DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2026.06.018 CSTR:32311.14.rswc.2026.06.018
杨陈, 周伟达, 柯浩成, 等. 西北干旱内陆河汛期与非汛期径流演变归因分析[J]. 水土保持研究,2026,33(6):83-92.
Yang Chen, Zhou Weida, Ke Haocheng, et al. Attribution analysis of runoff evolution during flood and non-flood seasons in arid inland rivers of Northwest China[J]. Research of Soil and Water Conservation,2026,33(6):83-92.

西北干旱内陆河汛期与非汛期径流演变归因分析

杨 陈[1], 周伟达[6], 柯浩成[1,2], 王 飞[1], 马晓燕[1], 田孟涵[3,4], 李占斌[5]
(1.兰州理工大学 土木与水利工程学院, 兰州 730050; 2.中国科学院 西北生态环境资源研究院 干旱区生态安全与可持续发展重点实验室, 兰州 730000; 3.中国水利水电科学研究院, 北京 100038; 4.水利部 防洪抗旱减灾工程技术研究中心, 北京 100038; 5.西安理工大学 旱区水工程生态环境全国重点实验室, 西安 710048; 6.武威水文水资源勘测中心, 甘肃 武威 733099)

摘 要:[目的]明确黑河中上游地区在汛期与非汛期的径流时间序列演变特征及其驱动机制,为制定适应气候和下垫面变化影响下的水资源管理策略提供科学依据。[方法]以黑河中上游地区为研究对象,基于创新趋势分析、Pettitt突变检验、小波相干分析和Budyko假设,定量解析了中上游地区汛期与非汛期两个时间段下的径流变化特征,并评估了气候变化与下垫面变化的相对贡献率。[结果](1)在汛期,黑河流域中上游径流显著增加($p<0.05$),在非汛期,流域上游径流显著增加,中游径流显著减少。突变分析显示,在汛期径流时间序列突变年份均在2000年以后(上游突变时间为2005年,中游2002年),在非汛期突变年份分布较分散(上游1998年,中游1980年),呈现出明显的空间差异。(2)在内陆干旱区背景下,下垫面因素对径流调控具有显著作用,敏感性分析结果显示:流域径流对下垫面变化表现出最高敏感性,其次为降水量,而潜在蒸散发(PET)敏感性较弱。(3)贡献率分析进一步表明,研究期内径流变化主要受降水量与下垫面共同驱动,其中,上游地区受降水量影响更为突出(汛期贡献率76%,非汛期60%),而中游地区下垫面变化贡献更高(非汛期71%)。季节变化方面,汛期降水量是径流变化的主要影响因素(上游76%,中游78%),非汛期下垫面状态的影响增强(上游36%,中游71%)。[结论]黑河流域中上游径流总体呈增加趋势,其中上游径流增加主要受气候变化驱动;中游径流在汛期受气候变化影响呈增加趋势,而在非汛期则主要受下垫面变化影响呈减少趋势。

关键词:黑河中上游; 汛期; 非汛期; 小波相干分析; Budyko假设
中图分类号:P333 **文献标识码:**A **文章编号:**1005-3409(2026)06-0083-10

Attribution analysis of runoff evolution during flood and non-flood seasons in arid inland rivers of Northwest China

Yang Chen[1], Zhou Weida[6], Ke Haocheng[1,2], Wang Fei[1], Ma Xiaoyan[1], Tian Menghan[3,4], Li Zhanbin[5]
(1.*School of Civil and Hydraulic Engineering, Lanzhou University of Technology, Lanzhou* 730050, *China*; 2.*Key Laboratory of Ecological Safety and Sustainable Development in Arid Lands, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou* 730000, *China*; 3.*China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing* 100038, *China*; 4.*Research Center of Flood Control and Drought Relief Engineering Technology, Ministry of Water Resources, Beijing* 100038, *China*; 5.*State Key Laboratory of Water Engineering Ecology and Environment in Arid Area, Xi'an University of Technology, Xi'an* 710048, *China*; 6.*Wuwei Hydrology and Water Resources Survey Center, Wuwei, Gansu* 733099, *China*)

Abstract: [**Objective**] This study aims to clarify the temporal evolution characteristics and driving mechanisms of runoff time series in the upper and middle reaches of the Heihe River during flood and non-flood seasons, providing a scientific basis for water resources management under climate change and underlying surface changes.

收稿日期:2025-11-20 **修回日期:**2025-12-23 **接受日期:**2026-03-05
资助项目:甘肃省自然科学基金(25JRRA096);国家自然科学基金(4210070887);甘肃省重点研发计划(22YF7FA165,23YF7FA165);高端外国专家引进计划(22JR10KA006);甘肃省水利科学试验研究及推广计划(甘水建管发[2022]59号,甘水建管发[2023]67号)
第一作者:杨陈(1999—),男,四川简阳人,硕士研究生,研究方向为旱区水文水资源。E-mail:17318668831@163.com
通信作者:柯浩成(1986—),男,甘肃武威人,博士,副教授,主要从事生态修复与水土资源调控研究。E-mail:kehc@lut.edu.cn

[**Methods**] Focusing on the upper and middle reaches of the Heihe River Basin, this study employed innovative trend analysis, the Pettitt abrupt change test, wavelet coherence analysis, and the Budyko hypothesis to quantitatively examine runoff variation characteristics during the flood and non-flood seasons and to assess the relative contributions of climate change and underlying surface change. [**Results**] (1) During the flood season, runoff in both the upper and middle reaches increased significantly ($p<0.05$). During the non-flood season, runoff increased in the upper reach but decreased significantly in the middle reach. The abrupt change analysis showed that change-point years during the flood season all occurred after 2000 (2005 in the upper reach and 2002 in the middle reach), whereas change-point years in the non-flood season were more dispersed (1998 in the upper reach and 1980 in the middle reach), exhibiting clear spatial differences. (2) Under the background of inland arid regions, underlying surface factors exerted a significant regulatory effect on runoff. Sensitivity analysis indicated that runoff was most sensitive to underlying surface changes, followed by precipitation, while the sensitivity to potential evapotranspiration (PET) was relatively weak. (3) Contribution analysis further showed that runoff variations during the study period were mainly driven by the combined effects of precipitation and underlying surface changes. In the upper reach, precipitation played a more prominent role (76% during the flood season and 60% during the non-flood season), whereas underlying surface changes contributed more in the middle reach (71% during the non-flood season). In terms of seasonal differences, precipitation is the primary factor influencing runoff changes during the flood season (76% in the upper reach and 78% in the middle reach), while the influence of underlying surface conditions increases during the non-flood season (36% in the upper reach and 71% in the middle reach). [**Conclusion**] Runoff in the upper and middle reaches of the Heihe River Basin exhibits an overall increasing trend, primarily driven by climate change in the upper reaches. In the middle reaches, it increases during the flood season due to climate change but decreases during the non-flood season mainly under the influence of underlying surface changes.

