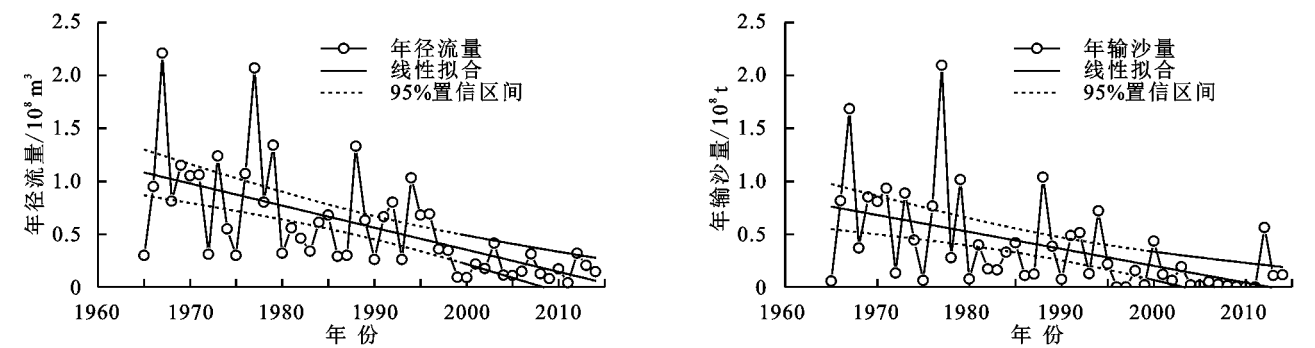


图2 径流量和输沙量年变化趋势

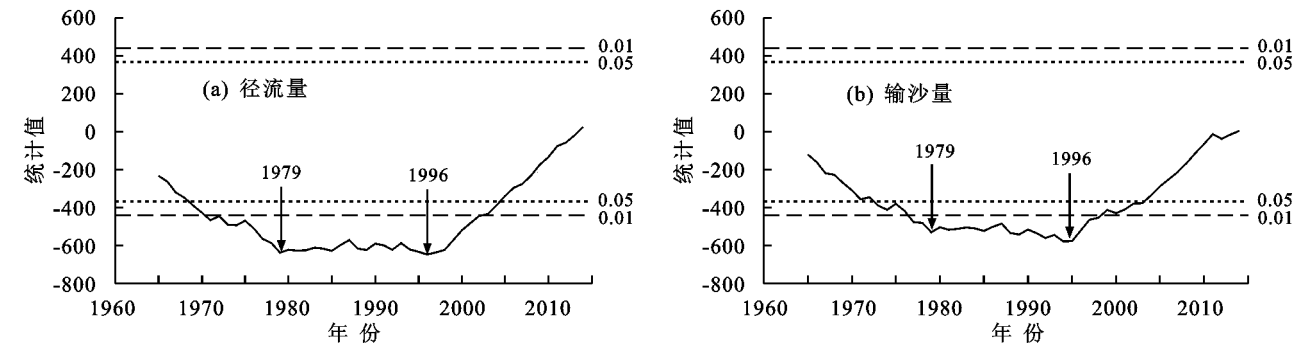


图3 年径流量和输沙量 Pettitt 非参数检验

3.1.3 水沙关系阶段性变化特征 由图4可知,随着时间推进,水沙关系发生2次明显的偏转,其时间点与Pettitt 检验结果一致。对各阶段径流、输沙进行统计特征分析(表1),可知与基准期相比,过渡期与效益期年均径流量分别减少42.51%和81.08%;输沙量分别减少58.02%和85.91%。在径流量、输沙量明显减少的情况下,过渡期径流输沙极值比减少,效益期极值比明显增大,而离散系数也有不同程度的升高。

