青藏高原外流区主要河流的径流变化

曹建廷 秦大河 康尔泗 李原园

(中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081; 水利部水利水电规划设计总院, 北京 100011; 中国气象局, 北京 100081; 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000. E-mail: caojianting@giwp.org.cn)

摘要 结合 Mann-Kendall 检验, 综合分析青藏高原外流区五条主要河流从 1956~2000 年的年平均径流量的变化过程, 揭示青藏高原河川径流总量总体没有增加, 但存在明显区域差异, 表现在黄河和长江(通天河)径流量呈现减少趋势, 东部雅砻江呈现增加趋势, 以及澜沧江和雅鲁藏布江的反相变化等方面. 对径流量的季节变化分析, 揭示气候变化对青藏高原河川径流的季节变化的影响比较显著, 春季(3~5 月)径流量存在明显增加趋势, 特别在黄河上游 1990s 平均增加到 18% 以上. 结合北半球平均温度资料与流域内气候资料分析, 揭示青藏高原河川径流量并没有随着全球气温的增加而增加, 可能是由于流域内气温的升高导致了蒸发增加抵消了降水增加的水文效应所致.

关键词 全球变暖 径流量 水文循环 Mann-Kendall 检验 青藏高原

青藏高原是全球气候变化的敏感区, 近 50 年来其变暖幅度超过北半球和同纬度的其他地区^[1,2]. 由于特殊的自然条件, 青藏高原又对全球气候变化具有重要的反馈作用^[3], 青藏高原与全球气候联系的一个重要方面是包括从低海拔地区到高海拔地区的水汽输送的水文循环. 随着全球变暖, 理论证明和模型预测显示, 从低纬到高纬地区水汽输送增加, 有效降水的增加与半球平均温度增加成比例^[4~6]. 随着变暖, 中国西北地区西部, 降水也显著增加, 有些专家甚至提出西北地区气候转型^[7]. 王绍武等的研究揭示中国东部地区, 年平均气温 20 世纪末期达到近百年的最高峰, 降水量也存在微弱的增加趋势, 相对 1970~1990 s, 20 世纪 90 年代平均降水量增加 5%^[8].

由于青藏高原处于中低纬度, 全球变暖对其降水的影响是否与对高纬地区、中国西北西部地区的影响类似? 在上一世纪, 全球平均气温增加 0.6 ± 0.2 ^[4]. 器测资料分析也表明, 青藏高原 20 世纪 50~90 年代, 除高原东缘气温下降外, 青藏高原气温普遍呈上升趋势, 气温变化趋势为正, 80 年代为暖期, 80 年代气温高于 50 年代气温的地区主要分布在高原主体部分, 西藏、青海大部增暖幅度大, 气温变化趋势为 $0.1 \sim 0.3$ $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 90 年代高原大部分地区仍持续升温, 且平均气温上升趋势加快^[9,10]. 最近的研究结果表明, 近 30 年来青藏高原气候变化的总体特征表现为气温呈上升趋势, 降水量也呈增加趋势^[11].

全球变暖背景下, 全球平均气温的升高对青藏高原水文循环的影响, 能否被水文资料检测到? 由于河流径流量综合反映区域水文循环的降水、蒸发(其与温度正相关)等方面的综合信息, 结合所选择的河流流域内的气象资料, 分析青藏高原的主要河流径流序列的变化, 对揭示全球变暖对青藏高原水文循环的影响具有特殊的意义. 由于水资源短缺问题的日趋严重, 以及径流变化对指示气候变化和区域水文循环的作用, 不同尺度的径流变化的分析研究受到学术界的重视, 并已取得许多成果^[12~17]. 中国许多大河发源于青藏高原, 分析青藏高原主要河川径流量的变化, 气候变化对径流变化的影响, 对中国水资源演变情势的预测也具有重要的现实意义.