Keywords: upper and middle reaches of Heihe River; flood season; non-flood season; wavelet coherence analysis; Budyko hypothesis

随着全球气候变化的加剧以及下垫面变化的持续增强,河流系统径流的动态变化已成为国际学术界关注的焦点[1]。一方面,全球气候变暖带来的降水量、蒸散发剧烈变化,直接改变区域径流和水资源供需格局[2]。另一方面,水利枢纽建设导致的水循环过程复杂化,水土保持措施的实施和城镇、耕地的扩张带来的流域下垫面变化,对径流的时空分布、洪旱极端事件频率及生态基流稳定性产生了多尺度扰动[3]。在此背景下,厘清气候与下垫面变化对径流的协同作用机制,是优化水资源适应性管理的关键前提。

近年来,径流归因研究在方法论上取得显著进展,已涌现出多种定量识别径流变化驱动因素的方法,主要包括水文模型模拟法、基于Budyko假设的弹性系数法和双累计曲线法[4]。传统统计方法(如多元回归)因难以分离气候与下垫面变化的交互效应而逐渐被替代,相比之下,基于物理机制的Budyko假设,通过耦合水热平衡方程,成为量化两类因素影响的普适工具[5-6]。该假设的参数化形式(如Choudhury-Yang方程)能有效识别流域特性的气候变化[7]和人类扰动[8],因此,基于Budyko假设的弹性系数法在流域径流归因研究中得到广泛应用。例如,在陕北煤矿开采对基流变化的影响研究中,Xu等[9]通过Budyko假设的弹性系数计算发现,煤炭开采活动对基流的影响存在空间异质性,且在某些区域产生了负面影响。Wang等[3]通过该方法研究指出,气候变化和下垫面变化共同导致泾河流域径流急剧减少,其中水利工程建设等下垫面变化是主要影响因素。另一项关于Budyko假设在半干旱区的应用显示,气温升高加速了冰川融雪,进而使得4月锡林河径流达到全年最高,而下垫面变化的影响因季节而异[10]。然而,现有研究多聚焦于年尺度分析或单一驱动因素,对径流季节性差异(如汛期/非汛期)的响应机制缺乏系统性探讨,且驱动因素贡献率的空间异质性尚未充分揭示。

已有的研究结果表明,黑河上游径流受降水与基流共同调控[11],中游因耕地扩张面临生态退化风险[12],下游则呈现暖湿化趋势[13]。然而,Zhang等[14]通过检测黑河流域径流时间序列的趋势特征与突变点和分析气象数据序列的趋势及突变现象,发现了流域"上游增水、下游减流"的历史水文特征,并且该减流特征在2000年后的生态调水工程实施后有所缓和。Cai等[15]采用线性趋势分析、分段拟合和多元线

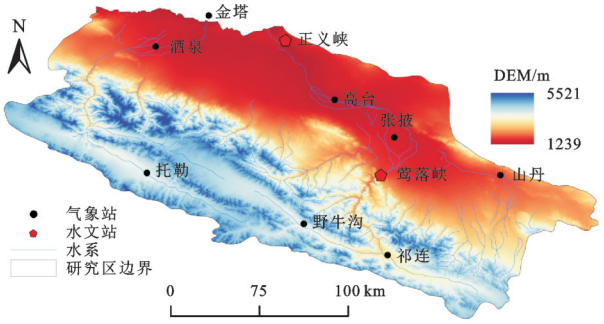
性回归方法,研究了生态调水(也称“97 调水方案”)对黑河中游的影响,发现在该政策的影响下灌溉效率的提升使得中游的耗水量保持在一个较稳定的水平。同时,Budyko方法已在黑河流域有着广泛运用。例如,Han 等[16]利用 Budyko 假设定量分析了冻土退化对径流变化的贡献率,结果表明其占比达 20% 以上。Li 等[17]基于 Budyko 假设的气候弹性方法,结合基于温度的 Blaney-Criddle 方程,提出黑河上游径流对降水的弹性系数为 0.56~0.57,表明降水量的增加显著促进径流量的增长。Cong 等[18]通过对比融雪的水量平衡模型和 Budyko 假设两种方法,对黑河上游的研究显示,降水量对径流量增加的贡献率为 58%,积雪变化对径流变化的贡献率为 30%。张苏娜等[19]利用 Budyko 和 abcd 模型对黑河上游径流变化原因进行研究,发现气候变化是黑河上游径流变化的主要驱动因素。通过上述发现,黑河流域的径流变化归因研究方法暂时停留在趋势及突变等常规统计分析方法上,而 Budyko 方法虽然已在黑河流域应用多时,但目前暂时仅涉及上游,从中上游流域尺度的综合分析略显不足。同时,目前针对黑河流域的径流研究,大部分从定性或定量的角度分析了流域年际径流变化特征及原因,但较少考虑西北径流的年内特点,分析汛期和非汛期的径流动态及原因。

因此,本研究旨在系统量化黑河中上游地区,在汛期与非汛期两个时间段下,气候变化与下垫面变化对径流变化的相对贡献,并揭示其空间分异规律。基于黑河中上游地区水文站的长期观测数据,系统分析汛期(5—9 月)与非汛期(1—4 月和 10—12 月)径流变化的时空特征,并根据流域地形与水文站的空间控制范围,将莺落峡站和正义峡站分别作为黑河上游和中游径流特征的代表站[14]。借助 Budyko 假设,明确不同子流域在气候变化与下垫面变化的双重影响下的关键驱动因素及其贡献率,以期为流域水资源管理与生态保护提供更精准的决策依据。

1　材料与方法

1.1　研究区概况

黑河发源于中国青海省北部祁连县,向北流经甘肃省河西走廊和内蒙古自治区西部,流域面积约 14.29 万 km^2,河流长 821 km,河流最终注入内蒙古的额济纳旗的居延海,是我国西北地区重要的内陆河之一[18](图 1)。黑河中上游地区位于 97.40°—101.72°E,37.73°—40.15°N,地势南高北低,在不同空间尺度上地形、气候和生态环境等方面差异明显:上游为冰川峡谷与草甸(年均温 2.3 ℃),海拔为 2 000~5 521 m,是主要产流区[18];中游为绿洲灌区(年均温 8.2 ℃),海拔为 1 000~2 000 m,降水量较上游锐减,依赖人工灌溉[20]。



注:基于标准地图服务系统下载的审图号 GS(2022)4312 号的标准地图制作,底图未做修改。

图 1　研究区地理位置

Fig. 1　Geographic location of study area

1.2　数据准备

本研究采用的 1956—2023 年潜在蒸散发(Potential Evapotranspiration, PET)数据,由国家青藏高原科学数据中心(https://data.tpdc.ac.cn)提供。水文数据来源于甘肃省水文水资源中心、数字黑河网站(https://heihe.tpdc.ac.cn),详细情况见表 1。土地利用数据来源于中国科学院资源环境科学与数据中心(https://www.resdc.cn)的中国土地利用遥感监测数据。数字高程数据(Digital Elevation Model, DEM)来源于地理空间云(https://www.gscloud.cn)。