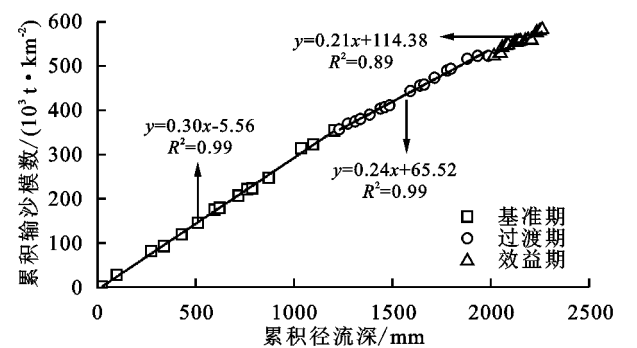


图4 年径流深—年输沙量双累积曲线

表1 不同时期径流量、输沙量变化特征

项目	特征值	基准期	过渡期	效益期	1965—2014 年
径流深/mm	均值	80.23	46.12	15.18	45.23
	极值比	7.37	5.15	10.72	95.21
	离散系数	0.54	0.49	0.56	14.61
输沙模数/(t·km ⁻²)	均值	23640.68	9924.69	3330.96	11665.75
	极值比	38.11	14.26	97.51	12562.09
	离散系数	0.74	0.77	0.93	1.19

3.2 次降雨水沙关系变化

由于流域内的径流和产沙多是由几场大暴雨导致,因此基于场次暴雨的径流输沙变化分析可以更为清晰地反映河流水沙关系变化及其对水土保持措施的响应。基于此,本文选取1965—2014年间该流域共310次降雨事件,对其场次降雨、径流和输沙指标对比分析,研究气候和人为因素对流域水沙变化的影响,并量化其贡献。

3.2.1 次降雨径流输沙指标统计与对比 基于划分的3个时期,选取洪水发生频次、峰型系数、平均洪峰流量和平均最大含沙量4个指标分析次洪特征,统计结果见表2。其中峰型系数为量化每场洪水达到最大洪峰流量时峰顶形态,其值介于0~1,系数越接近于0,峰型越尖瘦,反之峰型宽胖。基准期(1965—1979年)、过渡期(1980—1996年)和效益期(1997—2014年)次降雨洪水事件发生频次分别为7.9、7.8、3.4次/年。与基准期相比,过渡期洪水发生频次基本不变,但效益期洪水发生频次显著降低,减少幅度达到55.88%。基准期、过渡期和效益期的峰型系数分别为0.30、0.41和0.48,表明基准期洪水多呈陡涨陡落,而过渡期、基准期的峰型系数较基准期有明显升高,洪水涨落过程变缓,表明1979年以后所实施的各项措施可有效降低洪水涨水速度,且洪水挟沙能力也随之降低。此外,与基准期相比,过渡期和效益期的平均洪峰流量和平均洪峰沙量显著降低,分别降低32.62%和60.05%,最大含沙量分别降低50.93%和73.35%。

表 2 各时期洪水指标对比

次洪水指标	基准期(1965—1979 年)	过渡期(1980—1996 年)	效益期(1997—2014 年)
年均洪水发生频次/次	7.90	7.80	3.40
峰型系数	0.30	0.41	0.48
年均洪峰流量/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	559.41	376.96	594.44
年均最大含沙量/($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	1236.71	223.51	329.55

