



黄河源区水文收支对近代气候变化的响应

周德刚, 黄荣辉

中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

E-mail: degangzhou@163.com

2011-11-22 收稿, 2012-02-02 接受

国家重点基础研究发展计划(2009CB421405)资助

摘要 黄河源区径流在 20 世纪 90 年代以后显著减少. 中国气象局台站资料显示, 源区平均降水量在 20 世纪 90 年代偏低, 在 2002 年后又偏多, 近几十年来地表一直持续着快速增温和变湿, 以及风速减弱. 利用一个改进的陆面过程模式, 模拟了 1960~2006 年来黄河源区及周边气象台站的水文收支, 分析了气候变化对水文收支的影响. 结果显示, 除了降水量本身和降水强度之外, 降水变化的空间配置也是影响径流对降水变化响应的一个重要因子. 在 20 世纪 90 年代径流偏少是与区域平均降水量偏少及降水强度偏弱一致. 在 2002 年以后, 源区平均降水偏多, 但主要增加在较干旱的区域. 在此干旱的区域, 蒸发主要受降水量控制, 因此大部分的降水增加转化为蒸发了. 相比而言, 在源区较湿润的区域, 能量是决定蒸发的一个更加重要的因子, 尽管此区域的降水量部分增加部分减少, 但由于快速增温, 此区域蒸发明显增加, 产流在 2002 年以后依然偏少. 这种影响蒸发的机制和它对气候变化的响应, 以及降水空间配置的变化, 使得近些年来黄河源区的水文收支不利于产流.

关键词

水文收支
降水的空间配置
黄河源区
气候变化
径流
蒸发

黄河是我国第二大河, 它是我国西北地区和华北地区的重要水源. 黄河源区(黄河流域在唐乃亥水文站以上的部分)只占黄河流域总面积的 16.2%, 产流却达到总径流量的 35%以上^[1], 被形象称为黄河“水塔”. 黄河源区的径流量在 20 世纪 90 年代以来发生了明显的减少^[2], 引起了社会的广泛关注. 因此, 研究黄河源区水文收支对气候变化的响应, 对于评估黄河源区水文变化对华北地区可能的经济影响和社会影响具有十分重要的意义.

黄河源区位于青藏高原的东北部. 青藏高原相对于周边区域而言, 增温更加迅速^[3], 并可能加速其水循环和引起水资源的再分配^[4]. 另外, 由于黄河源区的人口密度非常低, 人类活动对水资源的影响可以忽略, 黄河源区径流的减少基本上是自然变化影响的结果. 根据树轮重建的径流显示, 近千年来源区经历了多个径流偏少的时期^[5]. 对于 20 世纪 90 年代

以来径流减少的原因, 目前已经展开了许多探讨^[6~14], 一般认为是受气候变化特别是降水和地表气温变化的影响, 其中一致认为降水量和降水强度直接影响源区的径流变化^[7,13,14], 但在变暖对径流的影响方面存在着不一致的观点^[7,8,10,12,14]. 蒸发是变暖与径流变化相关联的一个关键量, 但是目前尚缺乏长期的实际观测的蒸发资料. 观测的 20 cm 蒸发皿蒸发^[15]与估算的蒸发^[8,16,17]之间存在相反的变化趋势. 尽管目前已经有一些水文模式模拟了该区域的蒸发过程^[6,9,11], 但是对大气强迫场与实际蒸发之间关系的认识依然不清楚.

对黄河源区实际蒸发进行估算, 其困难之处很大程度在于地表通量参数化方案的选取. 在青藏高原上, 地表能量通量和水文收支存在明显的季节特征. 在季风到来前, 感热通量在地表能量通量中占据主导地位; 在季风期间, 由于频繁降水, 潜热通量超

过了感热通量并在地表能量通量中占据主导地位. 然而, 目前的大气模式由于不合理的通量参数化方案, 不能很好地再现青藏高原地表通量的季节变化过程^[18]. 最近, Yang 等人^[19]发展了一个陆面过程模式, 结合了新的通量参数化方案, 在青藏高原的模拟比较接近于实际观测. 因此, 本文将利用该模式再现黄河源区的水文收支, 并进一步理解水文收支对近代气候变化的响应.