本研究基于研究区内气象站点的观测数据,采用泰森多边形[21]方法划分各站点的空间影响范围,并在此基础上对气象要素进行面积加权,获取黑河流域中上游的区域平均气象数据,从而用于分析区域气候变化对莺落峡和正义峡控制断面径流变化的影响。

表 1　主要水文、气象站点信息

Table 1　Information of main hydrological and meteorological stations

项目	水文站点	经度/(°)	纬度/(°)	数据长度(起止年份)
水文站	莺落峡	100.18	38.80	1956—2023
	正义峡	99.4618	39.82	1956—2022
气象站	酒泉	98.50	39.70	1956—2020
	金塔	98.91	40.00	1956—2020
	高台	99.79	39.36	1956—2020
	野牛沟	99.58	38.42	1956—2020
	托勒	98.01	39.03	1956—2020
	张掖	100.46	38.91	1956—2020
	山丹	101.08	38.77	1956—2020
	祁连	100.24	38.19	1956—2020

1.3　研究方法

1.3.1　创新趋势分析　创新趋势分析法(Innovative

Trend Analysis, ITA)在径流序列分析中具有显著优势,其可视化特性可直观反映趋势变化,且无需预设数据分布,适用性广泛[22]。为进一步揭示径流变化的区间差异,根据ITA法,将数据以1990年为分界线,分成等长的两部分并按升序排列后,按不同量级(数据大小)划分为低(<30%)、中(30%~70%)、高值区(>70%),同时绘制5%的辅助线判断径流变化幅度。

$$s=\frac{2(\bar{y}_2-\bar{y}_1)}{n} \tag{1}$$

$$\rho_{\bar{y}_2\bar{y}_1}=\frac{E(\bar{y}_2\bar{y}_1)-E(\bar{y}_2)E(\bar{y}_1)}{\sigma_{\bar{y}_2}\sigma_{\bar{y}_1}} \tag{2}$$

$$\sigma_s=\frac{2\sqrt{2}}{n\sqrt{n}}\sigma\sqrt{1-\rho_{\bar{y}_2\bar{y}_1}} \tag{3}$$

$$\mathrm{CL}=0\pm Z_{\mathrm{cri}}\sigma_s \tag{4}$$

式中:s为数据趋势斜率;$\bar{y}$为径流平均值;$E(\ )$为期望值;ρ为相关系数;σ为数据序列的标准差;σ_s为斜率的标准差。s服从均值为零,标准差为σ_s的正态分布,如果s大于0,则说明系列呈上升趋势,s小于0,则表示下降趋势。CL为置信区间,取显著性水平α=0.05;Z_{cri}为标准正态分布对应检验的显著性水平下的临界值,对应α=0.05时Z_{cri}=1.96。当$|s|>|\mathrm{CL}|$时,表明趋势显著。

1.3.2 Pettitt突变分析 为精准识别径流序列的突变年份,采用非参数统计方法的Pettitt检验法,该方法通过秩次比较确定单突变点位置,对非正态分布水文数据具有强鲁棒性[23],公式如下:

$$U_{t,n}=U_{t-1,n}+\sum_{i=1}^{n}\mathrm{sgn}(x_t-x_i)(t=2,3,\cdots,n) \tag{5}$$

$$p=2\exp\{-6k_t^2/(n^3+n^2)\} \tag{6}$$

式中:$\boldsymbol{U}_{t,n}$为符号矩阵;k_t为最大统计量。如果在t时刻满足$k_t=\max_{1\leqslant t<n}|U_{t,n}|$,那么$t$时间点为突变点,$p$为显著性,当$p\leqslant$0.05时表示突变点显著。

1.3.3 小波相干分析 对两时间序列$x(t)$和$y(t)$分别进行连续小波变换,计算其小波系数$W_x(a,b)$和$W_y(a,b)$,然后通过交叉小波变换和标准化功率谱,定义小波相干系数[24]:

$$W_x(a,b)=\frac{1}{\sqrt{a}}\int_{-\infty}^{\infty}x(t)\varphi^*\left(\frac{t-b}{a}\right)\mathrm{d}t \tag{7}$$

$$W_{xy}(a,b)=W_x(a,b)W_y^*(a,b) \tag{8}$$

$$R^2(a,b)=\frac{\left|S\left[a^{-1}W_{xy}(a,b)\right]\right|^2}{S\left[a^{-1}\left|W_x(a,b)\right|^2\right]\cdot S\left[a^{-1}\left|W_y(a,b)\right|^2\right]} \tag{9}$$

式中:$W_x(a,b)$为小波系数;a为尺度参数;b为时间平移参数;$\varphi(t)$为母小波函数;W_x表示序列x的小波变换;*表示复共轭;S为平滑算子;$R^2(a,b)$为小波相干系数,取值范围为0~1,值越大表明两序列在尺度a和时间b上的相关性越强。

1.3.4 Budyko假设 Budyko假设在突变分析基础上确定径流序列的基准期(突变前)与变化期(突变后),通过降水-潜在蒸散发的平衡关系,提供了一种简洁、物理基础清晰的长期水热平衡分析方法[5]。

$$P=R+E \tag{10}$$

本文利用Choudhury-Yang方程[6],根据Pettitt突变结果,将突变前、后的时间序列分别定义为径流的基准期和变化期,对影响黑河中上游地区不同时间段径流变化的各因素贡献率进行分析,其表达式为:

$$E=\frac{P\cdot\mathrm{PET}}{(P^{\omega}+\mathrm{PET}^{\omega})^{1/\omega}} \tag{11}$$

式中:E为实际蒸散发(mm);P为降水量(mm);R为径流深(mm);PET为潜在蒸散发(mm);ω为下垫面参数,用以表征下垫面变化对水热平衡关系的影响。

敏感性分析:径流对特定的独立变量x弹性系数的表示方法如下[25],

$$\varepsilon_{x_i}=\frac{\partial R}{\partial x_i}\times\frac{x_i}{R} \tag{12}$$

