

DOI: 10.5846/stxb201805221120

任宗萍, 马勇勇, 王友胜, 谢梦瑶, 李鹏. 无定河流域不同地貌区径流变化归因分析. 生态学报, 2019, 39(12): - .

Ren Z P, Ma Y Y, Wang Y S, Xie M Y, Li P. Runoff changes and attribution analysis in tributaries of different geomorphic regions in Wuding River basin. Acta Ecologica Sinica, 2019, 39(12): - .

无定河流域不同地貌区径流变化归因分析

任宗萍¹, 马勇勇¹, 王友胜^{2,*}, 谢梦瑶¹, 李 鹏¹

¹ 西安理工大学 省部共建西北旱区生态水利国家重点实验室, 西安 710048

² 中国水利水电科学研究院, 北京 100038

摘要: 分析了无定河流域干流与其支流(黄土丘陵区的大理河和风沙区的海流兔河)的年径流变化(1960—2012)及其成因,并预测了其径流的变化趋势。结果表明:无定河及其不同地貌区支流海流兔河和大理河流域 1960—2012 年径流量均显著下降,但年降水量未发生显著变化;无定河和海流兔河流域年蒸散量未发生显著变化,仅大理河流域年蒸散量在 1990s 年代后期显著增加。无定河流域径流变化突变点发生在 1979 年和 1996 年,海流兔河流域径流变化突变点在 1971 年和 1990 年,而大理河流域径流突变点发生在 1971 年。人类活动对大理河流域 1972—2012 年径流减少的贡献大约占 50%,对海流兔河流域 1972—1990 年和 1991—2012 年两个时期径流减少的贡献率分别为 44.4% 和 82.4%。未来,无定河及其支流年径流量均呈持续下降趋势。归因分析表明大规模的水土保持治理措施减少了大理河流域侵蚀产沙量的同时,也在一定程度上减少了大理河流域的径流量,而过度的农田灌溉引水是海流兔河径流量下降的主要原因。因此,未来在大理河流域要优化现有植被建设布局,减少流域蒸散发,减缓径流下降;在海流兔河流域要进一步退耕还林(草),适当控制农田灌溉面积,提高灌溉用水效率,在减少灌溉用水的同时提高流域水源涵养能力。

关键词: 径流变化;归因分析;不同地貌区;水土保持措施

Runoff changes and attribution analysis in tributaries of different geomorphic regions in Wuding River basin

REN Zongping¹, MA Yongyong¹, WANG Yousheng^{2,*}, XIE Mengyao¹, LI Peng¹

¹ State Key Laboratory Base of Eco-Hydraulic Engineering in Arid Area, Xi'an University of Technology, Xi'an, 710048, China

² China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China

Abstract: In this study, the runoff changes and their attribution from 1960 to 2012 for Wuding River basin and its two tributaries, Hailiutu River in the wind-sand region and Dali River in the Loess hilly region, were analyzed. The future trends in runoff changes in the three rivers were also predicted. The results revealed that runoff of the Wuding River, Hailiutu River, and Dali rivers decreased significantly during the period of 1960 to 2012, although the annual rainfall in the three river basins did not change significantly during this period. The annual evapotranspiration of the Wuding River and Hailiutu River was nearly constant, while the annual evapotranspiration of Dali River has increased significantly since the late 1990s. Abrupt change points of runoff were detected in 1979 and 1996 of Wuding River, 1971 and 1990 of Hailiutu River, and 1971 of Dali River, respectively. Human activities accounted for approximately 50% of the runoff reduction in Dali River from 1972 to 2012 and 44.4% in Hailiutu River from 1972 to 1990, 82.4% from 1991 to 2012, respectively. In the future, the annual runoff of the Wuding River and its two tributaries, Dalihe River and Hailiutu River would continue to decline.

基金项目: 国家重点研发计划项目(2017YFC0504704); 国家自然科学基金青年项目(41601291); 水利部黄土高原水土流失过程与控制重点实验室开放课题基金资助(201805)

收稿日期: 2018-05-22; 修订日期: 2018-09-20

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: wangyousheng@iwhr.com

Attribution analysis revealed that large-scale soil and water conservation measures are the main reasons for sediment and runoff reduction in Dali River. The water conservancy projects' constructions and farmland irrigation are the main reasons for runoff reduction in Hailiutu River. Therefore, it is necessary to optimize the existing vegetation pattern to reduce evapotranspiration and decelerate the decrease rate of runoff in the Dali River basin. In the Hailiutu River basin, it is necessary to conduct "Grain to Green", to control the irrigation area of farmland, improve the efficiency of irrigation water, and reduce the amount of used irrigation water, at the same time to increase the water conservation capacity as well.

Key Words: runoff changes; attribution analysis; different geomorphic region; measures for soil and water conservation

黄土高原水土流失严重,新中国成立以来,先后开展了淤地坝建设、小流域综合治理、退耕还林(草)工程等一系列的水土流失治理措施^[1-2]。研究表明黄土高原一系列的水土流失治理措施显著减少了流域的侵蚀产沙量,同时也在一定程度上使得黄河流域年径流量有所下降^[3-4]。黄河潼关水文站径流量由多年平均 426 亿 m^3 锐减到近年来的 231 亿 m^3 ^[3]。黄河上游和中游年径流量分别从 1919—1985 年的 251 亿 m^3 和 168 亿 m^3 减少为 1985—2010 年的 159 亿 m^3 和 78 亿 m^3 ^[4]。径流变化引起流域水文水资源系统的变化,对流域水资源的开发利用产生了深远影响^[5-7]。因此,研究流域径流演变规律及其驱动力因子有助于深刻认识水循环过程及变化特征,同时也为流域水资源利用和生态环境建设提供科学依据。