1 资料和方法

本文所用资料包括唐乃亥水文站观测的径流资料, 以及黄河源区7个台站每日4次的长期气象资料. 径流资料起止时间为1956~2008年. 气象台站资料包括降水、气温、风速、相对湿度、地表气压和日照时数的资料, 其中, 在玛多、兴海、达日、若尔盖、久治和红原站这6个台站自1960后一直有观测, 玛曲站自1967年后才有观测. 这些台站的位置见图1. 由于这些台站分布很不均匀, 这里把源区分为4个子流域, 分别为: 玛多以上、玛多至吉迈区间、吉迈至玛曲区间和玛曲至唐乃亥区间. 应用一个 Lepage 统计方法检测上述这些变量的年际变化特征^[20]. 此外, 本文也选取了黄河源区周边的25个台站(见图1), 这

些台站的资料用来辅助分析气象变量的空间分布及其变化.

考虑到分布式水文模型需要格点化的大气强迫资料, 而在黄河源区这样一个地形非常复杂的区域, 气象观测资料有限, 难以满足条件, 因此, 本文选用了一个改进的简单生物圈模型(SiB2)^[21]. 对 SiB2 的改进主要包括: 适用于矮小稀疏植被的冠层动力学方案^[22]、新的裸土参数化方案^[23]、高精度的土壤水流算法^[24]、地表蒸发阻抗的物理参数化^[25]、以及土壤冻融过程的参数化方案^[26]. 改进后的模式能够大大提高其模拟能力, 同改进前的模式相比能合理再现青藏高原的地表能量和水文过程, 具体可参见 Yang 等的研究^[19]. 本文对黄河源区地表水文收支的模拟实际上是对各子流域中的各单站进行模拟, 根据各子流域在源区的面积比^[1], 通过加权平均计算模拟的总径流量, 权重系数见表1. 源区的冰川径流主要来源于阿尼玛卿雪山, 由于对源区总径流的贡献很弱^[26], 本文不予考虑.

模式中土壤和植被参数(包括植被分类和覆盖度)根据 $1^\circ \times 1^\circ$ 国际卫星陆面气候计划 II (ISLSCP II) 的土壤资料^[27]和植被资料^[28]来设定. 叶面积指数(LAI)选用中分辨率成像光谱仪(MODIS)每8天一次的 $0.25^\circ \times$

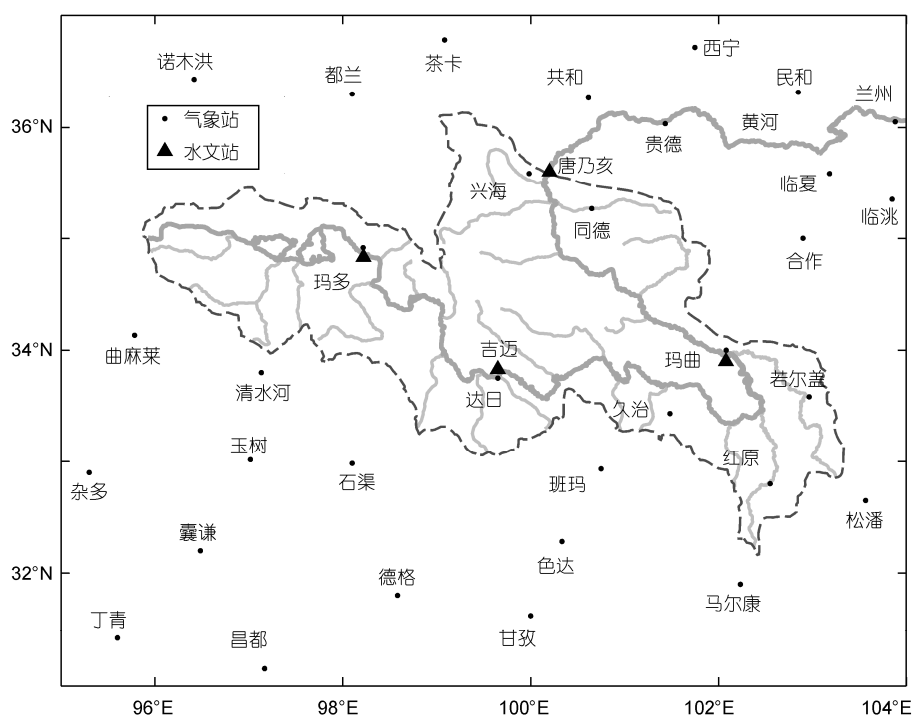


图1 黄河源区及周边气象台站的分布

表 1 黄河源区各子流域中气象台站的权重系数

气象站点	玛多	达日	久治、红原、若尔盖、玛曲	兴海
所属子流域	玛多以上	玛多-吉迈	吉迈-玛曲	玛曲-唐乃亥
子流域在源区的面积比 ^[1]	0.172	0.197	0.337	0.294
权重系数 ^{a)}	0.270	0.197	0.337	0.196