每个因素对径流变化的贡献率公式表达如下,

$$C_{x_i}=\frac{\mathrm{d}R_{x_i}}{\mathrm{d}R'}\times 100\% \tag{13}$$

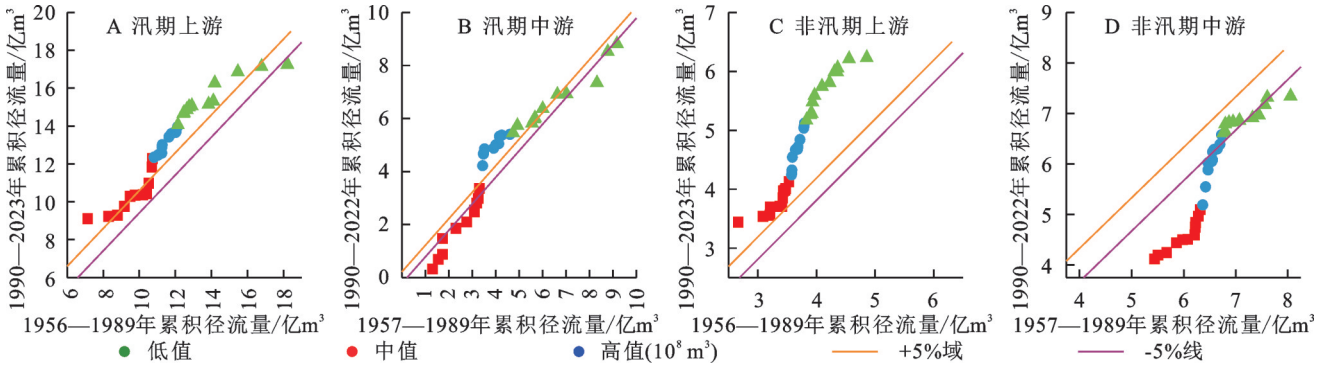
式中:ε_x为各因素对径流的弹性系数;C_x为各因素对径流的贡献率;$\mathrm{d}R_{x_i}$为由于某一个特定的独立因素x的改变,而单独导致径流深产生的变化量;$\mathrm{d}R'$为计算求得的总径流深变化量。

2 结果与分析

2.1 黑河中上游径流分期变化特征

2.1.1 径流趋势特征分析 黑河中上游地区、不同流量级径流的变化趋势如图2所示,所有径流变化趋势均通过显著性检验(p<0.05)。黑河上游地区汛期(图2A)与非汛期(图2C)径流均呈显著增加趋势,其中汛期径流主要表现为中高值区显著增加,非汛期径流在1990年之后增幅较大,且径流的高值区增加幅度>中值区>低值区,各区增幅均超过5%。黑河中游地区径流变化则以中低值区的流量变化为主,其中,汛期(图2B)表现为中值区径流显著增加,而非汛期(图2D)则呈明显下降趋势,特别是低值区流量在1990年后下降幅度更为显著。

2.1.2 径流突变点解析 黑河中上游地区汛期与非汛期年径流突变分析如图3所示。Pettitt检验结果显示,上游汛期径流突变年份为2005年,非汛期突变年份为1998年,突变后相比突变前平均径流分别增加21%和35%。中游汛期突变年份为2002年,非汛期为1980年,突变后相比突变前平均径流分别增加45%、减少12%。



注:A,B和C,D分别代表汛期上、中游和非汛期上、中游的径流趋势分析。

图 2　黑河中上游径流趋势分析

Fig. 2　Trend analysis of runoff in upper and middle reaches of Heihe River

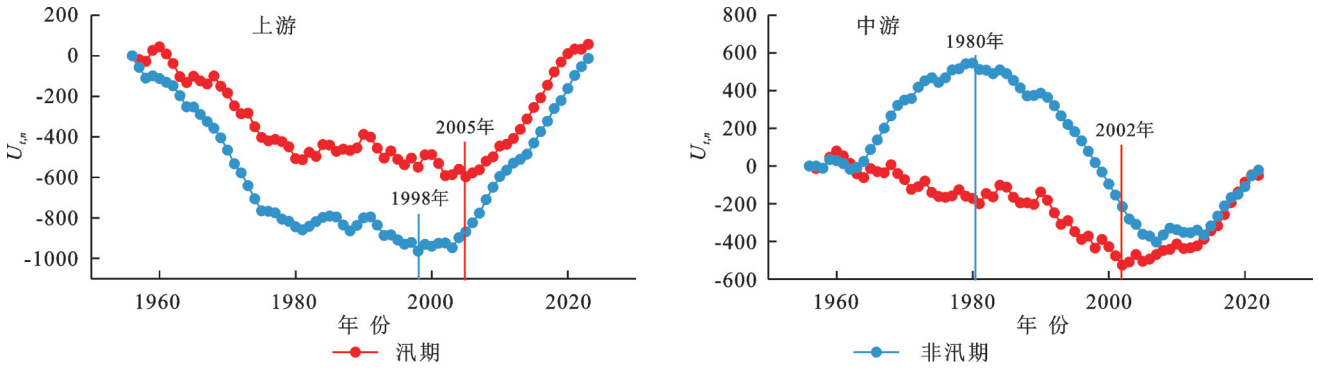


图 3　黑河中上游径流突变分析

Fig. 3　Abrupt change analysis of runoff in upper and middle reaches of Heihe River

2.2　黑河中上游径流与气候因素的相关性

2.2.1　降水量与 PET 时空变化　黑河中上游降水量与潜在蒸散发的趋势分析结果见表 2,降水量和 PET 整体呈增加趋势。在汛期,上游的降水量和 PET 显著增加(s>CL),中游的降水量不显著增加(s<CL),PET 显著增加。而在非汛期,中上游的降水量和 PET 均显著增加。

上游与中游地区在汛期与非汛期的径流量、降水量及潜在蒸散发(PET)的箱线图如图 4 所示。汛期上游径流量的中位值明显高于中游且分布更为离散;非汛期两地区径流量均显著降低且波动范围收窄;汛期上游降水量高于中游,且上游存在更多高值离群点,非汛期降水量整体偏低,分布集中;PET 则表现出中游中位值明显大于上游中位值、汛期中位值大于非汛期中位值的特征。

表 2　黑河中上游地区降水、PET 趋势分析

Table 2　Trend analysis of precipitation and PET in upper and middle reaches of Heihe River

项目	地区	汛期		非汛期	
		s	CL	s	CL
降水量	上游	0.59*	0.08	0.12*	0.01
	中游	0.14	0.32	0.11*	0.10
PET	上游	0.31*	0.11	0.29*	0.09
	中游	0.35*	0.13	0.42*	0.13

