基于水热耦合平衡方程的黄河流域 径流变化归因分析

杨大文^{①*}, 张树磊^①, 徐翔宇^②^① 清华大学水利水电工程系, 水沙科学与水利水电工程国家重点实验室, 北京 100084^② 水利部水电水利规划设计总院, 北京 100120

* E-mail: yangdw@tsinghua.edu.cn

收稿日期: 2015-04-11; 接受日期: 2015-07-18

国家自然科学基金(批准号: 51139002)资助项目

摘要 选择黄河流域 38 个典型子流域为研究对象, 基于流域水热耦合平衡模型, 计算了各流域径流对气候和下垫面变化的弹性系数; 进一步针对各流域在 1961~2010 年间的径流变化, 定量区分了气候变化和下垫面变化对各典型子流域天然径流减少的影响程度. 结果表明: 径流的气候弹性和下垫面弹性具有一致性, 黄土高原地区的水文过程对气候和下垫面变化更加敏感. 下垫面变化对绝大多数子流域的径流量减少起主导作用, 特别是黄土高原地区水土保持对径流的影响不可忽视. 本研究表明, 基于流域水分-能量耦合平衡方程的径流弹性分析方法, 对定量区分气候和下垫面变化对流域径流的影响具有广阔的应用前景.

关键词黄河径流变化
归因分析
气候变化
下垫面变化
流域水热耦合平衡方程

1 概述

在气候变化和人类活动的共同影响下, 近 50 年来黄河流域水循环正在发生剧烈变化, 20 世纪 90 年代发生的连年断流现象惊撼了全世界, 近 10 多年黄土高原地区许多流域的径流量急剧减少也引起了社会各界广泛关注^[1~4]. 图 1 所示为黄河干流站花园口水文站实测径流量和流域面平均降水量的逐年变化, 年径流量呈现显著下降趋势, 但年降水量并未发现有显著下降趋势. 可见, 花园口控制站年径流变化主要受人类活动的影响, 因为黄河上中游地区有大量农业灌溉和城市及工业等人工引用水量, 这是人所共知的原因. 但是, 当讨论花园口控制站以上的天然

径流量减少的原因时, 我们的问题是: 究竟是什么因素(气候变化还是人类活动)主导了近 50 年黄河流域天然径流量的变化?

由于还原径流量的计算存在较大不确定性, 针对上述问题, 本文在黄河各典型区域选择了 38 个较少有人类直接取用水活动的典型子流域, 通过分析这些流域近 50 年(1961~2010 年)的实测径流(可以认为是天然径流)变化, 定量评估了气候和下垫面变化对天然径流的影响程度. 首先, 针对 38 个典型子流域的年径流序列进行了趋势分析和突变点诊断; 其次, 基于流域水热耦合平衡模型, 估计了各典型流域年径流变化的气候弹性和下垫面弹性, 即单位数量的气候或下垫面变化对流域年径流量的影响程度;

引用格式: 杨大文, 张树磊, 徐翔宇. 基于水热耦合平衡方程的黄河流域径流变化归因分析. 中国科学: 技术科学, 2015, 45: 1024~1034
Yang D W, Zhang S L, Xu X Y. Attribution analysis for runoff decline in Yellow River Basin during past fifty years based on Budyko hypothesis (in Chinese). Sci Sin Tech, 2015, 45: 1024~1034, doi: 10.1360/N092015-00013

图1 黄河流域花园口控制站 1960~2010 年降雨和径流量的逐年变化

然后, 根据径流的气候和下垫面弹性系数, 计算了各流域年径流量在突变点前后两个阶段的变化量, 以及气候和下垫面变化分别对径流变化的贡献大小. 综合分析 38 个典型流域的年径流变化及其主控因素, 以期进一步深入揭示近 50 年黄河流域天然径流量的变化及其主导因素.

2 研究流域和数据资料

2.1 研究流域概况

在典型流域选取过程中, 尽量选择人类直接引用水活动影响小, 没有中型以上水库, 以及没有大规模农业灌溉区的山区流域. 此外, 也考虑各流域水文气象资料的时间序列长度至少包含 30 年的完整数据记录. 共选取了 38 个典型子流域, 分布在兰州以上的有 8 个流域, 包括黄河源、湟水河、大通河和洮河等; 分布于兰州~青铜峡区间的有 4 个流域, 包括祖励和和清水河; 分布于头道拐~龙门区间的有 11 个流域, 主要是黄土高原多沙和粗砂区的皇甫川、窟野河、无定河、延河等; 分布于龙门~三门峡区间的有 8 个流域, 主要有渭河、泾河、北洛河和汾河等; 分布于三门峡~花园口区间的有 4 个流域, 分别位于伊洛河和沁河; 分布于花园口~利津区间的有 3 个流域, 位于大汶河. 典型流域的位置分布如图 2 所示.