a) 由于玛多、达日和玛曲站分别为它们各自子流域的出水口或在其附近,为考虑子流域中气象站点的代表性,部分下游子流域的面积(取玛多-吉迈子流域面积的一半)划归上游子流域以计算其权重系数。也就是说,玛多气象站代表玛多以上子流域和玛多-吉迈子流域的一半区域,它的权重系数取为 0.270($=0.172+0.197/2$);达日站的权重系数和包括久治、红原、若尔盖和玛曲站在内的权重系数分别取为它们各自子流域在源区的面积比;兴海站的权重系数取为 0.196

0.25°LAI 格点资料^[29]。上述 32 个台站的气象资料用作陆面过程模拟的强迫场。由于黄河源区海拔较高(绝大部分海拔在 3000 m 以上)和短波辐射强烈,气象要素存在剧烈的日变化特征,而每 6 小时一次的气象资料时间尺度太粗,不能很好反映这种日变化,本文利用一个降时间尺度的方法,把气象台站资料降尺度为每小时一次的数据集以应用于模拟。这种降时间尺度的方法是基于青藏高原野外观测的高分辨率数据对日变化特征建立统计关系而发展起来的^[30]。模式模拟起始时间为 1952 年,当气象强迫场缺测时使用该站的气候数据替代进行模拟,并选取模拟的 1960~2006 年的水文收支结果用于分析。

2 观测诊断

2.1 径流和气象强迫场的观测变化

首先分析了黄河源区 1960~2008 年径流量的年际变化,以及区域平均的气象强迫场的年际变化。Lepage 检测^[20]显示,径流在 1990 年前后发生了突变,这和蓝永超等人^[2]的研究一致。在 1990 年以前径流量平均约为 $220.5 \times 10^8 \text{ m}^3$,此后径流量锐减,平均值只有 $170.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ (图 2(a))。区域平均降水量的变化和径流很相似,但并不完全一致(图 2(b))。在 20 世纪 80 年代降水总体偏多,在 1990 年以前降水量平均为 524.5 mm;在 1990~2002 年间,降水量明显减少,平均为 491.5 mm;在 2002 年以后降水又偏多,平均为 538.3 mm,而在此期间的径流量依然偏低。黄河源区存在明显增暖的趋势,气温每 10 年约增加 0.31℃(图 2(c)),并且这种变暖的趋势在近 30 年更加迅速。这种升温的速度接近于青藏高原平均的升温速度^[4],远高于北半球的平均速度^[3]。风速自 1969 年后逐步减弱,平均速率约为每 10 年减弱 0.13 m s^{-1} (图 2(d))。风速减弱现象在中国非常普遍,它可能是季风减弱的

一个指标^[31]。相对湿度在 1990 年以前没有明显的变化趋势,在 1990 年以后有减弱趋势(图 2(e))。比湿存在明显的增加趋势,每 10 年约增加 0.05 g kg^{-1} (图 2(f))。日照时数没有明显的年代际变化趋势(图略)。总之,和青藏高原其他地区一样^[4],黄河源区正经历着增温、变湿和风速减弱的年际变化特征;源区的降水在 20 世纪 90 年代偏少,在 2002 年以后又偏多,而径流量在 20 世纪 90 年代以来持续偏低。