注:*表示通过了 95% 置信度的显著性检验。

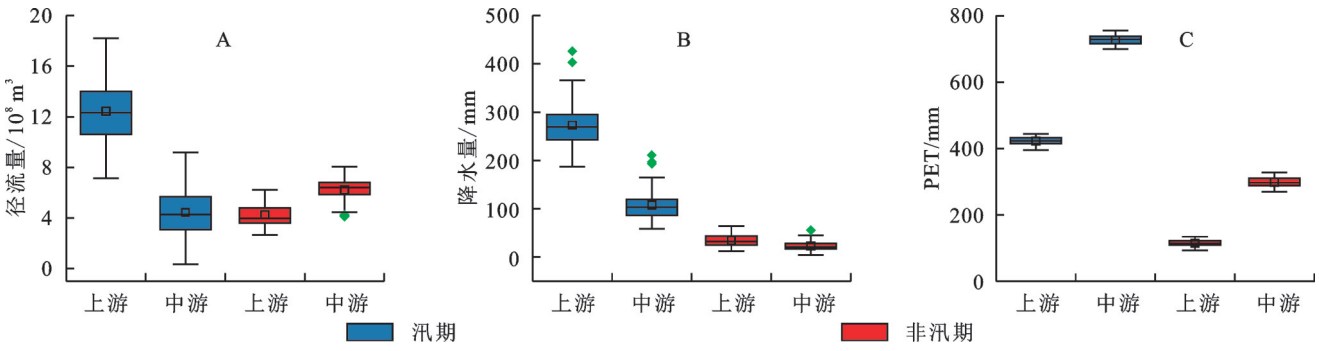


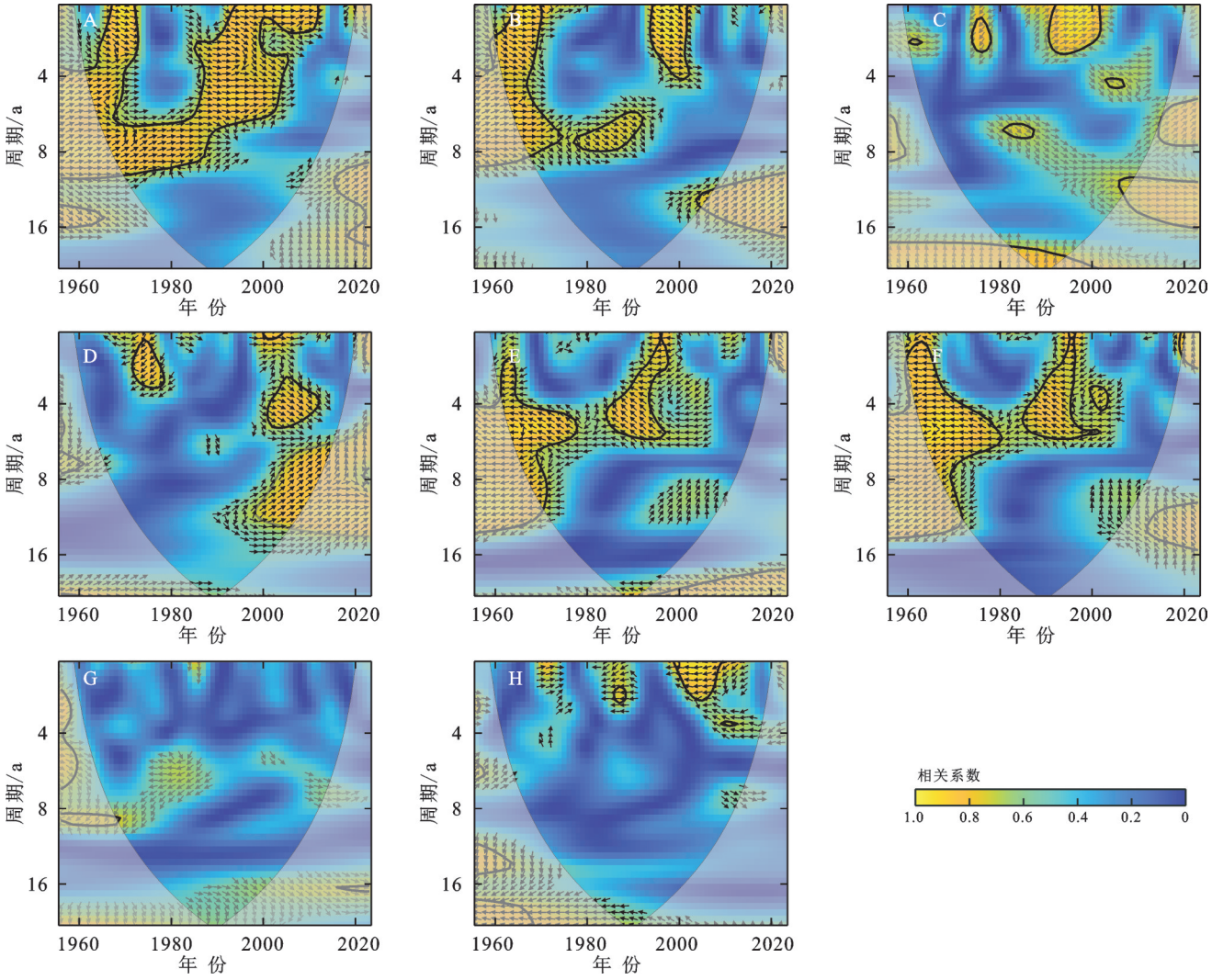
图 4　黑河中上游径流、降水量和 PET 空间变化

Fig. 4　Spatial changes in runoff, precipitation and PET in upper and middle reaches of Heihe River

2.2.2 径流与降水量、PET 小波相关性分析 研究区上游与中游在汛期与非汛期条件下径流与降水量、径流与潜在蒸散发(PET)的时频域相干特征如图 5 所示。总体来看,径流与降水量之间存在显著的周期相关性,且在典型水文周期段呈强相关,而径流与 PET 的相关性相对较弱且具有明显季节差异。

(1) 径流与降水量的小波相干特征。汛期阶段,上游(图 5A)与中游(图 5B)均表现出显著的高相干区域,主要集中在 2~8 a 尺度周期,且在 20 世纪 80 年代初—2000 年期间最为突出。这表明在汛期,径流对降水量变化具有敏感响应,且存在稳定的中周期气候驱动过程。非汛期阶段,径流与降水量的相干性明显减弱,高相干区域零散分布(上游为图 5C,中游为图 5D)。

(2) 径流与 PET 的小波相干特征。与降水量相比,径流与 PET 的相干性整体较低。汛期上游(图 5E)高相干区域主要出现在短周期(1~4 a),表明蒸散发对汛期径流的影响局限于短期尺度。汛期中游(图 5F)在 1970—1990 年代阶段出现局部增强的中周期相干,在非汛期,上游(图 5G)和中游(图 5H)均出现更明显的低频相干分布,但信号整体较弱。



注:A,B 分别代表汛期上、中游径流与降水小波相干图;C,D 分别代表非汛期上、中游径流与降水小波相干图;E,F 分别代表汛期上、中游径流与 PET 小波相干图;G,H 分别代表非汛期上、中游径流与 PET 小波相干图。

图 5 黑河中上游径流与降水量、PET 小波相干谱图

Fig. 5 Wavelet coherence spectra of runoff with precipitation and PET in upper and middle reaches of Heihe River

2.3 黑河中上游径流驱动因素分析

2.3.1 敏感性分析 不同地区与季节下,径流对气候(降水量和 PET)和下垫面因素的敏感性系数如图 6 所示。敏感性系数反映了不同因素对地区径流的影响强度和方向,其中正值表示该因素对径流有正向影响,负值表示负向影响。

上游地区汛期的敏感性结果表明,下垫面因素对径流最为敏感(弹性系数为−1.72),其次为降水量(1.47),而 PET 的影响相对较弱(−0.47)。上游非汛期显示,降水量的弹性系数为 1.24,依然呈现正向影响,而下垫面和 PET 对径流的影响依然为负(分别为−1.31 和−0.24),但负向影响较汛期有所减弱。

中游地区汛期的敏感性系数表明,降水量对径流的影响最为显著(1.92),而下垫面的负向影响进一步加剧(−2.71),PET 对径流影响较小(−0.92)。中游非汛期,降水量对径流的影响(1.11)仍然为正向,但较汛期有所减弱,而下垫面(−0.73)和 PET(−0.11)对径流的负向影响也有所减轻。