对各年次洪水降雨量、年洪水频次、年均洪峰流量和年均最大含沙量进行线性趋势性检验(图 5),结

果表明次洪降雨量呈增加趋势,而洪水频次、年均洪峰流量和年均洪峰沙量均具有显著下降趋势。

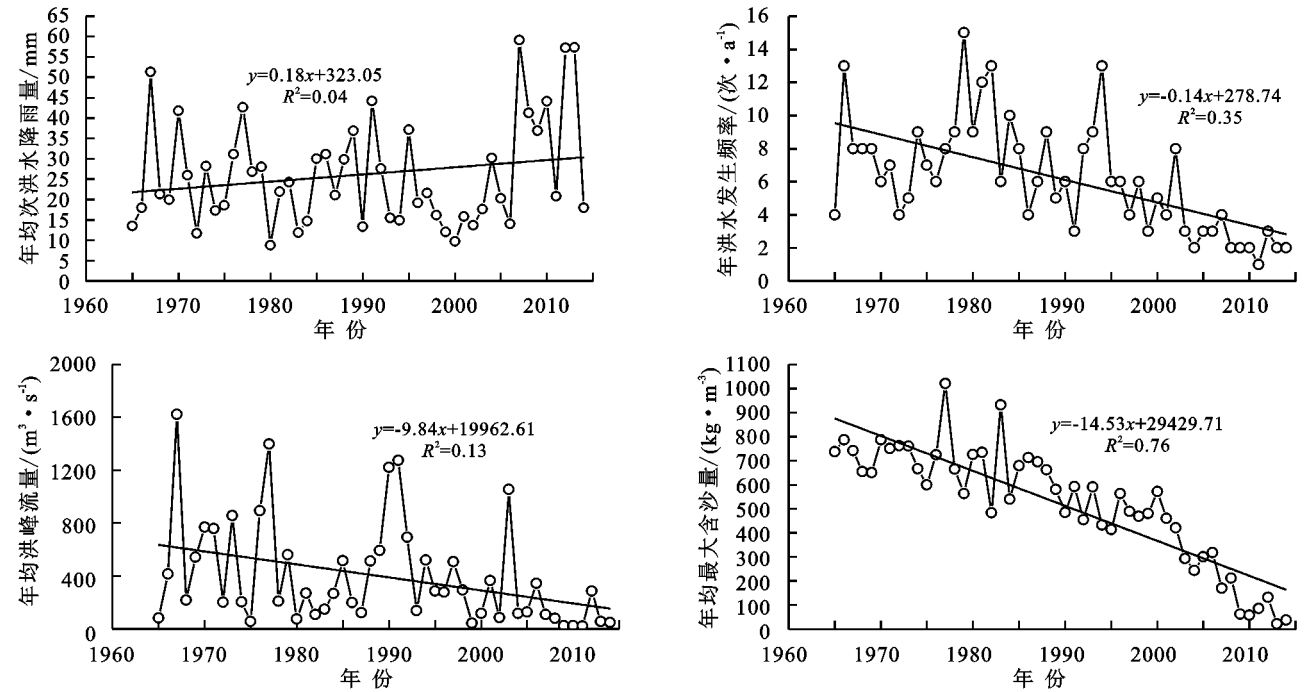


图 5 1965—2014 年孤山川流域次洪水指标变化

3.2.2 次降雨水沙关系确定 对所选取的 1965—2014 年间的 310 场次洪水的径流深(mm)和输沙模数(t/km^2)采用线性函数和幂函数进行拟合。由图 6a 可知,线性函数与幂函数均能较好地拟合径流深和输沙模数间的关系,其相关系数(R^2)均超过 0.75。但幂函数对于大洪水事件径流量的模拟更有优势,与此相反,线性函数可以更好地预测低径流量事件。310 场洪水事件中,径流深 $<3 \text{ mm}$ 的洪水事件占总洪水事件的 67.41%。此外,对比比例函数和截距非

零函数的实际值与模拟值可知,比例函数的变差系数($C_v=4.72$)远小于截距非零函数($C_v=1\,943.30$),且截距非零函数对低径流事件的模拟出现负值。鉴于此,本研究采用比例函数($M=Kh$)对径流深和输沙模数进行拟合:

$$M=508.76h$$

式中: K 为比例系数, $K=508.76$,表示流域内单位径流量所产生的输沙量或所模拟洪水事件的平均含沙量; h 为径流深(mm)。

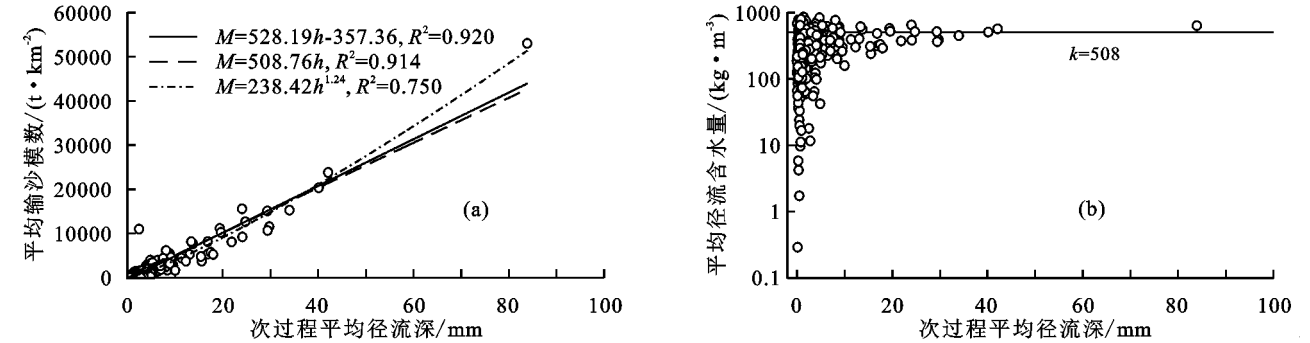


图 6 次降雨径流深和输沙模数与平均含沙量的关系

大量研究^[25-26]表明,黄土高原丘陵沟壑区次洪水沙关系存在某一临界值 C ,当径流量低于该临界值

时,平均含沙量离散程度较高,而超过该临界值时,平均含沙量则趋于稳定。因此,可以通过次降雨过程径

流深与平均含沙量的散点图(图 6b)。对比平均含沙量达到稳定值时与比例函数系数 K 值的数值是否接近,以此验证比例函数是否适用于孤山川流域。根据径流深与输沙模数间的线性关系(图 6a)可知,当平均径流深 ≤ 10 mm 时,平均径流深与平均含沙量相对应的变差系数 C_v 值分别为 1.01 和 4.83,径流量与泥沙量相对离散程度较高;但径流深 >10 mm 时,其变差系数分别为 0.64 和 0.31,径流深离散程度降低 36.88%,而平均含沙量的离散程度降低 93.63%,即径流量与泥沙量相对离散程度较小。因此,选取 10 mm 为孤山川流域次降雨径流深的临界值(即 $C=10$ mm),当次洪径流深低于临界径流深时,该流域水沙关系变化浮动大;相反其超过临界径流深时,水沙关系变化相对稳定。

3.2.3 次降雨水沙关系变化 为了进一步验证孤山川流域不同时期次降雨水沙变化,利用上文比例函数模型模拟 3 个时期近 50 年的次洪水事件。由图 7 可知,孤山川流域径流深和输沙模数具有良好的线性关系;同时,根据 3 个时段径流深与输沙模数的比例关系可知,其比例系数在效益期最小,基准期最大,表明

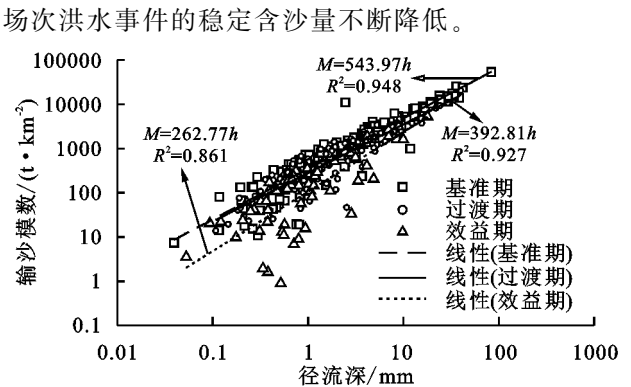


图 7 不同时段次降雨水沙关系

3.3 河川径流输沙变化归因分析

3.3.1 流域减水减沙效益分析 利用双累积曲线拟合年降雨量—年径流深和年降雨量—年输沙模数关系(图 8),并计算气候变化和人类活动对孤山川流域径流输沙变化的贡献率。由表 3 可知,过渡期人类活动的减水减沙贡献率分别为 79.12%和 86.45%,效益期人类活动减水减沙贡献率分别为 86.45%和 87.45%,且明显高于降雨变化对流域减水减沙影响,说明各评价时期人类活动对流域减水减沙起主要作用。