无定河是黄河的一级支流,流域位于毛乌素沙地南缘和黄土高原北部地区,是黄河中游典型的风水两相复合侵蚀区^[8],也是黄土高原水土保持措施实施的重点区域。全流域按地貌和水土流失类型可分为河源涧地区、风沙区和丘陵沟壑区(图 1)。其中西部河源涧地区(占流域面积 12.2%)和东南部丘陵沟壑区(占流域面积 34.3%)均为厚层黄土覆盖,以水蚀过程为主。东南丘陵区侵蚀强烈,年输沙量超过流域总输沙量的 70%;西北部风沙区(占流域面积 54.3%)以风力侵蚀为主,侵蚀模数较小,年输沙量不足流域总输沙量的 6%^[9]。目前,国内学者就无定河径流变化、周期特征及影响因素等虽然已有相关研究^[10-13]。然而,针对流域不同地貌类型区径流变化及形成原因的分区研究十分有限^[14-15]。由于下垫面条件的不同,西北部风沙区和东南部丘陵沟壑区的流域具有明显不同的径流来源和产流机制^[14]。因此,对不同地貌类型区径流变化趋势及其影响因素的探讨对于揭示全流域水沙演变规律及其形成原因具有重要意义^[15]。本文通过收集无定河及其典型支流海流兔河(风沙区)和大理河(丘陵区)出口控制水文站白家川、韩家峁和绥德站 1960—2012 年的降水量、蒸散量和径流量等气象水文资料,利用 Mann-Kendall(MK)非参数检验和启发式分割算法分析无定河干流及其不同地貌区支流径流量变化特征及其差异,采用弹性系数法探讨影响流域径流量变化的主要因素及其贡献率,并利用 Hurst 指数法预测流域干流及不同地貌区支流径流量变化趋势,以为无定河流域不同地貌区水资源管理和生态环境建设提供科学依据。

1 研究区域概况

无定河流域发源于陕西省定边县白于山北麓,干流全长 491.0 km,流域面积 30261 km^2 。流域出口控制站为白家川水文站,控制流域面积为 29662 km^2 。无定河流域属于温带大陆性干旱半干旱季风气候类型,多年平均降水量为 387.8 mm,平均年径流深 36.3 mm。流域水土流失面积 23137 km^2 ,平均侵蚀模数 6090 $\text{t km}^{-2} \text{a}^{-1}$,是黄河粗泥沙的主要来源区之一^[15]。无定河流域自 1950 年开展水土流失治理工作以来,治理范围日益广泛。20 世纪 50—60 年代为起步阶段,此阶段治理范围不大,初步完成治理面积 2153 km^2 ;20 世纪 70—80 年代为初具规模的治理阶段,此阶段主要进行了沟道治理,修建了大量淤地坝,共建成淤地坝 5929 座,占现有淤地坝总数的 51.1%。80 年代开始,无定河成为国家重点治理区,开始了大范围的治理工作,截至 1996 年,区内共退耕还林还草 6734 km^2 ,修建梯田 966 km^2 ,修成淤地坝 11710 座,建成库容 100 万 m^3 以上水库 74 座,总库容 14.9 亿 m^3 ,总治理面积 8364 km^2 ,占全流域水土流失面积的 36.4%^[15]。

海流兔河和大理河分别为无定河位于西北部风沙区和东南部黄土丘陵区的一级支流(图1)。其中海流兔河流域主要土壤类型为风沙土,干流长约80 km,流域面积2600 km²,出口控制站韩家峁水文站控制流域面积2452 km²,多年平均降水量367 mm,年均蒸散量1233 mm,年径流量0.85 亿 m³;大理河流域主要土壤类型为黄绵土,干流长170 km,流域面积3906 km²,出口控制站绥德水文站控制流域面积3893 km²,多年平均降水量443 mm,年均蒸散量1199 mm,年径流量1.4 亿 m³。截止2010年风沙区海流兔河流域林草面积约为1800km²;大理河流域林草面积为2300 km²,梯田面积为185km²,淤地坝约270多座^[15]。