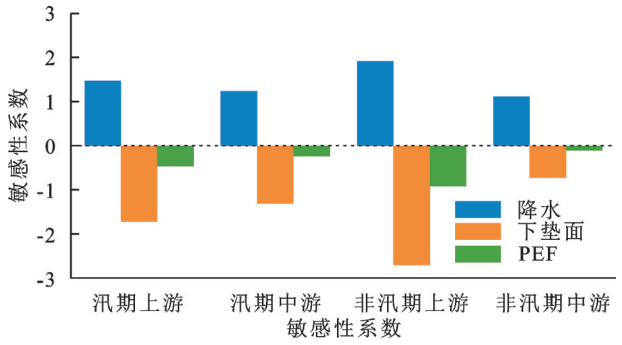


图 6　黑河中上游径流不同影响因素的敏感性系数

Fig. 6　Sensitivity coefficients of different influencing factors in upper and middle reaches of Heihe River

2.3.2　贡献率分析　上游汛期的贡献率分析显示,降水量对径流的贡献最大,占比为 76%,这表明降水量在汛期对上游地区径流变化起主导作用。而下垫面和 PET 的贡献分别为 23% 和 1%,其中 PET 的影响极其微小。上游非汛期的结果表明,降水量贡献率稍微减小至 60%,下垫面对径流的贡献仍保持在 36%,而 PET 的贡献率有所增加,达 4%。

中游汛期的贡献率表明,降水量的贡献率继续占主导地位,达 78%,下垫面的贡献率为 20%,而 PET 对径流的贡献率较小,仅为 2%。在中游非汛期,降水量的贡献率为 28%,明显低于汛期,与此同时,下垫面和 PET 的贡献率分别为 71% 和 1%,特别是下垫面在非汛期对径流的影响显著。

3　讨　论

3.1　径流演变差异及其成因分析

黑河中上游地区径流在汛期与非汛期均呈显著增加趋势,仅中游在非汛期的径流呈现显著减少趋势[26]。值得注意的是,上游汛期和非汛期径流呈现 5%～20% 的显著增加趋势,非汛期的中高值区甚至增幅超过 20%,从增加量来看上游径流增幅极大,在之后的水资源管理工作中需要预防洪水灾害。降水量在上游也呈显著增加趋势,且其与径流显著正相关,这可能是径流变化的主要原因。这一推测与 Zhang 等[14]的研究结论一致。

中游地区汛期径流显著增加,但在非汛期径流呈现显著减少趋势,低值区减少幅度最大,而降水量却没有显著变化趋势,这一变化格局表明,在中游地区人口增长和灌溉农业扩张的背景下[20],汛期的降水量和上游来水可以满足下垫面的需求,而在非汛期,中游降水量大大减少,平均降水量仅为 22mm 左右。从径流变化趋势来看,上游径流中、高值区大幅增加,低值区小幅增加,中游径流中高值区小幅减少,低值区大幅减少。因此中游径流在非汛期的变化可能更多地受上游来水和人类取用水增加的影响。降水量增加可能为汛期径流增加的主要因素。这一发现与以往的研究成果相符[12],但有所区别的是我们通过划分汛期与非汛期,有效地解决了过去对于黑河中游径流趋势研究在增加[27]还是减少[28]上面的分歧,即中游径流在汛期显著增加,在非汛期显著减少。因此,在对径流序列进行研究时可能由于时间长度的不同得出相反的结论。

表 3　气象要素突变时间及显著性检验结果

Table 3　Abrupt change timing and significance tseting results of meteorological variables

时期	突变年份			
	上游气温	上游降水量	中游气温	中游降水量
汛期	1988	2005*	1994*	2005*
非汛期	1987	1986*	1987*	1986

注:*表示显著突变。

中上游径流突变时间呈现明显的空间差异特征。汛期径流突变均发生在 2000 年以后(上游为 2005 年,中游为 2002 年),而非汛期突变时间差异更为显著,上游为 1998 年,中游则提前至 1980 年。为探究这种差异的成因,本文进一步对降水和气温在汛期与非汛期的突变特征进行了分析(表 3)。

结果表明,上游汛期降水突变发生在 2005 年,与汛期径流突变时间完全一致,而气温突变则出现在 1988 年且未达到显著水平,说明上游汛期径流变化主要受降水驱动,属于典型的气候主导型响应机制。上游非汛期降水和气温突变分别出现在 1986 年和 1987 年,而径流突变滞后至 1998 年,表明非汛期径流可能受气候变化的累积效应或流域调蓄过程影响,呈现一定滞后性。

相比之下,中游径流突变与气候要素的同步性明显减弱。中游汛期降水突变出现在 2005 年,但径流突变提前至 2002 年;非汛期径流突变更早于气候突变(1980 年对比 1986—1987 年)。这种“径流突变早于气候突变”的现象表明,中游径流变化并非完全由气候因素直接驱动,而可能受到人为活动的显著影响。中游作为农业灌溉与水资源调控集中区[20],水利工程建设及取水活动可能改变了径流的自然响应机制,从而导致突变时间提前或与气候变化不同步。

此外，汛期径流突变集中于2000年以后，与黑河流域实施水量统一调度政策（2000年）时间高度吻合，进一步说明人为调控对中游水资源分配产生了重要影响[29]。非汛期中游径流突变发生在1980年，也与西北地区气候阶段性转型及区域水利工程扩建时期相对应[30]。上述分析表明，上游径流变化以气候驱动为主，而中游则呈现出气候与人为活动共同作用的耦合特征，这种驱动机制差异正是导致上中游径流突变时间不同的重要原因。

3.2 气候与下垫面因素的贡献率时空分异

本研究通过Budyko假设、小波相干分析和土地利用转移矩阵（图7）对黑河中上游径流的时空差异及原因进行分析。

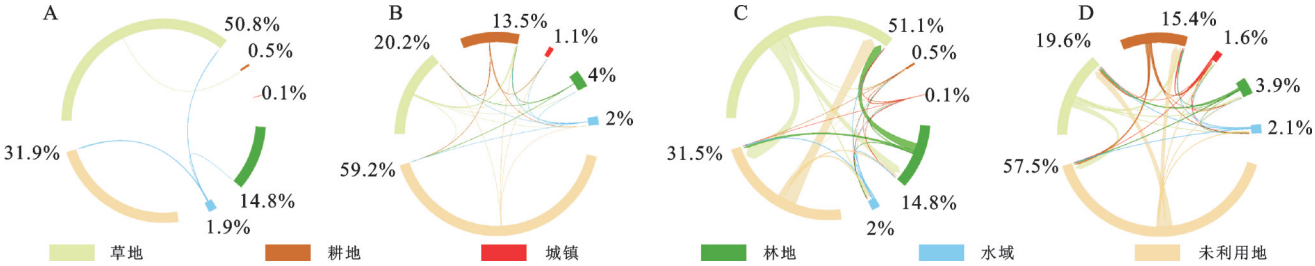
敏感性分析表明，黑河中上游径流对气候与下垫面变化的响应具有显著的空间与季节差异。总体来看，下垫面因素弹性系数绝对值最大（0.73～2.71），显著高于降水量与PET，表明下垫面人类活动与土地利用变化（图7C，7D显示2000年后土地利用变化较大）对地区水文过程具有最强的调控效应[20]，且对径流呈持续削弱作用。降水量敏感性均为正值（1.11～1.92），说明降水量仍是径流变化的主要正向驱动因素，而PET影响较弱（－0.11～－0.92）。