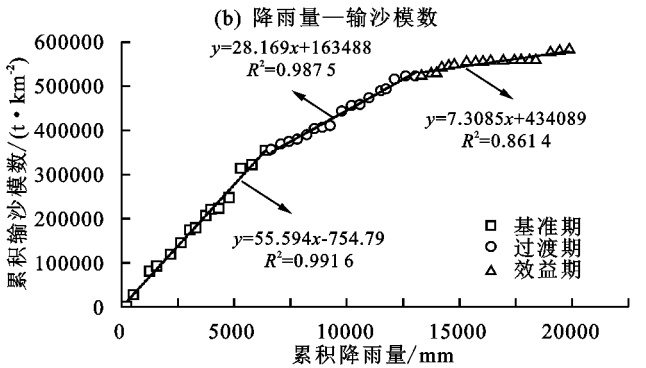
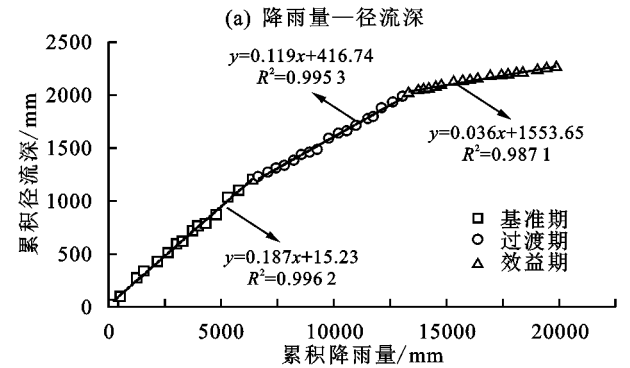


图 8 年降水量与年径流深/输沙模数双累积曲线

表 3 气候和人类活动减水、减沙贡献

时段	径流量			输沙量		
	实测值/ mm	降水 影响/mm	人类活动 影响/mm	实测值/ (t·km ⁻²)	降水影响/ (t·km ⁻²)	人类活动影响/ (t·km ⁻²)
基准期	80.29			23640.68		
过渡期	46.12	7.13(21.88%)	27.03(79.12%)	9924.69	1857.97(13.55%)	11858.02(86.45%)
效益期	15.18	9.45(14.52%)	55.65(86.45%)	3330.96	2549.24(12.55%)	17760.47(87.45%)

3.3.2 流域水沙变化驱动力分析 孤山川流域径流量和输沙量急剧减少,同时水沙关系也发生显著变化,除降水变化影响外,人类活动是改变河川径流输沙的主要因素。人类活动主要通过改变下垫面情况影响水沙量及其相互关系。图 9 为 1970s~2010s 流域不同土地利用类型面积比例变化,其中自 1990 年开始流域耕地、沙地和水体面积逐年减少,相应的林草面积逐年增加,其中草地增加比例最大(12.40%),这主要与 20 世纪 90 年代流域开展退耕还林(草)措施有关。同时,流域裸露和低覆盖率土地面积减少,

中、高覆盖率土地面积相应增长。效益期(1997—2014 年)流域人类活动减水减沙效益明显提高,主要原因是流域土地利用变化使覆盖率增加,下垫面截水截沙能力增强。流域下垫面变化除土地利用变化影响外,各种水利工程和水土保持工程建设通过拦水截沙,消减洪峰流量,调节水沙过程也可直接或间接影响流域水沙变化。到 2014 年为止,流域内已建成淤地坝达 455 座,其中 1970s 修建 197 座,流域淤地坝数量快速增涨,1980s 后增长速度转为平缓。因此,过渡期(1980—1996 年)流域人类减水减沙主要是由