1 资料和方法

青藏高原属于外流区的流域面积为 124.32×10^4 km^2 , 占高原总面积的 50.3%^[1]. 外流区的主要河流选择长江源区的通天河、黄河、澜沧江、雅砻江和雅鲁藏布江, 选择各河的水文控制站点尽量向上接近源头, 同时兼顾各河流流量的量级. 所选五个测站的汇流面积共为 483215 km^2 , 占青藏高原外流区面积的 44.73%. 选择的青藏高原外流区主要河流和水文测站位置见图 1, 测站的属性见表 1. 由于所选水文站控制断面以上流域内的人类用水较少, 因此水文站点的实测流量, 基本反映河流的天然径流状况. 本文利用各月和年平均径流量的资料, 分析了径流量的

1) 青藏高原数据中心. <http://www.wdcd.ac.cn/> <https://engine.scichina.com/doi/10.1360/04td0392>

年际和季节变化.

为分析河流径流量变化的原因,对所在流域及相邻区域 28 个气象站的气温和降水的月序列资料分析,所选择的气象站位置见图 1.

图 1 青藏高原主要河流及所选水文测站和气象站的位置图

Mann-Kendall 检验是提取序列变化趋势的有效工具,被广泛应用气候和水文序列的分析^[18~20]. Mann-Kendall 趋势检验的计算方法可参考文献^[16]. 本文利用 Mann-Kendall 分析了青藏高原外流区所选主要河流径流总量,各河的年、季径流量,以及降水量的变化趋势.

表 1 青藏高原主要河流水文站属性表

测站名称	测站位置(经纬度)		所在河流	汇流面积/km ²
直门达	97°14'	33°01'	通天河	137704
昌都	97°10'	31°08'	澜沧江	50608
唐乃亥	100°09'	35°30'	黄河	121972
奴各沙	91°52'	19°16'	雅鲁藏布江	106060
雅江	101°01'	30°02'	雅砻江	66871

2 径流量的变化

2.1 年径流量变化

对所选青藏高原五条河流的径流总量和各河流不同时段年径流量,进行 Mann-Kendall 趋势检验,计算了反映变化趋势的 Z_c 值, Z_c 值为正表明上升趋势, Z_c 值为负表明下降趋势,并进行显著性分析,结果如表 2.

从表中可以看出,不管是 1968~2000 年还是 1980~2000 年径流总量序列的 Z_c 值为负值,表示径流总量呈减少的趋势.特别是通天河和黄河 1980~2000 年径流序列呈明显的减少趋势.澜沧江在 33 年和 21 年的两时段的径流序列呈现不同趋势,较长序列呈现增加趋势,较短序列呈现减少趋势.雅鲁藏布江径

表 2 年径流序列 Mann-Kendall 检验计算结果^{a)}

序列名称	起始年	终结年	序列长	Z_c 值	显著水平
径流总量	1968	2000	33	-0.11	
澜沧江	1968	2000	33	0.79	
通天河	1956	2000	45	-0.01	
雅鲁藏布江	1956	2000	45	-0.77	
黄河	1956	2000	45	-0.30	
雅砻江	1956	2000	45	0.47	
径流总量	1980	2000	21	-1.24	
澜沧江	1980	2000	21	-0.45	
通天河	1980	2000	21	-1.84	+
雅鲁藏布江	1980	2000	21	1.24	
黄河	1980	2000	21	-2.69	*
雅砻江	1980	2000	21	0.54	

a) + 代表 0.1; * 代表 0.05; 空格为大于 0.1

流序列短序列呈增加趋势,长序列呈减少的趋势,与偏东部澜沧江的径流量呈现反相变化.最东部的雅砻江不管是 1956~2000 还是 1980~2000 径流序列,都呈现增加趋势.

青藏高原主要河流所选水文站的实测径流变化过程见图 2,其中黄河、通天河、雅鲁藏布江、雅砻江为 1956~2000 年系列,澜沧江为 1968~2000 年系列.由图 2 中可以看出青藏高原东南侧的雅砻江、澜沧江、雅鲁藏布江径流量呈现增长趋势.雅砻江在 45 年间年平均径流量总体呈增加趋势,年平均径流量从 20 世纪 70 年代(1971~1980)到 90 年代(1991~2000)由 $196.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ 增加到 $214.1 \times 10^8 \text{ m}^3$,增加 9%.