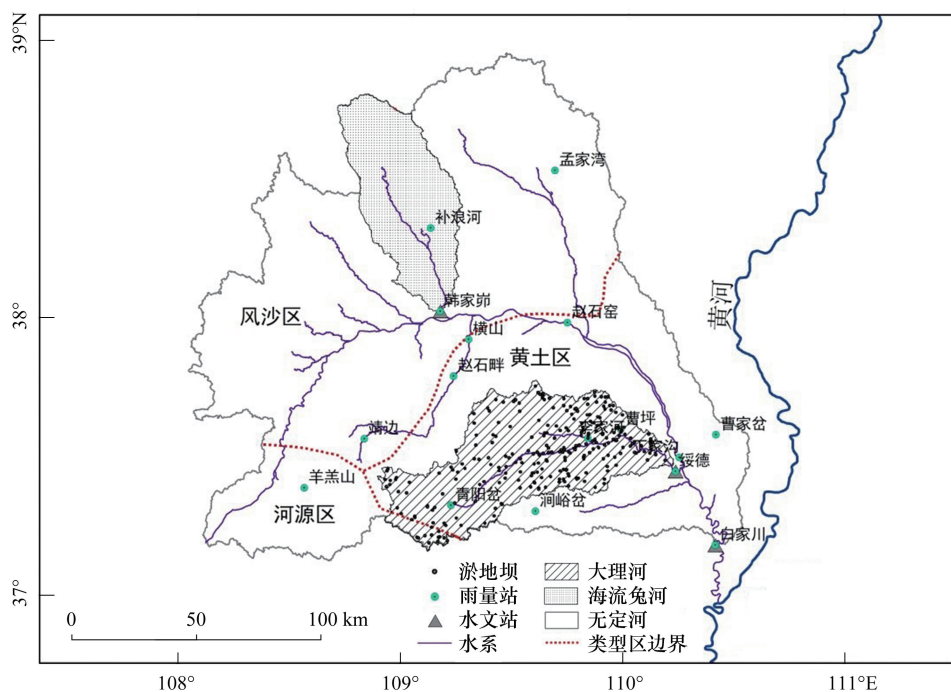


图1 研究区位置图

Fig.1 Location of the study area

2 研究方法及数据来源

2.1 研究方法

2.1.1 Mann-Kendall 非参数检验

Mann-Kendall (MK) 检验被广泛应用于降水、径流和水质等水文气象序列的趋势变化^[16-18],基于 MK 检验的统计值 Z 值和 P 值来反应变化趋势。当 Z 大于 0 表示该序列呈现增加趋势, Z 小于 0 表示序列呈现减少的趋势,而 P 大于 0.05 表示该序列增加或者减少不显著,而 P -value 小于 P 值表示增加或者减少趋势显著。本文基于 MK 检验分析年降水、潜在蒸散发和年径流量的变化趋势。

2.1.2 启发式分割算法

某一时间序列 $X(t)$ 由 N 个点组成,从左到右分别计算每分个点左边和右边部分的平均值分别为 $\mu_1(i)$ 和 $\mu_2(i)$ 及标准差分别是 $s_1(i)$ 和 $s_2(i)$,则 i 点合并偏差 $S_D(i)$ 可表示为:

$$S_D = \left(\frac{(N_1 - 1)s_1^2 + (N_2 - 1)s_2^2}{N_1 + N_2 - 2} \right)^{\frac{1}{2}} \cdot \left(\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

式中, N_1 、 N_2 分别表示 i 点左边与右边部分的点数。用 t 检验的统计值 $T(i)$ 量化 i 点左右均值的差异:

$$T(i) = \left| \frac{\mu_1(i) - \mu_2(i)}{S_D} \right| \quad (2)$$

式中, T 值越大, 则说明该点左右两边两子序列的差异越明显。计算 $T(t)$ 中最大值 T_{max} 所对应的统计显著性 $P(T_{max})$, 其计算公式如下:

$$P(t_{max}) \approx \{1 - I_{[1/(1+t_{max}^2)]}(\delta, \delta)\} \quad (3)$$

由蒙特卡洛模拟可得: $\delta = 4.19 \ln N - 11.54$ 且 $\delta = 0.40$ 。其中, N 表示序列的长度, $= N - 2$, $I_x(a, b)$ 是不完全 β 函数。预先设定一个临界值 P_0 (P_0 可取 0.05—0.95), 当 $P(T_{max}) \geq P_0$, 则在该点处将此序列分割成左右两个均值差异较大的子序列, 否则不进行分割。对新的两个子序列不断进行迭代并重复以上操作, 直到子序列的长度小于 l_0 (l_0 的取值则不应小于 25) 时便停止对其分割^[19]。

2.1.3 径流变化归因分析

假定流域多年蓄水量变化忽略不计, 基于 Choudhury—Yang 公式和流域水热耦合平衡方程^[20-22], 利用弹性系数法将流域径流变化分解为降水量影响, 潜在蒸散发影响以及下垫面变化等人类活动的影响。

2.1.4 重标度极差分析法

Hurst 指数是一种时间序列的统计方法^[23], 可以用来定量表征序列的持续性。基本原理为: 对一个时间序列 $X_t, t=1, 2, \dots, n$ 。对于任意正整数 $\tau \geq 1$, 构造一个均值序列 $\langle X \rangle_\tau$, 其累积离差 $Y(t, \tau)$ 的具体算法为:

$$\langle X \rangle_\tau = \frac{1}{\tau} \sum_{t=1}^{\tau} X_t, \tau = 1, 2, \dots, n \quad (4)$$

$$Y(t, \tau) = \sum_{u=1}^t (X(u) - \langle X \rangle_\tau), 1 \leq t \leq \tau \quad (5)$$

Hurst 发现用标准差 S 除以极差 R 建立一个无量纲比率, 满足关系式:

$$\frac{R(\tau)}{S(\tau)} = (\alpha \tau)^H \quad (6)$$

式中, α 为常数, H 为 Hurst 指数。对于不同的 H , 意味着序列有不同的趋势变化: 当 $H=0.5$ 时, 表明序列是完全独立的, 即序列是一个随机过程; 当 $0 \leq H < 0.5$ 时, 意味着未来的变化状况与过去相反, 即反持续性, H 值越接近 0, 反持续性越强; 反之, $1 \geq H > 0.5$ 时, 意味着未来的变化状况与过去一致, 即持续性, H 越接近 1, 持续性越强。Hurst 指数能很好的揭示出时间序列中持续性或者反持续性的大小, 由此总结了 Hurst 指数分级表持续性和反持续性都分为 5 级(表 1)^[24]。

表 1 Hurst 指数分级表

Table 1 Classification of Hurst index

赫斯特指数 H Hurst index	持续性强度 Persistence strength	赫斯特指数 H Hurst index	反持续性强度 Anti-persistence strength
$0.50 < H \leq 0.55$	很弱	$0.45 \leq H < 0.50$	很弱
$0.55 < H \leq 0.65$	较弱	$0.35 \leq H < 0.45$	较弱
$0.65 < H \leq 0.75$	较强	$0.25 \leq H < 0.35$	较强
$0.75 < H \leq 0.80$	强	$0.20 \leq H < 0.25$	强
$0.80 < H < 1.00$	很强	$0.00 < H < 0.20$	很强