于各类工程措施实施所引起。

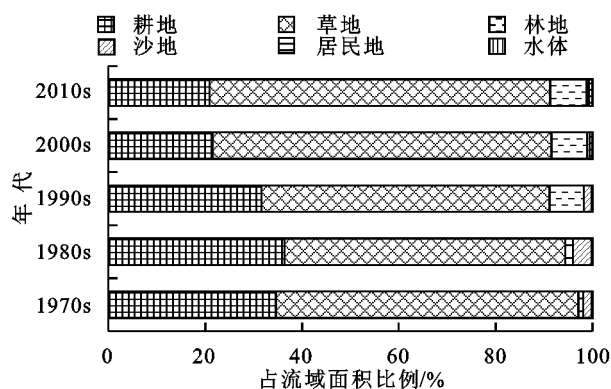


图 9 不同年代各土地利用类型面积占总面积比例

4 结论

(1)孤山川流域径流、输沙均发生显著减少,其突变年份为 1979 年和 1996 年,因此,可分为基准期 1965—1979 年,自然条件下的水沙关系;过渡期 1980—1996 年,流域治理效果显著;效益期 1997—2014 年,水沙持续减少,与过渡期相比,径流、泥沙减少率分别为 58.02%和 85.91%。

(2)各时期年平均洪水次数、洪峰流量和最大含沙量逐期减少,峰型系数升高,流域洪水涨水速度降低,地表下渗量增加,产流产沙降低;流域临界径流深为 10 mm,径流深低于该值,水沙关系离散,反之,水沙关系相对稳定。次降雨尺度中,基准期到过渡期和过渡期到效益期的单位径流量、输沙量均显著降低($p < 0.01$)。

(3)定量分析气候与人类活动对流域减水减沙效益,确定各时期对减水减沙起主要作用的是人类活动。人类活动通过改变下垫面状况来改变河川径流输沙过程,其中过渡期主要为流域内各类水土保持工程措施通过拦水截沙作用改变径流量与输沙量,效益期主要为流域内退耕还林还草等植物措施实施降低流域水沙量。

本文结合孤山川流域不同时间尺度降雨、径流和输沙数据较为系统地分析了流域水沙关系变化及其驱动因素。由于黄土高原降雨多以暴雨为主,利用年时间数列并不能明确降雨如何影响水沙关系变化。因此,在未来的水沙关系分析中,应结合次洪水过程尺度,探究不同降雨条件下水沙关系变化。

参考文献:

- [1] Liu R, Xiao L L, Liu Z, et al. Quantifying the relative impacts of climate and human activities on vegetation changes at the regional scale[J]. Nature Environment and Pollution Technology, 2014, 13(3): 465-472
- [2] Zhao G J, Yue X L, Tian P, et al. Comparison of the suspended sediment dynamics in two loess plateau catchments, china[J]. Land Degradation and Development, 2017, 28(4): 1398-1411.
- [3] 赵阳,胡春宏,张晓明,等.近 70 年黄河流域水沙情势及

其成因分析[J].农业工程学报, 2018, 34(21): 112-119.