雅鲁藏布江的奴各沙水文站年径流量整体呈现减少趋势,特别在 20 世纪 80 年代年平均径流量距平偏负 14%,但在 90 年代后期 1998, 1999, 2000 年径流量激增,这三年平均径流量距平偏正 50.7%.澜沧江的昌都水文站年径流变化波动相对较小,在 80 年代总体偏丰,距平(1968~2000)偏正 4%,在 90 年代后期 1997, 1998, 2000 年连续三年径流量增加,这三年平均径流量距平偏正 15%.通天河的直门达水文站年径流系列没有明显的变化趋势,在 60 年代和 80 年代总体径流量较高,分别距平正偏为 9.5%, 18%;但在 90 年代径流量却趋于减少,90 年代年径流量距平偏负 6%.黄河上游唐乃亥水文站的年径流系列揭示在 60 年代、70 年代和 80 年代径流量较大,年平均径流量分别距平偏正 7.4%, 4.4%, 19.7%;在 90 年代黄河径流量明显减少,年平均径流量从 80 年代的 $239.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ 减少到 $174.7 \times 10^8 \text{ m}^3$,年平均径流量距平偏负 13%.

图 2 青藏高原所选主要河流径流量变化过程
(a)~(e)分别为长江、黄河、雅砻江、雅鲁藏布江、澜沧江, 直线为趋势线

2.2 径流量的季节变化

利用 Mann-Kendall 趋势检验对所选站点各月径

流量序列进行分析, 结果见表 3.

表 3 中在春季(3~5 月)长江(通天河)、黄河和雅砻江 Z_c 值为正值, 反映径流量呈增加趋势, 只有雅鲁藏布江 Z_c 值为负. 特别需要说明的是黄河和长江(通天河)在径流总量呈减少的趋势背景下, 春季径流量却存在明显增加趋势. 在秋、冬季, 除澜沧江外大部分 Z_c 值偏负值, 指示径流减少趋势, 只有澜沧江存在增加趋势.

表 3 主要河流月径流量 Mann-Kendall 趋势分析的 Z_c 值					
序列	通天河	黄河	雅砻江	澜沧江	雅鲁藏布江
1 月	-0.49	-0.82	-0.01	-1.02	-2.46
2 月	-0.41	-0.37	0.27	-0.54	-2.46
3 月	0.61	-0.28	0.28	-1.38	-3.61
4 月	0.41	1.20	0.79	0.09	-4.31
5 月	1.38	0.92	1.94	1.41	-2.38
6 月	0.93	1.22	-0.90	0.37	-0.15
7 月	0.00	-0.34	1.27	0.34	0.01
8 月	-0.67	-0.30	-0.69	0.31	-1.12
9 月	-0.08	-0.83	-0.07	0.51	0.15
10 月	-0.67	-0.94	-0.55	0.36	-0.22
11 月	0.00	-0.86	0.01	1.19	-0.69
12 月	-0.25	-0.35	0.50	0.68	-1.24

用所选河流站点各季径流量在全年径流量的比例的变化过程, 可直观地反映径流量季节变化. 由于篇幅所限只对春季径流量在全年径流量比例用图表示. 图 3 为所选五个站点的春季(3~5 月)三个月径流量占全年径流量百分比的变化过程, 可以看出所选的 5 条河流中的通天河(长江上游)、黄河(上游)、雅砻江、澜沧江四条河流所选控制站的春季径流存在较明显的增加趋势, 只有雅鲁藏布江例外, 春季径流存在减少的趋势. 增加的比例黄河最明显, 黄河唐乃亥站春季径流量占全年径流量在 1956~1970 平均为 15.4%, 90 年代平均增加到 18.2%.

计算五个测站夏季(6~8 月)三个月径流量在全年径流量的百分比平均都在 43% 以上, 近 45 年几乎没有什么明显变化. 在秋季 3 月(9~11 月)径流量在全年径流量的比例黄河呈现减少的趋势, 在 1956~1970 年平均为 34%, 90 年代平均减少到 30%; 雅鲁藏布江呈现增加趋势, 由 1956~1970 年平均为 31.8%, 90 年代平均增加为 35.6%, 其他河流没有明显变化. 冬季三月(1 月、2 月和 12 月)径流量在全年径流量的比例很小, 平均在 10% 以下, 近 45 年, 其没有明显变化, 除东部雅砻江存在微弱增加趋势外, 其他四条河流呈现微弱的减少趋势.