2.2 数据来源

1960—2012 年白家川、绥德水文站、韩家岭的年径流量均来自黄河流域水文年鉴。无定河流域面降水量由 16 个雨量站(李家河、丁家沟、曹家岔、青阳岔、赵石窑、孟家湾、曹坪、韩家岭、补浪河、羊羔山、靖边、赵石畔、横山、涧峪岔、绥德、白家川)算术平均法求得; 大理河流域面降水量由绥德、曹坪、李家河、青阳岔 4 个雨量站算术平均法求得; 海流兔河流域由韩家岭、补浪河 2 个雨量站算术平均法求得。

气象数据为横山站、榆林站、绥德站 1960—2012 年的逐日气象资料包括最高气温、最低气温、平均气温、相对湿度、风速、日照时数, 来自于中国气象科学数据共享服务网。潜在蒸散发量通过 Penman—Monteith 公式

计算得到,无定河流域潜在蒸散发量为三站的算术平均求得,大理河流域为绥德站,海流兔河流域为横山站。由于各流域面积不同,径流量差异较大,为便于比较,本文采用径流深(径流量/流域面积)反映流域径流量变化趋势。

3 结果分析

3.1 降水量、蒸散量和径流量变化特征分析

无定河及其支流大理河和海流兔河流域 1960—2012 平均年降水量分别为 387.7,442.6 mm 和 367.4 mm,位于黄土丘陵区的大理河流域较风沙区的海流兔河流域年均降水量高 75.2 mm。三条流域年均降水量均在 1960s 年代和 2000s 年代高于其他时段(图 2),但其降水量变化的 MK 检验无显著趋势($P>0.05$)(表 2)。

无定河、大理河和海流兔河三条流域 1960—2012 平均年蒸散量分别为 1195.5,1199.2 mm 和 1233.3 mm,大理河流域年均蒸散量较海流兔河低 34.1 mm。无定河和大理河流域年蒸散量呈增加趋势,这种增加在 1990s 年代和 2000s 年代增强(图 2)。大理河流域年蒸散量 MK 检验结果在 $P<0.01$ 水平显著,无定河流域年蒸散量 MK 检验结果在 $P<0.1$ 水平显著(表 2)。相比之下,海流兔河流域年平均蒸散量在 1970s—1990s 年代呈增加趋势,但 2000s 年代流域年平均蒸散量有所下降。总体上,海流兔河 1960—2012 年平均蒸散量的 MK 检验不显著(表 2)。

无定河、大理河和海流兔河三条流域 1960—2012 平均年径流深分别为 36.3,35.5 mm 和 3.4 mm,大理河流域年均径流深较海流兔河高 31.1 mm。3 条流域年径流深变化的 MK 检验均呈极显著趋势($P<0.01$)(表 2)。其中,无定河流域从 1960s 年代到 2000s 年代年径流深呈连续下降趋势;大理河年径流深在 1970s 和 1980s 持续下降,但在 1990s 年代有所回升,随后在 2000s 年代再次下降;海流兔河年径流深在 1970s 至 1990s 年代持续下降,但在 2000s 年代后有所回升。此外,位于黄土丘陵区的大理河流域径流深年际变化较风沙区的海流兔河大。

表 2 1960—2012 年无定河、大理河和海流兔河流域降水量、蒸散发、径流量 Mann-Kendall 检验

Table 2 Mann-Kendall test of annual precipitation, potential evaporation and runoff in the Wuding River, Dali River and Hailiutu River during 1960—2012

流域 Basin	降水量 Annual precipitation		蒸散量 Potential evaporation		径流量 Runoff	
	<i>Z</i>	<i>P</i>	<i>Z</i>	<i>P</i>	<i>Z</i>	<i>P</i>
无定河	0.56	0.57	1.76	0.08	-7.03	0.00
大理河	0.35	0.73	3.21	0.00	-2.97	0.00
海流兔河	0.73	0.47	0.10	0.92	-5.04	0.00

3.2 径流突变点及变化归因分析

无定河流域径流变化突变点在 1979 年和 1996 年,海流兔河流域径流变化突变点在 1971 年和 1990 年,而大理河流域径流变化突变点在 1971 年(图 3)。根据突变点将无定河流域径流序列分为 3 个时期,1960—1979 年为基准期,1979—1996 年和 1997—2012 年为研究期。为方便对比,将大理河和海流兔河流域径流序列也分为 3 个时期,1960—1970 年为基准期,1971—1990 年和 1991—2012 年为研究期。与基准期相比,无定河流域 1980—1996 年研究期径流深减少了 30.5%;1998—2012 年径流深减少了 46.4%。相比基准期,在 1972—1990 年大理河流域径流深的减少量为 29.2%,大于海流兔河流域的 20.5%;而在 1991—2012 年,大理河流域的径流深变化量为 31.6%,小于海流兔河流域的 38.6%(表 3)。

采用弹性系数法对三条流域两个研究期的径流变化进行归因分析(表 3)。无定河流域 1980—1997 年的径流深减少了 14.5 mm,人类活动影响占主要作用,贡献率为 66.8%;其次为降水量,占到减少总量的 30.3%;蒸散量变化仅占减少总量的 2.8%;1998—2012 年径流深减少了 22.1 mm,其中人类活动导致径流量减少 98.2%,降水量增加使得径流总量增加 1.7 mm,蒸散发导致的径流减少量占 9.5%。大理河流域径流深在 1972—