2.2 径流与气象强迫场的相关关系

为探讨径流量在 20 世纪 90 年代以来持续偏低的原因,分析了径流量与区域平均气象强迫场之间的相关关系。尽管径流和降水的变化趋势并不完全一样,它们的相关系数仍然高达 0.80,并通过了显著性水平为 0.05 的 t 检验。这意味着降水量是影响径流量的一个最紧密和最直接的因子,此与刘晓燕和常晓辉^[7]以及赵仁荣等人^[14]的观点一致。相对湿度和径流之间也存在明显的正相关。地表气温与径流之间为负相关(相关系数为 -0.28),没有通过 t 检验($P < 0.05$),这和牛玉国和张学成^[8]的研究是一致的。相对湿度在 1990 年以后的减少和气温的快速增加意味着空气的饱和水汽差增加,这将可能导致蒸发的增加并进而不利于径流。区域平均的日照时数与径流也存在负相关(-0.36),但是日照时数本身没有明显的年代际变化趋势,即它们之间的关系主要体现在年际尺度上。其他气象强迫场与径流之间没有明显的相关关系。

有研究^[13,14]显示,在 20 世纪 90 年代降水强度偏弱是径流偏低的一个重要原因,因为一般认为强度较弱的降水会导致较少的直接径流。本文也分析了降水强度的年际变化。降水根据其强度分为 3 类:弱降水(日降水量小于 10 mm)、中等强度降水(日降水量介于 10~25 mm 之间)和强降水(日降水量大于 25 mm)。

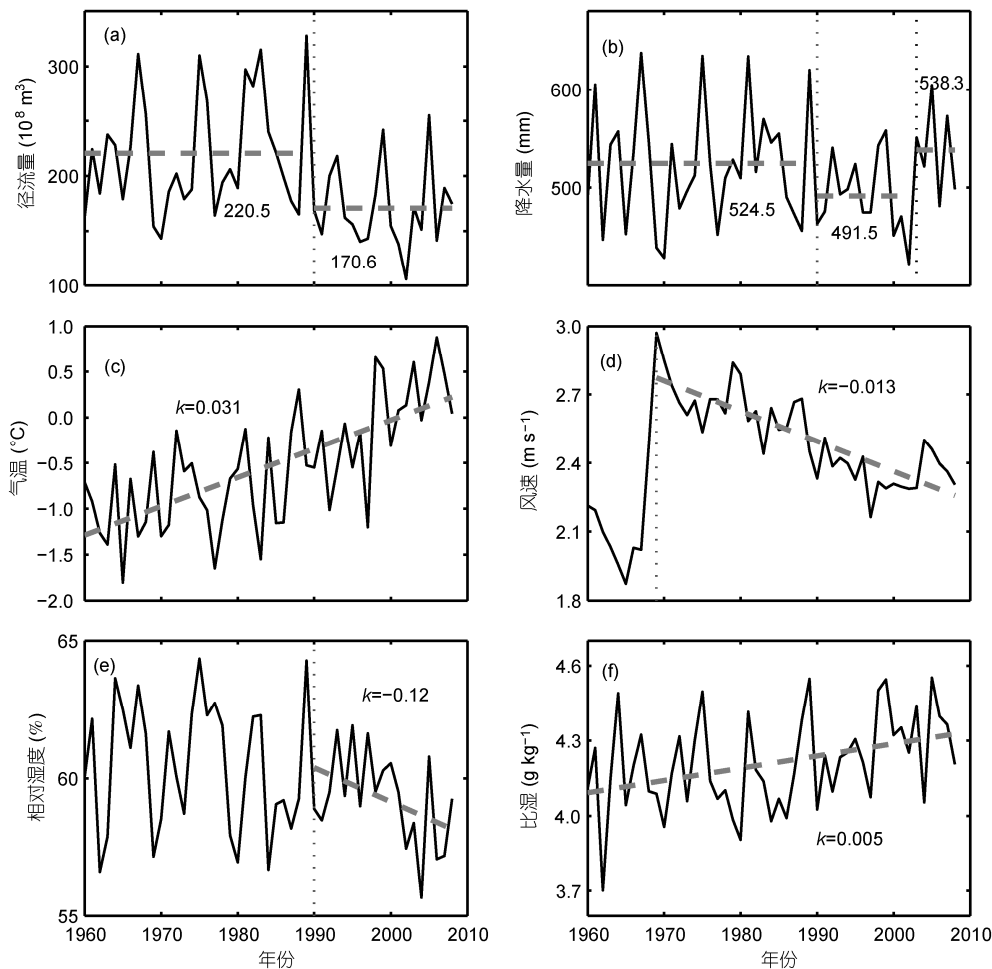


图 2 观测的 1960~2008 年唐乃亥水文站的径流年际变化(a)和区域平均的气象强迫场(包括降水(b)、气温(c)、风速(d)、相对湿度(e)和比湿(f))的年际变化