2.2 数据资料

本文选择了黄河流域及周边附近的 131 个国家气象站, 数据采用国家气象局整编的 1956~2010 年逐日气象资料, 包括日降水量、日平均气温、日最高和最低气温、日照时数、日平均风速、相对湿度等. 采用距离方向权重法^[5-6]对降水、相对湿度、风速和太阳辐射量进行插值, 气温插值采用了高程修正的距离方向加权平均法. 各气象要素插值到 10 km 的网格上, 然后采用 Penman 公式^[7]计算各网格的潜在蒸散发量. 基于美国联邦地质调查局 (United States Geological Survey, USGS) 1 km 空间分辨率的数字高程 (Digital Elevation) 资料, 提取黄河流域及各子流域边界, 然后计算每个典型流域的年降水量、年平均气温和年潜在蒸散发量等.

文中的水文数据来自于国家水文年鉴整编的 1956~2010 年逐月径流量资料, 数据系列从 30 年到 50 年不等, 大部分站点的资料长度在 45 年以上. 根据年径流量和流域面积, 计算得出各典型流域逐年径流深.

本文采用中国西部环境与生态科学数据中心的“长时间序列中国植被指数数据集——GIMMS NDVI”, 该 NDVI 数据是根据美国国家海洋和大气管理局 NOAA 极轨卫星所载的高分辨率辐射仪 AVH-

图2 本文选取的38个典型流域空间位置分布图

RR 的反射率观测数据计算而来. GIMMS NDVI 数据为 8 km 空间分辨率的逐月数据, 数据长度从 1982 年至今. 根据该数据集计算得到 38 个典型流域逐年平均的 NDVI 值, 作为分析各典型流域近 30 年下垫面植被变化的基础数据.

3 研究方法

3.1 趋势性分析与突变点诊断

Mann-Kendall 非参数检验方法^[8-9]是用于检验趋势的一个有效工具. 本文采用 MK 检验方法对研究流域的年气象、水文系列的趋势进行显著性检验, 显著性水平设为 0.05, 并计算趋势的大小和方向. 当趋势为正值时, 表示该序列有增加趋势, 当趋势为负值时, 表示该序列有减小趋势.

本文采用非参数 Pettitt 突变点检验方法^[10]来检测年径流量系列的突变点. 找到突变点后, 将径流系列 $(x_1, x_2, \dots, x_T)$ 划分为突变点前后的两个子系列 $(x_1, x_2, \dots, x_t)$ 和 $(x_{t+1}, x_{t+2}, \dots, x_T)$, 分别计算两个子系列的水文气候特征值, 以及估计两个子系列之间的水文气候变化程度.

3.2 径流的气候弹性和下垫面弹性

径流的气候弹性定义为单位气候要素的变化导致的流域径流量的变化程度^[11], 如年降水量增加 1%

导致流域年径流量相对于多年平均值的变化百分比. 类似的, 径流的下垫面弹性可定义为, 流域下垫面的单位变化导致的径流变化量. 这里的流域下垫面变化主要是指, 由于人类活动, 如水土保持导致的流域下垫面变化, 因为这是黄河流域山区流域下垫面变化的主要原因. 但是, 目前还没有一下综合指标能够定量描述流域下垫面变化, 因此, 关于下垫面变化对流域径流影响程度的研究尚存在不足. 虽然分布式水文模型可以定量模拟流域下垫面变化对径流的影响, 但是由于模型的复杂性和不确定性, 基于分布式水文模型的径流变化分析也受到质疑. 本文基于流域水分和能量耦合平衡原理, 建立了能够反映气候和下垫面变化对径流影响的分析方法.

在一定的气候和植被条件下, 流域长期的水文气候特征服从水分和能量平衡原理^[12], 这就是后来被国际同行命名为 Choudhury-Yang 公式^[13]的流域水热耦合平衡方程, 表达式如下:

$$E = \frac{PE_0}{(P^n + E_0^n)^{1/n}}, \quad (1)$$

式中, E 是长期平均的年实际蒸散发量, P 是长期平均的年降水量, E_0 是长期平均的年潜在蒸散发量, n 是反映流域下垫面特征的参数, 流域下垫面特征包括地形、土壤和植被等^[14-16].