从空间差异看，中游地区对各因子的敏感性更为显著，尤其汛期降水量敏感性系数达到1.92，下垫面影响达－2.71。这反映中游为农业灌溉和水资源调控集中区[20]，下垫面人类活动对径流的干扰更为强烈，同时降水量事件对洪峰过程具有更敏感的响应。相比之下，上游为高寒山区，主要受天然补给控制，径流变化对气候因子响应更直接，对下垫面的敏感性相对较低。

为进一步解释中上游径流响应机制的差异，结合土地利用转移结果（图7）可以发现，中上游在2000年前后呈现出明显不同的演变特征。上游地区1980—2000年土地利用结构整体稳定（图7A），2000—2020年虽动态性略有增强（图7C），但转移主要发生在草地、林地与未利用地之间，耕地与建设用地变化幅度较小，人类干扰强度有限。这与径流突变分析结果相一致：上游汛期降水突变（2005年）与径流突变时间基本同步，气温变化不显著，表明径流变化主要受降水驱动。因此，上游径流变化机制以自然气候驱动为主，属于典型气候控制型流域。

相比之下，中游土地利用在2000年后发生显著变化（图7D），草地向耕地转移比例明显提高，耕地与未利用地、建设用地之间存在显著双向转移，建设用地来源多样化，整体土地利用动态性显著增强。这一变化反映出农业灌溉强度提升以及水利工程建设与城镇扩张加快。作为黑河流域水量统一调度的关键区域，中游径流过程已明显受到人为调控影响。

季节差异方面，汛期降水量敏感性高于非汛期，而下垫面和PET对径流的负向影响在汛期更显著，表明在径流丰水阶段，地表过程与水资源调配对径流消减作用更突出。非汛期敏感性整体弱化，反映枯水期径流变化更多取决于基流补给与人工调蓄过程。因此在以往的研究中“径流对下垫面变化最为敏感”的观点[27]，更多地表现在非汛期。



注：A，B为1980—2000年间的上、中游土地利用转移矩阵图；C，D为2000—2020年间的上、中游土地利用转移矩阵图。

图7 黑河中上游地区土地利用转移情况

Fig. 7 Land use transition in upper and middle reaches of Heihe River

在敏感性分析揭示响应弹性差异的基础上，为进一步识别不同阶段径流变化的主控来源，开展贡献率归因分析。分析表明，降水量变化是上游径流变化的主控因素。上游地区汛期与非汛期降水量贡献率均超过60%，说明降水量增加直接推动径流上升。作为流域主要产流区，上游降水条件最为优越且呈显著增加趋势，对径流形成具有决定性作用。同时，土地利用转移矩阵（图7A，7C）显示自2000年以来上游水体面积变化较小，下垫面变化对径流贡献率明显低于降水量，这与敏感性分析中“上游地区对气候响应强于下垫面”的特征一致，也符合汛期上游径流与降水量在2～8 a尺度表现出显著而连续的高相干特征。该结论与Shang等[30]对黑河上游土地利用与气候变化对径流影响的研究相一致。

中游地区呈现典型的“汛期降水主导、非汛期下垫面主导”机制。汛期以降水量为主导因素，贡献率为78%，非汛期则以下垫面变化为主导，贡献率为71%。中游汛期降水量呈增加趋势，小波相干分析

显示降水量和径流呈显著正相关。因此我们结合以往的研究结果综合分析[27],认为在汛期降水量是径流变化的主要影响因素。在非汛期,降水量显著增加,而径流反而显著减少。Wang等[12]研究发现,中游土地利用变化对非汛期径流影响极其强烈,贡献率可达73%。结合中游下垫面耕地和建设用地均有增加(图7B,7D)和非汛期平均降水量仅为22 mm的情况可以分析得出,在非汛期降水量的增加不能满足中游需水量的增加,即以土地利用为代表的下垫面变化对径流变化贡献率更大。

4　结 论

(1)黑河上游径流在汛期与非汛期均呈显著增加趋势,中游径流在汛期显著增加,非汛期显著减少($p<0.05$)。突变分析显示,汛期上游径流的突变年份为2005年、中游为2002年;非汛期上游突变年份为1998年,中游为1980年。

(2)敏感性分析结果表明,降水量是驱动黑河中上游径流变化的关键气候因子,整体表现为显著的正向弹性响应。在空间上,中游对降水量变化最为敏感,尤其在汛期,其径流对降水量的响应明显强于上游。下垫面因素整体表现为抑制径流,其中,中游汛期的负向影响最为显著。

(3)上游地区径流增加主要受降水变化驱动,汛期和非汛期降水量贡献率分别为76%与60%。与此不同,中游呈现明显的季节性差异,汛期径流变化主要由降水量控制(贡献率78%),但在非汛期,下垫面变化成为主导因素,其贡献率高达71%,显著高于降水量。整体结果表明,黑河中上游径流变化机制表现出"上游气候主导-中游季节分化"的空间结构。

参考文献(References):

[1] Li Z Y, Huang S Z, Liu D F, et al. Assessing the effects of climate change and human activities on runoff variations from a seasonal perspective[J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2020, 34(3): 575-592.

[2] 于涛,韩鹏飞,王旭升,等.基于Budyko模式的白洋淀流域不同时间尺度径流对气候变化的响应研究[J].地学前缘,2025,32(1):449-458.
Yu T, Han P F, Wang X S, et al. Response to climate change of runoff at different time scales in the Baiyangdian Lake Basin based on the Budyko model[J]. Earth Science Frontiers, 2025,32(1):449-458.

[3] Wang X L, Li H L, Huang W D, et al. Attribution identification of runoff changes based on the Budyko elasticity coefficient method: a case study of the middle and upper reaches of the Jinghe River in the Yellow River basin[J]. Atmosphere, 2024,16(1):6.

[4] 徐宗学,班春广,张瑞.雅鲁藏布江流域径流演变规律与归因分析[J].水科学进展,2022,33(4):519-530.
Xu Z X, Ban C G, Zhang R. Evolution laws and attribution analysis in the Yarlung Zangbo River basin [J]. Advances in Water Science, 2022,33(4):519-530.

[5] Xu X Y, Yang D W, Yang H B, et al. Attribution analysis based on the Budyko hypothesis for detecting the dominant cause of runoff decline in Haihe basin[J]. Journal of Hydrology, 2014,510:530-540.

[6] Choudhury B J. Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model [J]. Journal of Hydrology, 1999,216(1):99-110.