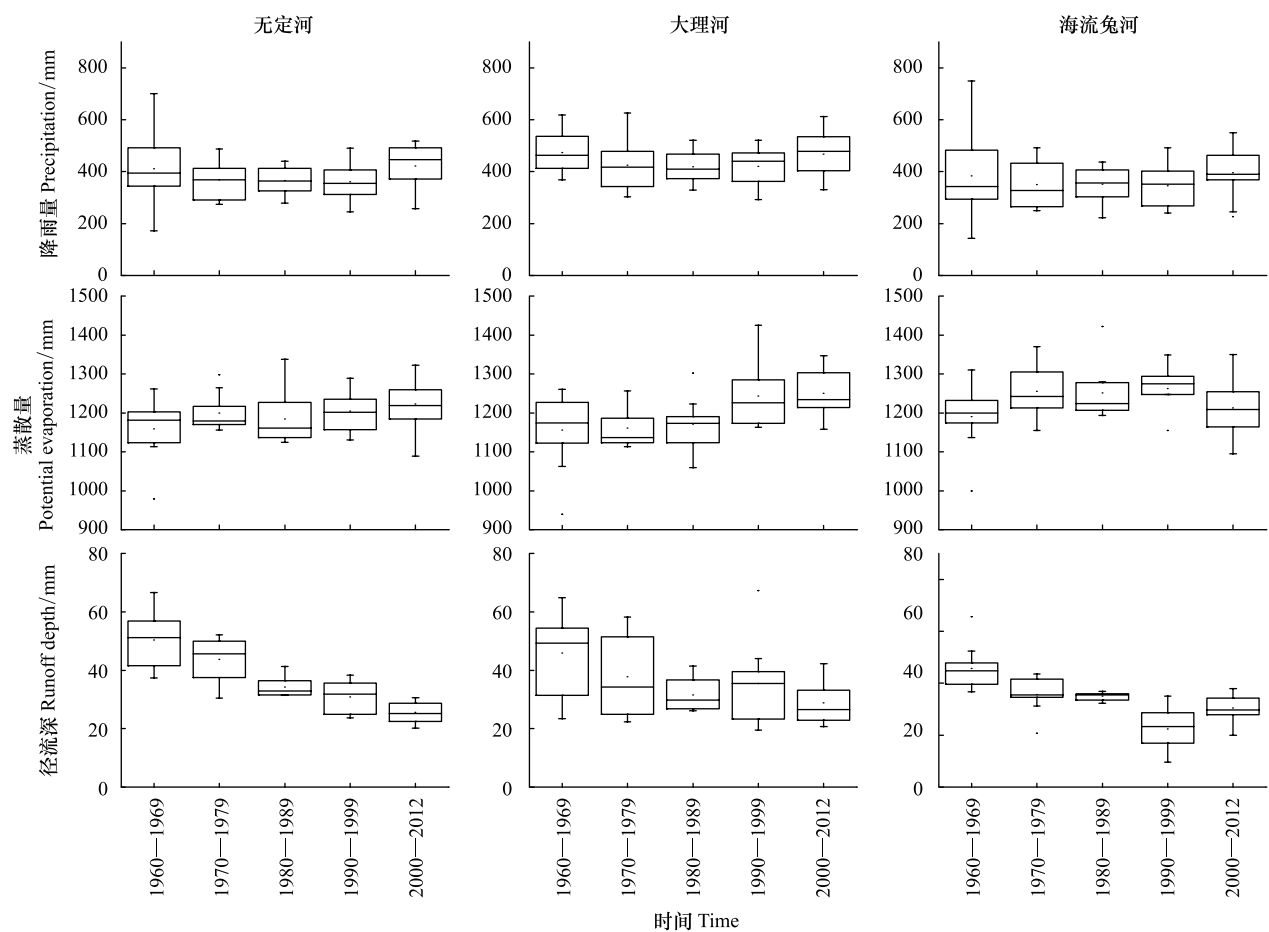


图 2 1960—2012 年无定河、大理河和海流兔河流域降水量、蒸散量和径流深变化

Fig.2 Changes of annual precipitation, potential evaporation and runoff in the Wuding River, Dali River and Hailiutu River during 1960—2012

表 3 1960—2012 年无定河、大理河和海流兔河径流变化归因分析

表 3 Attribution of runoff change in the Wuding River, Dali River and Hailiutu River during 1960—2012

流域 Basin	时段 Period	径流深 Runoff depth/mm	变化量 Variation/ mm	人类活动贡献 Contribution of human activity		气候变化贡献 Contribution of climate change			
						降水量 Precipitation		蒸散量 Potential evaporation	
						量/mm Amount	率/% Percentage	量/mm Amount	率/% Percentage
无定河	1960—1979	47.8							
	1980—1996	33.2	14.6	9.7	66.8	4.4	30.3	0.4	2.8
	1997—2012	25.6	22.2	21.7	98.2	−1.7	−7.7	2.1	9.5
大理河	1960—1971	46.5							
	1972—1990	32.9	13.6	6.6	48.6	6.5	47.9	0.5	0.04
	1991—2012	31.8	14.7	7.6	51.7	3.2	21.8	3.9	29.0
海流兔河	1960—1971	4.4							
	1972—1990	3.5	0.9	0.4	44.4	0.3	33.3	0.2	22.2
	1991—2012	2.7	1.7	1.4	82.4	0.0	0.0	0.4	17.6

1990 年减少了 13.6 mm,在 1991—2012 年减少了 14.7 mm,两个时期减少量相差不大;而且两个时期人类活动影响造成的径流量的减少占到 50%左右,也相差不大;但是气候变化对径流量的影响中,1972—1990 年,降水的减少对径流下降的贡献占到 47.9%,蒸发变化贡献不足 1%;在 1991—2012 年,降水和蒸发变化分别贡献了