- [4] Wang S, Fu B J, Piao S L, et al. Reduced sediment transport in the Yellow River due to anthropogenic changes[J]. Nature Geoscience, 2015, 9(1): 38-41.
- [5] Shi C X, Zhou Y Y, Fan X L, et al. A study on the annual runoff change and its relationship with water and soil conservation practices and climate change in the middle Yellow River basin[J]. Catena, 2013, 100(2): 31-41.
- [6] 史红玲,胡春宏,王延贵,等.黄河流域水沙变化趋势分析及原因探讨[J].人民黄河, 2014, 36(4): 1-5.
- [7] 王芸,刘文兆,李怀有,等.黄土高原沟壑区砚瓦川流域水沙关系及其对流域治理的响应[J].自然资源学报, 2015, 30(8): 1403-1413.
- [8] 蔺鹏飞,张晓萍,刘二佳,等.黄土高原典型流域水沙关系对退耕还林(草)的响应[J].水土保持学报, 2015, 29(1): 1-6.
- [9] 秦瑞杰,陆广勇,安乐平,等.水土保持措施对罗玉沟流域水沙变化的影响[J].中国水土保持, 2019(1): 19-22, 69.
- [10] Zheng M G, Cao Q G, Cheng Q J. Modelling the runoff-sediment yield relationship using a proportional function in hilly areas of the loess plateau, north china[J]. Geomorphology, 2008, 93(3/4): 288-301.
- [11] Zheng M G, Yang J S, Qi D L, et al. Flow-sediment relationship as functions of spatial and temporal scales in hilly areas of the Chinese Loess Plateau[J]. Catena, 2012, 98(17): 29-40.
- [12] Tian P, Zhai J Q, Zhao G J, et al. Dynamics of runoff and suspended sediment transport in a highly erodible catchment on the Chinese Loess Plateau[J]. Land Degradation and Development, 2016, 27(3): 839-850.
- [13] 姚志宏,杨勤科,武艳丽,等.孤山川流域近 30 年土壤侵蚀时空动态特征分析[J].武汉大学学报(信息科学版), 2014, 39(8): 974-980.
- [14] 金双彦,蒋昕晖,钱云平,等.孤山川流域次洪水量和沙量影响因素分析[J].人民黄河, 2016, 38(3): 1-4.
- [15] 王国庆,陈江南,李皓冰,等.黄土高原孤山川流域水沙变化研究综述[J].西北水资源与水工程, 2003, 14(3): 13-16.
- [16] Miao C Y, Ni J R. Variation of natural streamflow since 1470 in the middle Yellow River, China[J]. International Journal of Environmental Research and Public Health, 2009, 6(11): 2849-2864.
- [17] Yue X L, Mu X M, Zhao G J, et al. Dynamic changes of sediment load in the middle reaches of the Yellow River basin, China and implications for eco-restoration[J]. Ecological Engineering, 2014, 73: 64-72.
- [18] Majid K, Arash M. Changeability evaluation of hydro-climate variables in Western Caspian Sea region, Iran[J]. Environmental Earth Sciences, 2018, 77(4): 120-131.
- [19] Wang J F, Gao Y C, Wang S. Assessing the response of runoff to climate change and human activities for a typical basin in the Northern Taihang Mountain, China[J]. Journal of Earth System Science, 2018, 127(3): 37.

与肥料学报,2014,20(5):1110-1118.

[14] 叶文培,谢小立,王凯荣,等.不同时期秸秆还田对水稻生长发育及产量的影响[J].中国水稻科学,2008,22(1):65-70.

[15] 金鑫,蔡林运,李刚华,等.小麦秸秆全量还田对水稻生长及稻田氧化还原物质的影响[J].中国土壤与肥料,2013(5):80-85.

[16] Wang X B, Wu H J, Dai K, et al. Tillage and crop residue effects on rainfed wheat and maize production in northern China[J].Field Crops Research,2012,132(3):106-116.

[17] 李潮海,赵霞,刘天学,等.麦茬处理方式对机播夏玉米的生态生理效应[J].农业工程学报,2008,24(1):162-166.

[18] Eagle A J, Bird J A, Horwath W R, et al. Rice yield and nitrogen utilization efficiency under alternative straw management practices[J].Agronomy Journal,2000,92(6):1096-1103.

[19] 武际,郭熙盛,鲁剑巍,等.不同水稻栽培模式下小麦秸秆腐解特征及对土壤生物学特性和养分状况的影响[J].生态学报,2013,33(2):565-575.

[20] 王军,陈帆,温明霞,等.6-BA 处理对烤烟耐旱性的影响[J].作物研究,2017(2):44-47,82.

[21] 唐志敏,刘军,刘建国.秸秆还田对长期连作棉花光合速率及叶绿素荧光的影响[J].石河子大学学报(自然科学版),2012,30(3):302-307.

[22] Li P M, Cai R G, Gao H Y, et al. Partitioning of excitation energy in two wheat cultivars with different grain protein contents grown under three nitrogen applications in the field[J].Physiologia Plantarum,2007,129(4):822-829.