认为上式中 P , E_0 和 n 是相互独立的变量, 结合流域长期平均的水量平衡方程, 即 $P=E+R$, 年径流量

R 的变化可以表示为以下全微分形式:

$$dR = \frac{\partial f}{\partial P} dP + \frac{\partial f}{\partial E_0} dE_0 + \frac{\partial f}{\partial n} dn. \quad (2)$$

Schaake^[11]将径流的降水弹性系数(ε_P)表示为

$$\varepsilon_P = \frac{dR/R}{dP/P}. \text{ 类似地, 可以定义径流的潜在蒸散发弹}$$

性系数 $\varepsilon_{E_0} = \frac{dR/R}{dE_0/E_0}$ 和径流的下垫面弹性系数

$$\varepsilon_n = \frac{dR/R}{dn/n}. \text{ 根据这些弹性系数的定义, 将(2)式除以}$$

多年平均径流深 R , 可以得到:

$$\frac{dR}{R} = \varepsilon_P \frac{dP}{P} + \varepsilon_{E_0} \frac{dE_0}{E_0} + \varepsilon_n \frac{dn}{n}. \quad (3)$$

利用水热耦合平衡方的微分形式, 由弹性系数的定义, 可以求出径流的降水弹性系数(ε_P)、径流的潜在蒸散发弹性系数(ε_{E_0})以及径流的下垫面弹性系

数(ε_n), 令 $\phi = \frac{E_0}{P}$, 分别如下^[17]:

$$\varepsilon_P = \frac{(1+\phi^n)^{1/n+1} - \phi^{n+1}}{(1+\phi^n)[(1+\phi^n)^{1/n} - \phi]}, \quad (4)$$

$$\varepsilon_{E_0} = \frac{1}{(1+\phi^n)[1 - (1+\phi^{-n})^{1/n}]}, \quad (5)$$

$$\varepsilon_n = \frac{\ln(1+\phi^n) + \phi^n \ln(1+\phi^{-n})}{n[(1+\phi^n) - (1+\phi^n)^{1/n+1}]}, \quad (6)$$

由(4)~(6)式, 流域年径流的三个弹性系数可根据流域多年平均降水量(P)、多年平均潜在蒸发量(E_0)和多年平均的流域下垫面参数(n)来推求, 这三个参数反映了流域多年平均的水文气候特征.

3.3 径流变化归因分析

根据突变点将研究时段划分为两个子时段, 时段 1 的多年平均径流深记为 R^1 , 时段 2 的多年平均径流深记为 R^2 , 从时段 1 到时段 2 年径流的变化可以用径流前后两时段的多年平均径流深之差来表示:

$$\Delta R = R^2 - R^1. \quad (7)$$

径流深的变化(ΔR)来源于气象要素变化及流域下垫面变化的影响, 可以将径流的变化写成:

$$\Delta R = \Delta R_c + \Delta R_l, \quad (8)$$

其中, $\Delta R_{climate}$ 是气候变化引起的径流变化, $\Delta R_{landscape}$ 是流域下垫面变化引起的径流变化. 本文将气象要素变化的影响进一步细化为降水变化引起的径流变化(ΔR_P)和潜在蒸散发变化引起的径流变化(ΔR_{E_0})两部分.

根据径流的气候弹性系数(ε_P 和 ε_{E_0})和下垫面弹性系数(ε_n), 可以分别估算出降水、潜在蒸散发和下垫面变化引起的径流变化如下:

$$\Delta R_P = \varepsilon_P \frac{R}{P} \Delta P, \Delta R_{E_0} = \varepsilon_{E_0} \frac{R}{E_0} \Delta E_0, \Delta R_l = \varepsilon_n \frac{R}{n} \Delta n, \quad (9)$$

其中, $\Delta P = P^2 - P^1$ 和 $\Delta E_0 = E_0^2 - E_0^1$ 为两个时段的多年平均降水量和潜在蒸散发量的差值. n^1 和 n^2 分别代表时段 1 和时段 2 的流域下垫面条件, 可以分别基于两个时段的多年平均 P , E_0 和 E 由(1)式反算得到.

4 结果与讨论

4.1 水文气候特征

表 1 给出了 38 个典型流域的水文气候特征值. 年降水量 341~767 mm, 年潜在蒸散发量 943~1351 mm, 年径流量 7.8~231 mm, 干旱指数 1.63~3.76, 径流系数 0.02~0.55, 下垫面参数 n 介于 0.54~2.52. 在兰州以上的 8 个典型流域中, 干旱指数均大于 1.5, 除黄河沿外, 其余 7 个典型流域的径流系数都大于 0.2, 且年径流深接近和大于 100 mm. 这是高寒地区的典型水文气候特征, 导致径流系数(年径流量)大的主要原因是融雪径流比例较高, 同时与流域下垫面条件也密切相关. 在兰州~青铜峡区间的 4 个典型流域, 其干旱指数接近或大于 3.0, 径流系数小于 0.05, 年径流深约 10 mm, 呈现典型干旱区的水文气候特征. 头道拐~龙门及龙门~三门峡区间是黄土高原区, 干旱指数均大于 2.0, 大多数流域的径流系数小于 0.1, 大多数流域的年径流深结余 30~0 mm, 是典型的半干旱区. 在三门峡~花园口及花园口利津区间的典型流域, 其干旱指数介于 1.5~2.0, 径流系数接近或大于 0.2, 年径流量大于 100 mm, 变现为半湿润地区的水文气候特征. 从气候、地形、土壤及土地利用(植被类型)等因素来看, 本文所选取的 38 个典型子流域代表了黄河流域水文气候特征的多样性, 可用于分析黄河流域天然径流变化的规律与原因.