21.8%和 29.0%。海流兔河径流深在 1972—1990 年减少了 0.9 mm,在 1991—2012 年减少了 1.7 mm,是 1972—1990 年减少的一倍。分析两个时期径流减少归因发现,1972—1990 年,降水量占到了 33.3%,蒸散量占到 22.2%,而人类活动占到了 44.4%;而 1991—2012 年,人类活动的影响是造成径流减少的主要原因,占到 82.4%,气候变化中蒸散量贡献为 17.6%,由于该时期平均降水量与基准期一样,降水对径流减少的贡献为 0。

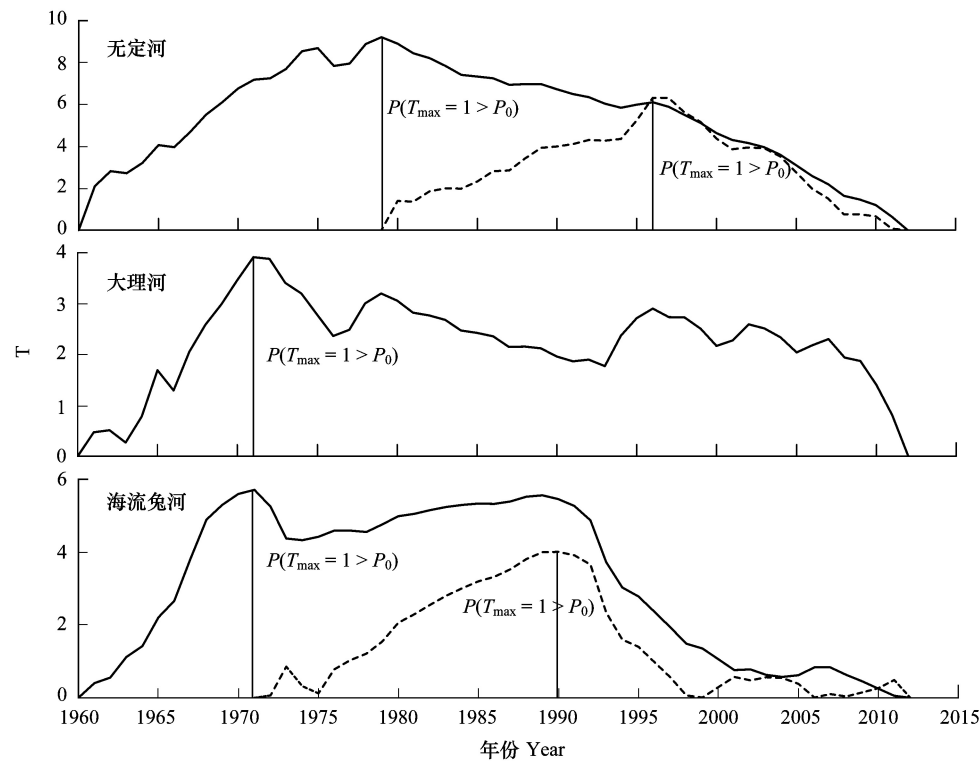


图 3 1960—2012 年无定河、大理河和海流兔河径流变化启发式分割检验

Fig.3 Heuristic segmentation test of flow discharge in the Wuding River, Dali River and Hailiutu River during 1960—2012

3.3 基于 Hurst 指数的径流未来趋势分析

无定河、大理河和海流兔河流域年降水量、蒸散量、径流量序列的长期相关性特征为持续性, H 值大于 0.5,未来的变化与过去的变化趋势一致(表 4)。3 个流域年降水变化趋势的持续性强度都较弱;无定河和海流兔河流域蒸散量增加趋势的持续性强度也较弱,但是大理河流域的蒸散量增加趋势的持续性较强;无定河流域径流量减少趋势持续性最强,海流兔河流域径流量减少趋势的持续性较强,而大理河流域径流量减少趋势持续性较弱(表 4)。

表 4 水文气象要素年值序列 Hurst 指数

Table 4 Hurst Index of annual hydrological elements

流域 Basin	水文气象要素 Hydro-meteorological elements	赫斯特指数 H Hurst index	持续性 Persistence
无定河	降水量	0.591	正持续性
	蒸散量	0.565	正持续性
	径流量	0.755	正持续性
大理河	降水量	0.565	正持续性
	蒸散量	0.671	正持续性
	径流量	0.609	正持续性
海流兔河	降水量	0.567	正持续性
	蒸散量	0.624	正持续性
	径流量	0.699	正持续性

4 讨论

黄土丘陵区的河流是无定河流域侵蚀产沙的主要源区,也是水土保持措施实施的重点区域。人类活动对黄土丘陵区的大理河流域 1972—1990 年和 1991—2012 年两个时期径流减少的贡献率分别为 48.6% 和 51.7% (表 3),研究表明梯田、林地、草地和坝地建设等水土保持治理措施是流域侵蚀产沙减少的主要原因,也是导致流域径流减少的重要原因。大理河流域的水土流失治理始于 1960s 年代,流域水土保持措施面积在 1970s 和 1980s 年代快速增加,尤其是坝地面积在 1970s 年代较 1960s 年代增加了 2 倍多(表 5)^[25]。对大理河流域 3 条典型支流不同年代淤地坝数量统计发现,流域 85% 以上淤地坝修建于 1970s 年代(表 6)。截止到 2002 年,大理河流域共有淤地坝 3100 余座,控制 70% 的流域面积。与 1960s 年代相比,仅坝库拦蓄作用导致大理河年径流量下降 800 万 m^3 ,约占流域径流量的 10%^[26]。高海东等^[27]阐述了淤地坝对径流过程的影响机理,指出随着坝地的淤积,沟道形状由原来的 V 型沟道逐渐演变为 U 型沟道,其比降降低,过流断面面积变大;淤地坝作为障碍性节点,显著削弱了流域的洪峰流量。因此,1970s 年代大规模水土保持治理措施,尤其是淤地坝建设显著减少了大理河流域侵蚀产沙,也在一定程度上减少了流域径流量,成为大理河径流量在 1971 年出现拐点的重要原因。另外,由于 1970s—1980s 年代建设的淤地坝拦蓄寿命大部分小于 20 年,随着淤地坝的淤满,其拦蓄作用下降,导致大理河年径流量在 1990s 年代有所回升。在相同干旱指数情况下,林草覆盖率越大,流域产水越少^[28]。植被恢复对黄河径流减少的贡献达 26%^[29]。2000s 年后,国家退耕还林还草政策实施,大理河流域水土保持建设达到新的高潮,使得流域年径流量在 2000s 年代再次出现下降。此外,大理河流域 20 世纪 90 年代后期蒸散量开始显著增加(图 2),也加剧了流域径流量的下降。