图3 青藏高原主要河流春季径流量占全年径流量比例
(a)~(e)同图2

2.3 径流量距平与北半球平均气温的关系

气候变化是影响河川径流量的重要因素,在气候变化方面,当前最受关注的是全球变暖问题.近几十年的观测资料显示,青海和西藏地区大部分地区气温呈明显的上升趋势,年平均气温增幅明显高于全球气温的增长率^[9,10].由于北半球陆地面积比例比南半球大,北半球平均气温略高于全球平均气温,本文选择北半球的平均气温,分析其与青藏高原主要河流径流量的关系,揭示在全球变暖背景下,青藏高原水文循环的变化信息.

综合所选的五条河流测站的径流量资料,计算各年的径流量与所选时段平均径流量的差值作为代表青藏高原河流的径流量距平,然后与北半球相应的年平均气温¹⁾作对比,如图4,图中趋势线为径流量距平与气温的线性回归,其接近水平,显示青藏高原河流径流量距平随北半球温度的增高,总体没有明显变化.

图4 青藏高原主要河流径流量距平与北半球平均气温的关系(1956~2000)

3 流域内气候资料分析

对所选河流流域内或相近的28个气象站点(图1)的气象资料分析,显示所有气象站近几十年的年平均气温都呈明显增加,年平均气温在显著水平小于0.1的气象站为24个.近40多年来年均气温增幅较大的那曲站,在20世纪60年代年平均气温为 -2.4°C ,到90年代,年平均气温增加到 -0.81°C .近20多年(1980~2000)年均气温增幅最大的拉萨站平均每年增幅达 0.062°C .

对各站的年降水资料进行 Mann-Kendall 检验的

1) Goddard Institute for Space Studies. <http://www.giss.nasa.gov/data/>

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/04td0392>

表 4 所选气象站年降水序列 Mann-Kendall 检验计算结果

气象站名	经度/(°)	纬度/(°)	序列起始年	终止年	序列长度	Z _c	显著水平 ^{a)}
达日	99.65	33.75	1956	2000	45	0.42	
昌都	97.17	31.15	1956	2000	45	1.17	
丁青	95.60	31.42	1960	2000	41	0.33	
德格	98.56	31.73	1957	2000	44	1.00	
当雄	91.10	30.48	1962	2000	38	-0.16	
甘孜	100.00	31.61	1956	2000	45	2.27	*
嘉黎	93.28	30.66	1961	2000	40	1.29	
江孜	89.60	28.91	1957	2000	44	0.05	
拉萨	91.13	29.66	1956	2000	45	0.50	
林芝	94.46	29.56	1960	2000	41	2.52	*
定日	87.08	28.63	1971	2000	30	0.50	
囊谦	96.48	32.20	1959	2000	42	0.83	
尼木	90.17	29.43	1974	2000	27	1.58	
帕里	89.08	27.73	1957	2000	44	2.30	*
玛多	98.22	34.91	1956	2000	45	1.63	
那曲	92.07	31.48	1956	2000	45	2.34	*
日喀则	88.88	29.25	1956	2000	45	0.60	
色达	100.33	32.28	1961	2000	40	1.41	
石渠	98.10	32.98	1961	2000	40	-0.07	
索县	93.78	31.88	1957	2000	44	-0.01	
清水河	97.13	33.80	1957	2000	44	-0.68	
曲麻莱	95.78	34.13	1957	2000	44	0.11	
伍道量	93.08	35.22	1957	2000	44	1.12	
玉树	97.02	33.02	1956	2000	45	0.06	
杂多	95.30	32.90	1957	2000	44	1.45	
泽当	91.76	29.25	1960	2000	41	-0.39	
同德	100.65	35.27	1959	2000	41	-0.17	
沱沱河	92.43	34.22	1959	2000	42	-0.35	