[7] Yang H, Xu H, Huntingford C, et al. Strong direct and indirect influences of climate change on water yield confirmed by the Budyko framework[J]. Geography and Sustainability, 2021,2(4):281-287.

[8] Zhao Y, Zhang R, Shu H P, et al. Study on the driving factors of watershed runoff change in Zuli River by Budyko hypothesis and soil and water assessment tool model[J]. Ecological Indicators, 2025,170:112963.

[9] Xu F B, Jiang X H, Zhang L, et al. Analysis of the impacts of coal mining on baseflow changes under the Budyko framework: a case study of Northern Shaanxi, China[J]. Physics and Chemistry of the Earth, 2025, 137:103810.

[10] Qu Z C, Huang S P, Hu H Z, et al. Climate change and land-use policies exacerbate run-off reduction in a semi-arid inland river basin[J]. Journal of Hydrology, 2025, 649:132396.

[11] Zhao L J, Yin L, Xiao H L, et al. Isotopic evidence for the moisture origin and composition of surface runoff in the headwaters of the Heihe River basin [J]. Chinese Science Bulletin, 2011,56(4):406-415.

[12] Wang G X, Liu J Q, Kubota J, et al. Effects of land-use changes on hydrological processes in the middle basin of the Heihe River, Northwest China[J]. Hydrological Processes, 2007,21(10):1370-1382.

[13] Liu B L, Peng W Y, Zhang Y H. Disparities between climate change facts and farmer's awareness and perception in an arid region: a case study of the middle and lower reaches of the Heihe River Basin in Northwest China[J]. Climate Risk Management, 2024,43:100588.

[14] Zhang A J, Zheng C M, Wang S, et al. Analysis of streamflow variations in the Heihe River basin, Northwest China: trends, abrupt changes, driving factors and ecological influences[J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 2015,3:106-124.

[15] Cai W J, Jiang X H, Sun H T, et al. Temporal and spa-

tial variation and driving factors of water consumption in the middle Heihe River basin before and after the implementation of the "97 water diversion scheme"[J]. Agricultural Water Management, 2022,269:107727.

[16] Han P F, Huang C Q, Liang S H, et al. Variation characteristics and quantitative study of permafrost degradation in the upper reaches of Heihe River, China[J]. Journal of Hydrology, 2022,610:127942.

[17] Li Z L, Li Q J, Wang J, et al. Impacts of projected climate change on runoff in upper reach of Heihe River basin using climate elasticity method and GCMs[J]. Science of the Total Environment, 2020,716:137072.

[18] Cong Z T, Shahid M, Zhang D W, et al Attribution of runoff change in the Alpine basin: a case study of the Heihe Upstream Basin, China[J]. Hydrological Sciences Journal, 2017,62(6):1013-1028.

[19] 张苏娜,牛最荣,贾玲.基于Budyko和abcd模型的黑河上游径流变化归因分析[J].水土保持研究,2025,32(5):69-79.
Zhang S N, Niu Z R, Jia L. Attribution analysis of runoff variations in upper reaches of Heihe River based on Budyko and abcd models[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2025,32(5):69-79.

[20] Liu Q, Niu J, Wood J D, et al. Spatial optimization of cropping pattern in the upper-middle reaches of the Heihe River basin, Northwest China[J]. Agricultural Water Management, 2022,264:107479.

[21] Thiessen A H. Precipitation averages for large areas[J]. Monthly Weather Review, 1911,39(7):1082-1089.

[22] Şen Z. Innovative trend analysis methodology[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2012,17(9):1042-1046.

[23] Pettitt A N. A non-parametric approach to the change-point problem[J]. Applied Statistics, 1979,28(2):126.

[24] Nalley D, Adamowski J, Biswas A, et al. A multiscale and multivariate analysis of precipitation and streamflow variability in relation to ENSO, NAO and PDO[J]. Journal of Hydrology, 2019,574:288-307.

[25] Ning T T, Li Z, Liu W Z. Separating the impacts of climate change and land surface alteration on runoff reduction in the Jing River catchment of China[J]. Catena, 2016,147:80-86.

[26] 郭巧玲,杨云松,鲁学纲.黑河流域1957—2008年径流变化特性分析[J].水资源与水工程学报,2011,22(3):77-81.
Guo Q L, Yang Y S, Lu X G. Analysis of variation character of annual runoff in Heihe River basin from 1957 to 2008[J]. Journal of Water Resources and Water, 2011,22(3):77-81.

[27] 胡广录,陶虎,焦娇,等.黑河中游正义峡径流变化趋势及归因分析[J].干旱区研究,2023,40(9):1414-1424.
Hu G L, Tao H, Jiao J, et al. Runoff trend and attribution analysis of the Zhengyi Gorge in the middle reaches of the Heihe River[J]. Arid Zone Research, 2023,40(9):1414-1424.

[28] 何旭强,张勃,孙力炜,等.气候变化和人类活动对黑河上中游径流量变化的贡献率[J].生态学杂志,2012,31(11):2884-2890.
He X Q, Zhang B, Sun L W, et al. Contribution rates of climate change and human activity on the runoff in upper and middle reaches of Heihe River basin[J]. Chinese Journal of Ecology, 2012,31(11):2884-2890.

[29] Qiu L, Peng D, Xu Z, et al. Identification of the impacts of climate changes and human activities on runoff in the upper and middle reaches of the Heihe River basin, China[J]. Journal of Water and Climate Change, 2016,7(1):251-262.

[30] Shang X X, Jiang X H, Jia R L, et al. Land use and climate change effects on surface runoff variations in the upper Heihe River basin[J]. Water, 2019,11(2):344.

(上接第82页)

[26] Van Eerd L L, Congreves K A, Hayes A, et al. Long-term tillage and crop rotation effects on soil quality, organic carbon, and total nitrogen[J]. Canadian Journal of Soil Science, 2014,94(3):303-315.

[27] Sheng H, Yin Z R, Zhou P, et al. Soil C:N:P ratio in subtropical paddy fields: variation and correlation with environmental controls[J]. Journal of Soils and Sediments, 2022,22(1):21-31.

[28] 李浩,黄金玲,李志刚,等.粉垄耕作提高土壤养分有效性并促进甘蔗维管组织发育和养分吸收[J].植物营养与肥料学报,2021,27(2):204-214.
Li H, Huang J J, Li Z G, et al. Fenlong tillage increase soil nutrient availability, and benefit vascular tissue structure and nutrient absorption of sugarcane[J]. Journal of Plant Nutrition and Fertilizers, 2021,27(2):204-214.

[29] Zhong Z K, Zhang X Y, Wang X, et al. C:N:P stoichiometries explain soil organic carbon accumulation during afforestation[J]. Nutrient Cycling in Agroecosystems, 2020,117(2):243-259.

[30] Wang J, Wei Y J, Yang B G, et al. Soil texture as a regulatory pathway for the enrichment of aggregate-associated phosphorus[J]. Land Degradation & Development, 2024,35(5):1644-1655.