表 5 大理河流域 1960—2002 年水土保持措施保存面积^[25]

Table 5 Areas of soil conservation measurements in Dali River basin during 1960—2012

年代 Times	梯田 Terrace/ hm^2	林地 Forest/ hm^2	草地 Grassland/ hm^2	坝地 Dam field/ hm^2	合计 Total/ hm^2
1960—1969	1655	11795	1214	581	15245
1970—1979	3886	19794	2688	1885	28253
1980—1989	7734	49802	5237	3098	65871
1990—1999	13826	76045	6065	3703	99639
2000—2002	19899	78530	4918	3857	107204

与大理河流域相比,位于风沙区的海流兔河流域水土流失微弱,水土保持措施很少,流域内并无淤地坝分布(图 1)。然而,海流兔河流域第一个径流突变点也发生在 1971 年,人类活动对海流兔河 1972—1990 年和 1991—2012 年两个时期径流减少的贡献率分别为 44.4% 和 82.4%。据统计,海流兔河流域目前共有 10 座较大水利工程,主要用于农田灌溉。其中,在 1970s 年代和 1990s 年代先后修建 4 座,而在 1980s 年代和 2000s 年代各有 1 座(表 7)^[30]。坝库的修建年代与海流兔河径流变化的两个拐点 1971 和 1990 基本一致,表明流域内过度的农田灌溉用水的增加可能是引起径流减少的主要原因。此外,海流兔河径流量在 2000s 年代有所回升,其原因一方面与流域 2000s 年代降水量增加,蒸散量下降有关(图 2);另一方面也与流域退耕还林还草后农地面积下降,灌溉需水减少有关。

无定河干流及其支流大理河和海流兔河径流未来仍然呈减少趋势,流域水资源利用形势日趋严峻。归因分析表明,人类活动是引起无定河流域 20 年来径流减少的主要原因。未来迫切需要从流域社会、经济和生态环境可持续发展的角度制定水资源利用规划,开展节水型流域建设,加强雨水、工业用水、农业用水和生活用水资源的循环高效利用。其中,在大理河流域要优化现有植被建设布局,利用乡土树、草种逐步替代耗水高、生长差的植被类型,减少流域蒸散发,减缓径流下降。在海流兔河流域要适当控制农田灌溉面积,提高农田灌溉用水效率,在必要情况下增加退耕还林(草)面积,减少灌溉用水的同时提高流域水源涵养能力。

表 6 大理河流域三条典型支流不同年代淤地坝保存数量

Table 6 Numbers of check dams in three typical tributaries in Dali River basin

年代 Time	青阳岔/个	岔巴沟/个	小理河/个	合计 Total/个	比例 Percentage/%
1960—1969	20	41	124	185	28.4
1970—1979	56	152	362	570	87.6
1980—1989	71	156	393	620	95.2
1990—1999	77	157	411	645	99.1
2000—2010	78	157	416	651	100.0

表 7 海流兔河流域水利工程建设时间及用途^[30]

Table 7 Construction time of water conservancy projects and their application in Hailiutu River basin

序号 Number	工程名称 Name	建设时间 Construction time	类型 Type	用途 Application
1	柴草坝	1970	水坝	灌溉
2	团结	1971	水库	灌溉、供水
3	圪流沟	1972	水库	灌溉
4	马路湾	1972	水坝	灌溉
5	曹家峁	1989	水坝	灌溉
6	红石桥	1992	水坝	灌溉
7	双红	1995	水坝	灌溉
8	王连圪堵	1995	水坝	灌溉
9	吴家房	1997	水坝	灌溉
10	魏家峁	2008	水坝	灌溉

5 主要结论

本研究发现 1960—2012 年无定河及其不同地貌区典型支流海流兔河和大理河年径流量均发生显著下降趋势,但其在不同年代变化略有差异。其中,位于黄土丘陵区的大理河年径流量在 1960s—1980s 持续下降,但在 1990s 年代有所回升,2000s 年代再次下降;而风沙区的海流兔河年径流量下降一直持续到 1990s 年代,在 2000s 年代有所回升。尽管大理河和海流兔河径流突变点均出现在 1971 年,但不同地貌区流域径流下降的原因有所不同。在黄土丘陵区,大规模的水土保持治理措施,尤其是淤地坝建设等人类活动是大理河径流量在 1971 年出现拐点的重要原因;而在风沙区,过度的农田灌溉用水增加是引起海流兔河径流变化的主要原因。Hurst 指数表明,未来无定河流域及其不同地貌区支流海流兔河和大理河年径流量均持续下降。