表 1 本文选取的 38 个典型子流域的基本水文气候特征值^{a)}

编号	区间	水文站	集水面积 (km ²)	P (mm)	E_0 (mm)	R (mm)	E_0/P	R/P	n	弹性系数		
										ε_P	εE_0	ε_n
1	兰州以上	黄河沿	20930	341.6	1147	32.3	3.36	0.09	1.51	2.3	-1.3	-2.6
2		石崖庄	3083	364	1107	88.9	3.04	0.24	1.01	1.8	-0.8	-1.7
3		民和	15342	367.6	1095	103.4	2.98	0.28	0.93	1.7	-0.7	-1.6
4		享堂	15126	340.5	1104	186.5	3.24	0.55	0.54	1.3	-0.3	-1
5		隆务河口	4959	452.3	1020	120.7	2.25	0.27	1.1	1.8	-0.8	-1.5
6		折桥	6843	493.7	955	129.8	1.93	0.26	1.21	1.9	-0.9	-1.4
7		碌曲	5043	570.1	972	191.7	1.71	0.34	1.09	1.7	-0.7	-1.2
8		岷县	14912	569.3	943	219.7	1.66	0.39	0.98	1.6	-0.6	-1.1
9	兰州~青铜峡	会宁	990	421.8	1142	13.9	2.71	0.03	2.46	3.3	-2.3	-3.3
10		郭城驿	4853	392.7	1158	11.9	2.95	0.03	2.38	3.3	-2.3	-3.4
11		靖远	10647	394.1	1137	10.3	2.89	0.03	2.52	3.4	-2.4	-3.5
12		泉眼山	14480	346.9	1248	7.8	3.6	0.02	2.29	3.2	-2.2	-3.8
13	头道拐~龙门	皇甫	2831	404.7	1226	45.5	3.03	0.11	1.48	2.3	-1.3	-2.3
14		高石崖	1263	407	1221	47.9	3	0.12	1.46	2.3	-1.3	-2.4
15		温家川	8645	399.4	1265	61.5	3.17	0.15	1.26	2	-1	-2.1
16		申家湾	1121	426.9	1218	52	2.85	0.12	1.48	2.3	-1.3	-2.3
17		林家坪	1476	465.8	1154	39.2	2.48	0.08	1.89	2.7	-1.7	-2.5
18		后大成	4102	476.8	1133	55	2.38	0.12	1.69	2.4	-1.4	-2.2
19		赵石窑	15325	346.3	1303	28.3	3.76	0.08	1.5	2.4	-1.4	-2.7
20		子长	913	469.5	1099	40.6	2.34	0.09	1.94	2.7	-1.7	-2.4
21		大宁	3992	506.4	1091	33.3	2.15	0.07	2.31	3.1	-2.1	-2.5
22		延安	3208	446.3	1103	37.4	2.47	0.08	1.89	2.7	-1.7	-2.5
23		大村	2169	554.6	1138	33.4	2.05	0.06	2.49	3.3	-2.3	-2.8
24	龙门~三门峡	交口河	17180	502.4	1091	26.6	2.17	0.05	2.49	3.3	-2.3	-2.7
25		黄陵	2266	573.5	1101	47.9	1.92	0.08	2.3	3	-2	-2.3
26		河津	38728	502.8	1128	24.3	2.24	0.05	2.51	3.2	-2.2	-2.6
27		庆阳	10603	414.7	1174	11.4	2.83	0.03	2.52	3.4	-2.4	-3.5
28		杨家坪	14124	490	1101	49.6	2.25	0.1	1.87	2.6	-1.6	-2.2
29		秦安	9805	455.8	1119	31.9	2.45	0.07	2.04	2.8	-1.8	-2.6
30		甘谷	2484	462.9	1083	20.3	2.34	0.04	2.51	3.3	-2.3	-2.9
31		林家村	30661	498.6	1065	66.2	2.14	0.13	1.7	2.4	-1.4	-2
32	三门峡~花园口	白马寺	11891	676.6	1137	139.3	1.68	0.21	1.58	2.2	-1.2	-1.5
33		龙门镇	5318	695.1	1134	154.9	1.63	0.22	1.53	2.1	-1.1	-1.4
34		五龙口	9245	551.8	1100	97.7	1.99	0.18	1.53	2.2	-1.2	-1.7
35		武陟	12880	562.9	1101	59.7	1.96	0.11	2.03	2.7	-1.7	-2.1
36	花园口~利津	戴村坝	8264	725.3	1351	125.2	1.86	0.17	1.63	2.3	-1.3	-1.7
37		卧虎山	554	729.4	1342	131.1	1.84	0.18	1.61	2.2	-1.2	-1.7
38		莱芜	763	767.2	1266	231.1	1.65	0.3	1.21	1.8	-0.8	-1.2

a) P , E_0 , R 分别为年降水量, 潜在蒸散发量和径流量; E_0/P 为干旱指数; n 为流域下垫面参数.