[23] 张善平,冯海娟,马存金,等.光质对玉米叶片光合及光系统性能的影响[J].中国农业科学,2014,47(20):3973-3981.

[24] 李强,王国祥,潘国权,等.水体浊度对菹草萌发及萌发苗光合荧光特性的影响[J].生态学报,2006,26(11):3594-3601.

[25] 张媛媛,李建林,王春宏,等.氮素和生物腐解剂调控下稻草还田对水稻氮素积累及产量的影响[J].土壤通报,2012,43(2):435-438.

[26] 徐国伟,杨立年,王志琴,等.麦秸还田与实地氮肥管理对水稻氮磷钾吸收利用的影响[J].作物学报,2008,34(8):1424-1434.

[27] 曾研华,吴建富,曾勇军,等.机收稻草全量还田减施化肥对双季晚稻养分吸收利用及产量的影响[J].作物学报,2018,44(3):454-462.

[28] 刘立军,桑大志,刘翠莲,等.实时实地氮肥管理对水稻产量和氮素利用率的影响[J].中国农业科学,2003,36(12):1456-1461.

[29] Chaves B, Neve S D, Boeckx P, et al. Manipulating the N release from ¹⁵N labelled celery residues by using straw and vinasses[J].Soil Biology and Biochemistry,2006,38(8):2244-2254.

[30] 鲁彩艳,陈欣.不同施肥处理土壤及不同 C/N 比有机物料中有机 N 的矿化进程[J].土壤通报,2003,34(4):267-270.

[31] 袁玲,张宣,杨静,等.不同栽培方式和秸秆还田对水稻产量和营养品质的影响[J].作物学报,2013,39(2):350-359.

[32] 许轲,刘萌,陈京都,等.麦秸秆全量还田对稻田土壤溶解有机碳含量和水稻产量的影响[J].应用生态学报,2015,26(2):430-436.

[33] 黄容,高明,万毅林,等.秸秆还田与化肥减量配施对稻—菜轮作下土壤养分及酶活性的影响[J].环境科学,2016,37(11):4446-4456.

[34] 张亚丽,吕家珑,金继运,等.施肥和秸秆还田对土壤肥力质量及春小麦品质的影响[J].植物营养与肥料学报,2012,18(2):307-314.

[35] 马永良,师宏奎,张书奎,等.玉米秸秆整株全量还田土壤理化性状的变化及其对后茬小麦生长的影响[J].中国农业大学学报,2003,8(增刊 1):42-46.

[36] Slafer G A, Savin R, Sadras V O. Coarse and fine regulation of wheat yield components in response to genotype and environment[J].Field Crops Research,2014,157(2):71-83.

(上接第 92 页)

[20] Hu J F, Gao P, Mu X M, et al. Runoff-sediment dynamics under different flood patterns in a Loess Plateau catchment, China[J].Catena,2019,173:234-245.

[21] 穆兴民,张秀勤,高鹏,等.双累积曲线方法理论及在水文气象领域应用中应注意的问题[J].水文,2010,30(4):47-51.

[22] 慕星,张晓明.皇甫川流域水沙变化及驱动因素分析[J].干旱区研究,2013,30(5):933-939.

[23] 王志勇,李晓宇,钱星平.基于临界雨强方法的孤山川水土保持效益评估[J].人民黄河,2012,34(6):98-100.

[24] 赵爱军,高忠咏,冯天梅,等.孤山川流域水文特征变化及驱动因素[J].水资源与水工程学报,2014,25(1):182-186.

[25] Wang Y, Liu W Z, Li Z, et al. Effect of comprehensive management on runoff and sediment reduction in Yanwachuan Watershed, Loess Tableland, China[J].Nature Environment and Pollution Technology,2014,13(3):465-472.

[26] 郑明国,蔡强国,王彩峰,等.黄土丘陵沟壑区坡面水保措施及植被对流域尺度水沙关系的影响[J].水利学报,2007,38(1):47-53.