a) * 代表 0.05; 空格为大于 0.1

结果如表 4, 表中显示年降水量呈增加趋势的有 24 个, 其中显著水平小于 0.05 的气象站为 4 个, 如其中的甘孜站降水量从 20 世纪 60, 70, 80 和 90 年代的年平均降水量分别为 598, 656, 652, 670 mm, 存在明显的增加趋势. 只有 7 个站点降水量呈减少趋势, 但在 0.1 显著水平上都不显著. 总体来看所选青藏高原河流流域内年降水呈增加趋势, 但不如气温增加的显著. 通过对各气象站 3, 4, 5 月份降水量序列进行分析, 28 个气象站中除有 7 个站点这三个月中个别月份降水存在减少趋势外, 其余的 21 个站点降水量存在增加趋势, 其中有 17 个站点在 3, 4, 5 月份中至少有一个月份在小于 0.1 的显著水平上存在增加趋势. 对这 28 个气象站的 12, 1 和 2 月份降水量序列分析, 降水量总体也呈现增加趋势, 但由于冬季降水量较少, 增加的绝对量也较小.

<https://engine.scichina.com>

4 讨论与结论

通常径流随降水增加而增加, 径流量对降水变化的反应比对温度变化的反映更敏感^[21~23]. 近年对东欧、加拿大和美国加利福尼亚地区径流研究, 由于温度升高, 降水以降雨的形式代替降雪形式, 更有利于形成径流, 径流量不但对降水变化而且对温度变化的反应更明显^[24,25]. 所选的青藏高原五条河流的径流量, Mann-Kendall 检验结果呈现减少趋势, 特别是黄河和通天河径流量减少明显. 河流径流量变化存在较明显的区域差异, 青藏高原东南部的雅砻江径流量总体呈增加趋势; 而偏北的通天河和黄河的径流量呈微弱减少趋势; 偏东南部澜沧江和南部偏西的雅鲁藏布江呈反相变化. 这可能说明青藏高原东南部河流径流量增加, 是对气候变暖导致水循环

加快的响应,如果青藏高原东南部是青藏高原气候变化的启动区^[26],这可能预示着将来青藏高原的其他地区河流的径流量将有所增加。

从整体看所选的青藏高原几条大河的春季径流量增加,特别在黄河上游尤其明显,这与春季降水增加一致,也与春季平均气温升高融雪过程提前有关。青藏高原冬季三月径流量不但没有增加,反而呈现微弱的减少趋势,这反映虽然冬季降水虽然有所增加,但增加的量仍较小,同时尽管冬季增温明显,但降水形式仍以降雪为主,同时蒸发又有所加强,总体效应也使冬季三月径流趋于减少。

青藏高原主要河流的径流量距平与北半球温度变化关系的趋势线显示,随北半球平均气温的增高,河川径流量的距平几乎没有什么变化。这没有如预想的那样,随着全球变暖,青藏高原平均气温升高,导致融冰增加,进而导致河川径流的显著增加。也没有如IPCC记录的其他地区,由于温度升高,极端降水事件增加,导致径流量的显著增加^[27]。这一方面是由于冰川融水占河川径流量的比例总体较小,如黄河上游的唐乃亥站,冰川融水补给量只占其多年平均径流量的1.9%^[28]。另一方面可能是由于气温的升高导致蒸发增加,抵消了降水量的增加。

致谢 该项研究受中国气象局气候变化专项(批准号:CCSF2005-2-QH01)、中国科学院知识创新项目(批准号:KZCX3-SW-329)和全国水资源综合规划专题项目联合资助。