4.2 径流的气候及下垫面弹性系数

图 3 给出了 38 个典型流域径流的气候弹性系数和下垫面弹性系数. 由图 3 可见, 当年降水量增加 1% 时, 不同典型流域的年径流量增加幅度为 1.3%~3.8%(弹性系数为正值); 当年潜在蒸散发量增加 1% 时, 不同流域的年径流量将减小 0.3%~2.8%(弹性系

数为负值); 当流域下垫面参数增大 1% 时, 流域年径流量将减小 1.0%~3.8%(弹性系数为负值). 通常可以认为流域下垫面条件中的地形和土壤条件相对稳定, 那么流域下垫面参数增大意味着植被增加. 流域植被增加导致蒸散发量增加, 从而使得年径流量减小. 图 3 不仅给出了各典型流域年径流的气候和下垫面弹性系数, 也反映了黄河流域径流对气候变化和下

图 3 黄河流域径流的弹性系数的空间变化特征
(a) 降水弹性系数; (b) 潜在蒸散发弹性系数; (c) 下垫面弹性系数

垫面变化敏感性的空间变异性. 就弹性系数的绝对值而言, 位于黄河中游黄土高原地区典型流域的气候弹性系数和下垫面弹性系数的绝对值都高于上游和下游, 表明黄河黄土高原地区的水文过程对气候和下垫面变化更加敏感.

4.2 近 50 年的水文气象变化特征

根据趋势检验结果可知, 在 38 个子流域中, 年径流量大多呈现下降的趋势, 其中 27 个流域的年径流量为显著减小. 绝大多数流域的年降水量呈现下降趋势, 但仅 13 个流域表现出显著下降趋势. 虽然

表 2 研究区 38 个子流域径流、降雨、潜在蒸散发变化趋势^{a)}

编号	P 趋势	E_o 趋势	R 趋势	R 突变点
1	0.8*	-0.3	-0.1	1993
2	1	-2.9*	-0.1	1981
3	0.8	-1.9*	-0.3	1989
4	0.8*	-1.2*	-0.5	1989
5	-0.8	-1.5*	-1.2*	1968
6	-0.9	0.3	-1.1*	1985*
7	-3.6	1.9*	-3.5*	1987*
8	-1.3	1.2*	-1.9*	1986*
9	-1.2	0.2	-0.3*	1984*
10	-1.5	0	-0.1*	1985
11	-1	0.5	-0.1*	1970
12	-0.8	-0.4	0.1	1987
13	-0.9	-3.3*	-1.1*	1983*
14	-0.5	-2.7*	-1.5*	1995*
15	-0.8	-2.9*	-1.4*	1995*
16	-1.6	0	-1.5*	1977*
17	-1.4	-0.1	-0.9*	1978*
18	-1.8*	0	-0.9*	1980*
19	-0.1	-3.9*	-0.3*	1993*
20	-2	0	-0.3	1995
21	-2.8*	-1.2*	-0.7*	1984*
22	-1.7	-0.8	-0.3	1995*
23	-1.8*	-0.7	-0.6*	1981*
24	-1.9*	-0.1	-0.2*	1993
25	-1.8	-0.3	-0.3	1993
26	-2.4*	-1.2*	-0.8*	1978*
27	-1.8*	-0.5	-0.1	1970
28	-1.8*	-0.4	-0.8*	1984*
29	-1.6*	0.3	-0.8*	1985*
30	-1.8	-0.6	-0.6*	1987*
31	-1.6*	0.5	-1.3*	1989*
32	-1.3	-3.0*	-1.8*	1988*
33	-1	-3.6*	-3.3*	1984*
34	-3.0*	-1.6*	-2.9*	1976*
35	-2.4*	-1.3*	-1.2*	1976*
36	-1.6	-3.5*	-1.6*	1975*
37	-1	-2.1*	-0.8	1964
38	-1	-1.9*	-1.8	1974

a) “*”表示显著的趋势或突变(显著性水平 $\alpha=0.05$).

绝大多数流域的气温出现显著上升趋势, 但仅有 19 个流域的潜在蒸散发量为显著下降趋势. 年径流量的突变检验结果表明, 24 个流域的年径流存在显著突变点, 且多发生突变点发生于 20 世纪 80 年代末和 90 年代初期, 这与黄河断流现象发生和趋于严重的时间基本一致.