参考文献 (References):

- [1] 刘国彬,上官周平,姚文艺,杨勤科,赵敏娟,党小虎,郭明航,王国梁,王兵. 黄土高原生态工程的生态成效. 中国科学院院刊, 2017, 32(1): 11-19.
- [2] Deng L, Shangguan Z P, Li R. Effects of the grain-for-green program on soil erosion in China. International Journal of Sediment Research, 2012, 27(1): 120-127.
- [3] 胡春宏. 黄河水沙变化与治理方略研究. 水力发电学报, 2016, 35(10): 1-11.
- [4] Li E H, Mu X M, Zhao G J, Gao P. Multifractal detrended fluctuation analysis of streamflow in the Yellow River basin, China. Water, 2015, 7(4): 1670-1686.
- [5] 周俊菊,雷莉,石培基,王兰英,魏伟,刘海猛. 石羊河流域河川径流对气候与土地利用变化的响应. 生态学报, 2015, 35(11): 3788-3796.
- [6] 李志,刘文兆,郑粉莉,胡宏昌. 黄土塬区气候变化和人类活动对径流的影响. 生态学报, 2010, 30(9): 2379-2386.
- [7] 高忠咏,赵爱军,冯天梅,张鑫. 秃尾河流域年径流变化特性分析. 水资源与水工程学报, 2014, 25(2): 153-157.

- [8] 颜明, 孙莉英, 闫云霞, 许炯心. 风水两相作用和人类活动对无定河粗泥沙输沙量的影响. 水土保持通报, 2012, 32(6): 89-92.
- [9] 谭节升, 阎文哲. 无定河流域综合治理调查. 人民黄河, 1983, (4): 53-57.
- [10] 王玲, 夏军, 张学成. 无定河 20 世纪 90 年代入黄水量减少成因分析. 应用基础与工程科学学报, 2006, 14(4): 463-469.
- [11] 张鑫, 蔡焕杰, 尹晓楠. 基于 DFA 的无定河径流长期变化趋势及持续性研究. 生态环境学报, 2010, 19(1): 208-211.
- [12] 张健, 李同昇, 张俊辉, 徐象平. 1933—2012 年无定河径流突变与周期特征诊断. 地理科学, 2016, 36(3): 475-480.
- [13] 周园园, 师长兴, 杜俊, 范小黎. 无定河流域 1956—2009 年径流量变化及其影响因素. 自然资源学报, 2012, 27(5): 856-865.
- [14] 王随继. 无定河流域不同地貌区水沙过程对比. 地理研究, 2007, 26(3): 508-517.
- [15] 杨媛媛, 李占斌, 任宗萍, 高海东. 人类活动对无定河流域不同地貌区水沙变化的影响. 泥沙研究, 2017, 42(5): 50-56.
- [16] 高鹏, 穆兴民, 李锐, 王伟. 黄河支流无定河水沙变化趋势及其驱动因素. 泥沙研究, 2009, (5): 22-28.
- [17] 任宗萍, 张光辉, 杨勤科. 近 50 年延河流域水沙变化特征及其原因分析. 水文, 2012, 32(5): 81-86.
- [18] 秦丽欢, 周敬祥, 李叙勇, 曾庆慧. 密云水库上游径流变化趋势及影响因素. 生态学报, 2018, 38(6): 1941-1951.
- [19] 封国林, 龚志强, 董文杰, 李建平. 基于启发式分割算法的气候突变检测研究. 物理学报, 2005, 54(11): 5494-5499.
- [20] Roderick M L, Farquhar G D. A simple framework for relating variations in runoff to variations in climatic conditions and catchment properties. Water Resources Research, 2011, 47(12): W00G07.
- [21] Yang H B, Yang D W, Lei Z D, Sun F B. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation. Water Resources Research, 2008, 44(3): W03410.
- [22] 张树磊, 杨大文, 杨汉波, 雷慧闽. 1960—2010 年中国主要流域径流量减小原因探讨分析. 水科学进展, 2015, 26(5): 605-613.
- [23] Hurst H E, Black R P, Simaika Y M. Long-term storage: an experimental study. Journal of the Royal Statistical Society, 1966, 129(4): 591-593.
- [24] 冯新灵, 冯自立, 罗隆诚, 邱丽丽, 刘鹏. 青藏高原冷暖气候变化趋势的 R/S 分析及 Hurst 指数试验研究. 干旱区地理, 2008, 31(2): 175-181.
- [25] 冉大川, 李占斌, 张志萍, 李鹏, 罗全华. 大理河流域水土保持措施减沙效益与影响因素关系分析. 中国水土保持科学, 2010, 8(4): 1-6.
- [26] 冉大川, 李占斌, 郭聪, 李鹏, 申震洲. 大理河流域坝库工程对产流产沙的影响. 人民黄河, 2009, 31(8): 71-72.
- [27] 高海东, 贾莲莲, 李占斌, 徐国策, 赵宾华. 基于图论的淤地坝对径流影响的机制. 中国水土保持科学, 2015, 13(4): 1-8.
- [28] 刘晓燕, 杨胜天, 李晓宇, 周旭, 罗娅, 党素珍. 黄河主要来沙区林草植被变化及对产流产沙的影响机制. 中国科学: 技术科学, 2015, 45(10): 1052-1059.
- [29] Wang S, Fu B J, Piao S L, Lü Y H, Ciais P, Feng X M, Wang Y F. Reduced sediment transport in the Yellow River due to anthropogenic changes. Nature Geoscience, 2016, 9(1): 38-41.
- [30] 董佳秋, 常亮. 海流兔河径流特性变化及影响分析. 水资源与水工程学报, 2014, 25(1): 144-147.