参 考 文 献

- 1 姚檀栋, 刘晓东, 王宁练. 青藏高原地区的气候变化幅度问题. 科学通报, 2000, 45(1): 98 ~ 106
- 2 郑度, 林振耀, 张雪芹. 青藏高原与全球环境变化研究进展. 地学前缘, 2002, 9(1): 95 ~ 102
- 3 秦大河, 陈宜瑜, 李学勇主编. 中国气候与环境演变. 北京: 气象出版社, 2005. 317 ~ 355
- 4 Houghton J T, Ding Y, Griggs D J. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge: Cambridge Univ Press, 2001. 4
- 5 Rahmstorf S, Ganopolski A. Long-Term Global Warming Scenarios Computed with an Efficient Coupled Climate Model. Climatic Change, 1999, 43(2): 353 ~ 367^[DOI]
- 6 Bruce J P, Holmes R M, McClelland J W, et al. Increasing River Discharge to the Arctic Ocean. Science, 2002, 298(5601): 2171 ~ 2173^[DOI]
- 7 施雅风主编. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估. 北京: 气象出版社, 2003. 1 ~ 73
- 8 Wang Shaowu, Zhu Jinhong, Cai Jingning. Interdecadal Variability of Temperature and Precipitation in China since 1880. Advances in Atmospheric Sciences, 2004, 21(3): 307 ~ 313^[DOI]
- 9 林振耀, 赵昕奕. 青藏高原降水变化的空间特征. 中国科学, D 辑, 1996, 26(4): 354 ~ 358
- 10 何元庆, 张忠林, 姚檀栋. 中国季风温冰川区近代气候变化与冰川动态. 地理学报, 2003, 58(4): 550 ~ 558
- 11 吴绍洪, 尹云鹤, 郑度, 等. 青藏高原近 30 年气候变化趋势. 地理学报, 2005, 60(1): 3 ~ 11
- 12 Zhang X, Harvey K D, Hogg W D, et al. Trends in Canadian stream-flow. Water Resource Research, 2001, 37(4): 987 ~ 998^[DOI]
- 13 Pekarova P, Miklanek P, Pekar J. Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19th-20th centuries. Journal of Hydrology, 2003, 274(1): 62 ~ 79^[DOI]
- 14 Yang D, Li C, Hu H, et al. Analysis of water resources variability in the Yellow River of China during the last half century using historical data. Water Resource Research, 2004, 40(6): W06502 doi: 10.1029/2003WR002763^[DOI]
- 15 Labat D, Godderiset Y, Probst J, et al. Evidence for global runoff increase related to climate warming. Advances in Water Resources, 2004, 27(6): 631 ~ 642^[DOI]
- 16 陈亚宁, 徐宗学. 全球气候变化对新疆塔里木河流域水资源的可能性影响. 中国科学, D 辑, 2004, 34(11): 1047 ~ 1053
- 17 刘春蓁. 气候变化对陆地水循环影响研究的问题. 地球科学进展, 2004, 19(1): 115 ~ 119
- 18 Helsel D R, Hirsch R M. Statistical Methods in Water Resources. US Geological Survey, 2002. 323 ~ 356
- 19 Frei C, Schär C. Detection probability of trend in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. Journal of Climate, 2001, 14: 1568 ~ 1584^[DOI]
- 20 Burn D H, Burn M A, Hag E. Detection of hydrologic trends and variability. Journal of Hydrology, 2002, 255(1-4): 107 ~ 122^[DOI]
- 21 Krasovskaia I. Quantification of the stability of river flow regimes. Hydrological Sciences Journal, 1995, 40(5): 587 ~ 598
- 22 Risby J S, Entekhabi D. Observed Sacramento Basin stream flow response to precipitation and temperature changes and its relevance to climate impact studies. Journal of Hydrology, 1996, 184(3-4): 209 ~ 223^[DOI]
- 23 Lins H F, Slack J R. Streamflow trends in the United States. Geophysical Research Letters, 1999, 26(2): 227 ~ 230^[DOI]
- 24 Westmacott J R, Burn D H. Climate change effects on the hydrologic regime within the Churchill-Nelson River Basin. Journal of Hydrology, 1997, 202(1-4): 263 ~ 279^[DOI]
- 25 Dettinger M D, Cayan D R. Large-scale forcing of recent trends toward early snowmelt runoff in California. Journal of Climate, 1995, 8(3): 606 ~ 623^[DOI]
- 26 冯松, 汤懋苍, 王冬梅. 青藏高原是我国气候变化“启初区”的新证据. 科学通报, 1998, 43(6): 633 ~ 636
- 27 Houghton J T, Meira F L, Callender B A, et al. eds. Climate Change 1995: Summary for Policymakers. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 572
- 28 杨针娘. 中国冰川水资源. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1991. 81 ~ 152

(2005-06-10 收稿, 2005-07-29 收修改稿)