在兰州以上的 8 个子流域中, 有 4 个流域的年径流量呈显著下降趋势, 3 个流域有显著突变点; 兰州~

青铜峡区间的 4 个子流域中, 3 个流域的年径流量有显著减少趋势, 1 个流域年径流量存在显著突变点; 头道拐~龙门区间的 11 个子流域中, 9 个流域年径流量有显著下降趋势, 10 个流域年径流存在显著突变点; 龙门~三门峡区间的 8 个子流域中, 6 个流域的年径流量有显著下降趋势, 5 个流域的年径流量存在显著突变点; 三门峡~花园口区间的 4 个子流域年径流量均有显著下降趋势和突变点; 花园口~利津区间 3 个子流域中, 仅一个流域的年径流量有显著下降趋势和突变点。总之, 黄河流域过去 50 年间径流量减少是客观事实, 且以黄河中游地区减少趋势尤为显著。

4.3 径流变化的归因结果

气候变化(降雨和潜在蒸散发的变化)和下垫面变化(参数 n 的变化)对径流变化的影响程度如图 4 所示。对绝大多数流域而言, 降水量减少对径流量减少有正贡献, 平均贡献率为 49.3%; 潜在蒸散发对径流变化贡献较小, 因为大多数流域的潜在蒸散发量是减小的, 所以潜在蒸散发变化对径流减小的影响总体表现为负贡献, 平均负贡献率为 -3.5%; 下垫面变化(参数 n 表现为增大)对径流减少主要为正贡献, 平均正贡献率为 72.0%。由此可见, 下垫面的变化对径流量减少起着主导作用, 降水量减少也是重要因素之一。分区域的变化特征如下:

(1) 兰州以上地区(子流域编号 1~8), 年径流量变化较大, 其中下垫面变化导致径流的平均减少幅度为 27.5 mm。在编号为 1~4 的子流域(黄河源、湟水河和大通河), 降水有少量增加, 导致径流平均增加幅

度仅 5.1 mm, 径流量减小的主导因素为下垫面变化。而在编号为 5~8 的流域(隆务河、大夏河及洮河), 降水量减少导致的径流量减少量平均为 28.7 mm, 降雨和下垫面的变化对径流的影响程度接近。

(2) 兰州~青铜峡区间(子流域编号 9~12), 由于气候干燥, 径流量很小, 降水和下垫面变化导致的径流量变化也很小, 分别为 -3.4 mm 和 -3.2 mm。

(3) 头道拐~龙门区间(子流域编号 13~23), 降水减少使得径流量平均减少 22.4 mm, 下垫面变化使得径流平均减少 47.8 mm。由此可见, 下垫面变化对该地区径流量减少起主导作用, 尤其是皇甫川(编号 13)、孤山川(编号 14)和窟野河(编号 15)等子流域的下垫面变化对径流减小的贡献率高达 95%。

(4) 龙门~三门峡区间(子流域编号 24~31), 降水减少使得径流量平均减少 -10.6 mm, 下垫面变化使得径流量平均减少 15.6 mm。但在北洛河、沮河和马连河流域, 下垫面变化使得径流增加, 但增加量较小, 平均仅为 3.6 mm。

(5) 三门峡~花园口区间(子流域编号 32~35), 下垫面变化对径流减少起主导作用, 导致的径流平均减少幅度为 68.8 mm, 降水减少导致的径流减少幅度为 22.6 mm。

(6) 花园口~利津区间(子流域编号 36~38), 为大汶河子流域, 降水减少和下垫面变化分别使得径流量下降了 51.7 mm 和 84.5 mm, 下垫面变化起主导作用。

综上, 下垫面变化是黄河流域天然径流减少有主要影响因素, 下垫面变化对径流量减少的影响程度在黄河中游(即黄土高原地区)和黄河下游尤为剧烈。

图 4 气候和下垫面变化对径流影响程度

图 5 气候和下垫面变化对典型流域水热耦合平衡关系的影响

流域两个阶段的水热平衡状态, 在 Budyko 曲线 ($E_0/P \sim E/P$) 上的变化, 可以反映出该流域的水热耦合平衡状态受气候和下垫面变化的影响. 如图 5 所示为湟水河(编号 3)、大通河(编号 4)、洮河(编号 8)、皇甫川(编号 13)、窟野河(编号 15)、无定河(编号 19)、汾河(编号 26)、泾河(编号 28)、渭河(编号 31)、洛河(编号 32)、伊河(编号 33)、沁河(编号 35)、大汶河(编号 36)等典型流域, 从径流突变点前的阶段 1 到突变点后的阶段 2 的水热耦合平衡状态变化. 可见大多数流域的气候变得干燥(E_0/P 增加), 上游部分流域的气候变湿润, 但是各流域的下垫面参数 n 都是增加的, 流域的蒸发比(E/P)增大. 参数 n 是表征流域下垫面性质的参数, 与地形、土壤、植被等因素有关, 在短时间尺度上地形和土壤等因素相对稳定, 因而参数 n 增大反映了植被增加. 在气候变化的条件下流域植被增加, 反映了水土保持的效果.

4.4 黄河流域水土保持对径流变化的影响

从以上径流变化的归因结果可见, 38 个典型子流域的径流减小主要是下垫面变化导致的. 从图 4 可见, 流域下垫面参数(n)在近 20 年中中有大幅度增加. 若认为流域地形和土壤条件相对稳定, 则下垫面参数(n)增大主要来源于植被增加, 这正是水土保持作用的直接效果. 就流域尺度的年水量平衡而言, 水土保持对流域年径流量的影响主要表现为增加流域的蒸散发量.

为了进一步揭示植被变化与径流变化之间的关系, 本文结合 NDVI 变化的大小和趋势检验的显著性水平, 分析了 1991~2010 年黄河流域 NDVI 变化的空

间特征. 将 NDVI 变化率和显著性水平结果进行叠加^[18], 得到每 8 km 网格上的 NDVI 变化, 并将结果划分为 5 种类型(见表 3). 如表 3 所示, 黄河流域植被覆盖状况明显改善的区域占流域面积的 48.6%, 而且主要分布在黄土高原的头道拐~花园口区间(见图 6). 该区间也径流减小幅度(相对比例)最大的区域, 而且归因分析表明, 下垫面变化是该区域径流减小的主导因素. 由此可以得出以下结论: 黄河中游径流减小主要是水土保持导致植被增加的影响.

4.5 与已有研究成果的比较

事实上, 黄河流域径流变化归因分析早已成为国内学者研究的重点之一. 刘昌明等人^[19]针对 20 世纪后半叶黄河年径流量变化分析得出的结论是: 黄河上游径流量减少主要是气候变化的影响(占 75%), 中游径流量减少的气候因素贡献率为 43%. 张建云等人^[20]评估了黄河中游 1950~2005 年间河川径流对气候变化的响应. 基于水文模型的情景分析结果表明, 当气温升高 1℃, 黄河中游的年径流量将减少 3.6%~6.6%; 当年降水量减少 10%, 径流量将减少 17%~22%. Zhang 等人^[21]在黄土高原的径流归因分析研究表明, 11 个研究流域中 8 个流域土地利用/覆盖

表 3 1991-2010 年黄河流域年 NDVI 变化趋势

NDVI 的变化率	显著性水平	植被变化趋势	面积百分比(%)
≥ 0.0005	显著	明显改善	48.6
≥ 0.0005	不显著	轻微改善	10.4
$-0.005 \sim -0.0005$	不显著	稳定不变	36.4
≤ -0.0005	不显著	轻微改善	0.9
≤ -0.0005	显著	严重退化	3.7

图6 1991-2010年黄河流域年NDVI变化趋势

变化导致了 50% 以上的年径流减少. He 等^[22]在黄河中游一个大流域(362000 km²)的研究表明, 从 60 年代到 90 年代径流量减少了 49.4%, 而同时该流域 26% 的土地开展了水土保持工程. 张晓明等人^[23]分析了黄河丘陵沟壑区典型流域在人类活动作用下土地利用/覆被变化对径流的影响, 结果表明森林植被增加对径流的减少作用比坡改梯措施对径流减少的影响更为显著.

对比以往的研究结果, 本文中黄河流域中 38 个典型子流域径流变化的归因结果在总体上是-致的, 本文还给出更加详细空间变化特征. 本文选择山区子流域进行分析, 避免了还原流量计算误差的影响; 基于流域多年平均水分-能量耦合平衡方程的径流变化归因分析方法, 与通常采用的分布式流域水文模型相比较, 不仅方法简单而且还避免了模型参数不确定性对归因结果的影响.

5 结论

本文将黄河流域划分为 6 个区间, 共选择代表黄

河流域水文气候特征的多样性的 38 个子流域, 对各子流域天然径流变化进行了定量归因分析, 得出以下主要结论.

(1) 径流对气候及下垫面变化的敏感性分析结果表明, 黄土高原地区的水文过程对气候和下垫面变化更加敏感. 径流的气候弹性和下垫面弹性具有一致性, 反映黄河流域气候、水文和植被之间的紧密耦合关系.

(2) 在 38 个研究流域中, 绝大多数流域的年径流量呈下降的趋势. 降水量减少对径流量减少的平均贡献率为 49.3%, 下垫面变化对径流减少的平均正贡献率为 72.0%, 下垫面变化对径流量减少起主导作用.

(3) 过去 20 年黄河流域中植被指数 NDVI 增加最为显著的区域为黄土高原, 该地区也是黄河流域径流减小最为显著的区域, 因此黄河中游径流减小主要是水土保持导致植被增加的影响.

(4) 基于流域水分-能量耦合平衡方程的分析方法不仅应用方便, 而且避免了分布式水文模型中众多参数的不确定性影响. 但是该方程中的下垫面参数的物理意义和数学表达还需在今后的研究中进一步明确.

参考文献

- 1 常国刚, 李林, 朱西德, 等. 黄河源区地表水资源变化及其影响因子. 地理学报, 2007, 62: 312-320
- 2 贾仰文, 高辉, 牛存稳, 等. 气候变化对黄河源区径流过程的影响. 水利学报, 2008, 39: 52-58
- 3 李林, 申红艳, 戴升, 等. 黄河源区径流对气候变化的响应及未来趋势预测. 地理学报, 2011, 66: 1261-1269
- 4 Miao C Y, Ni J R, Borthwick A G L, et al. A preliminary estimate of human and natural contributions to the changes in water discharge and sediment load in the Yellow River. Global and Planetary Change, 2011, 76: 196-205

- 5 New M, Hulme M, Jones P. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *J Climate*, 1999, 12: 829–856
- 6 Yang D W, Li C, Hu H P, et al. Analysis of water resources variability in the Yellow River of China during the last half century using historical data. *Water Resour Res*, 2004, 40: W065026
- 7 Shuttleworth W J. Evaporation. *Handbook of Hydrology*, Maidment DR, Ed. 1993
- 8 Kendall M G. Rank Correlation Measures. London: Charles Griffin, 1975
- 9 Burn D H, Hag Elnur MA. Detection of hydrologic trend and variability. *J Hydrol*, 2002, 255: 107–122
- 10 Pettitt A N. A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, 1979, 28: 126–135
- 11 Schaake J C. From climate to flow, in *Climate Change and U.S. Water Resources* (edited by P. E. Waggoner), chapt. 8. New York: John Wiley, 1990, 177–206
- 12 Yang H, Yang D, Lei Z, et al. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation. *Water Resour Res*, 2008, 44: W034103
- 13 Roderick M L, Farquhar G D. A simple framework for relating variations in runoff to variations in climatic conditions and catchment properties. *Water Resour Res*, 2011, 47: W00G07
- 14 Zhang L, Dawes W R, Walker G R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resour Res*, 2001, 37: 701–708
- 15 Yang D, Sun F, Liu Z, Cong, et al. Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in nonhumid regions of China using the Budyko hypothesis. *Water Resour Res*, 2007, 43: W04426
- 16 Yang D, Shao W, Yeh P J F, et al. Impact of vegetation coverage on regional water balance in the nonhumid regions of China. *Water Resour Res*, 2009, 45: W00A14
- 17 Xu X, Yang D, Yang H, et al. Attribution analysis based on the Budyko hypothesis for detecting the dominant cause of runoff decline in Haihe basin. *J Hydrol*, 2014, 510: 530–540
- 18 袁丽华, 蒋卫国, 申文明, 等. 2000—2010 年黄河流域植被覆盖的时空变化. *生态学报*, 2004, 24: 7798–7806
- 19 刘昌明, 张学成. 黄河干流实际来水量不断减少的成因分析. *地理学报*, 2004, 03: 323–330
- 20 张建云, 王国庆, 贺瑞敏, 等. 黄河中游水文变化趋势及其对气候变化的响应. *水科学进展*, 2009, 02: 153–158
- 21 Zhang X, Zhang L, Zhao J, et al. Responses of streamflow to changes in climate and land use/cover in the Loess Plateau, China. *Water Resour Res*, 2008, 44: W00A07
- 22 He X, Li Z, Hao M., et al. Down-scale analysis for water scarcity in response to soil-water conservation on Loess Plateau of China. *Agric. Ecosyst. Environ*, 2003, 94: 355–361
- 23 张晓明, 曹文洪, 余新晓, 等. 黄土丘陵沟壑区典型流域土地利用/覆被变化的径流调节效应. *水利学报*, 2009, 06: 641–650

Attribution analysis for runoff decline in Yellow River Basin during past fifty years based on Budyko hypothesis

YANG DaWen¹, ZHANG ShuLei¹ & XU XiangYu²

¹ State Key Laboratory of Hydrosience and Engineering, Department of Hydraulic Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084, China;

² China Renewable Energy Engineering Institute, Beijing 100120, China

Here 38 sub-catchments in Yellow River Basin have been selected to explore the driving factors for runoff decline in this region. Climate elasticity and landscape elasticity which indicate the sensitivity of runoff to climate and landscape change are calculated based on the catchment water-energy balance equation. Furthermore, we quantify the effect of climate and landscape change on mean annual water yield. Results show that the distribution of climate elasticity is consistent with landscape elasticity and regions with highest sensitivity is located in the Loess Plateau. The annual runoff had statistically negative trends in most study sub-catchments. Landscape change is the dominant forcing factor for runoff decline in most study sub-catchments, specially in the Loess Plateau. By the analysis of NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) during recent thirty years, we find that the improvement of vegetation is the dominant changes in landscape. This research indicates that it is a effective and promising application approach to quantify the effect of climate and landscape change on annual water yield based on the catchment water-energy balance equation.

catchment runoff reduction, attribution analysis, climate change, landscape change, coupled energy-water balance equation

doi: 10.1360/N092015-00013