k 是气候变化倾向率

图 3 显示了这 3 类不同强度降水每年天数的年际变化。在 20 世纪 90 年代初期, 每年弱降水的天数较多, 但是在 21 世纪初, 天数开始下降(图 3(a)). 相比较而言, 在 20 世纪 90 年代初期, 中等强度降水和强降水每年发生天数较少, 在最近几年它们有所增加(图 3(b)和(c)). 这意味着近几年降水强度的变化将有利于直接径流的增加. 这和降水量偏多的最近几年里的径流变化并不一致.

图 2 中的气象强迫场除了降水以外在各站点上基本有相似的年际变化或趋势. 日照时数只是在玛多站存在明显增加的趋势, 在达日站存在下降的趋势. 降水量在黄河源区的分布很不均匀, 如图 4(a)所示. 在源区的东南部, 由于受亚洲夏季风的影响, 年

降水量在 500 mm 以上, 较为湿润; 在西部和北部, 降水量低于 500 mm. 源区东南部是产流的主要区域^[32], 在吉迈至玛曲区间, 子流域面积只占源区面积的 33.7%, 贡献了 55.7% 的径流^[1]. 图 4(b)显示了在 1990~2002 年间降水距平的空间分布, 结果显示, 除了在玛多站附近降水量略多于气候平均值外, 在源区的中部和东南部, 降水为较大的负距平, 大部区域比平均值偏少 40 mm 以上, 导致此期间区域平均的降水量处于负距平. 在 2002 年以后, 降水量为负距平的区域缩减至多年平均降水量超过 700 mm 的湿润区域; 相比而言, 较大的正距平区域位于源区的西部和北部(图 4(c)), 这使得区域平均的降水量处于正距平. 降水空间配置的变化将可能影响产流.

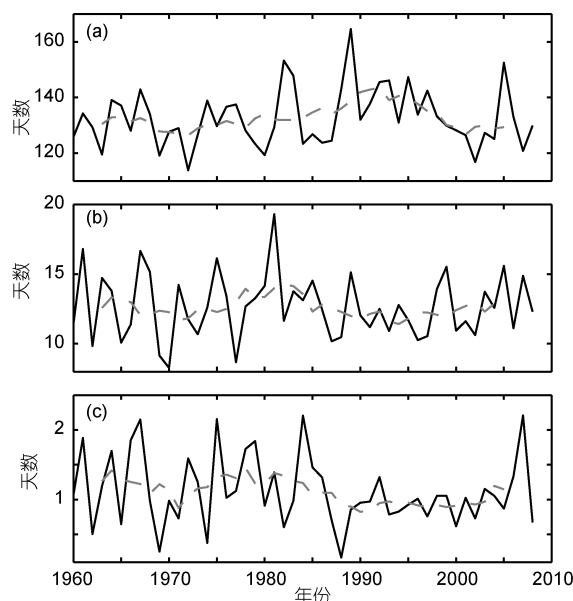


图3 不同强度降水每年天数的年际变化

(a) 弱降水(日降水量小于 10 mm); (b) 中等强度降水(日降水量介于 10~25 mm); (c) 强降水(日降水量大于 25 mm), 图中粗虚线表示 7 点滑动平均

因此, 在 2002 年以后径流的持续偏低不能很好地由降水量和降水强度的变化来解释, 降水空间配置的变化可能是一个重要原因. 其他强迫场的变化特别是相对湿度的降低和大气增暖可能导致蒸发增加并因此减少径流. 此外, 源区冻土的退化可能也会影响土壤的季节蓄水和减少地表径流^[13,33]. 这些过程可能也是 1990 年以后径流持续偏低的原因. 为便于分析, 本文通过陆面过程模拟再现了源区的地表水文过程.

3 地表水文收支

3.1 对模拟径流量的评估

利用一个改进的 SiB2 模式模拟了各台站的地表水文收支. 图 5(a)对模拟径流深的年际变化与实际观测进行了比较. 观测的径流深为观测的径流量除以源区的总面积. 模拟的径流深是对各站点模拟的径流深取加权平均, 权重系数参见表 1. 结果显示, 黄河源区径流量的年际变化能被很好地模拟出来, 特别是在 20 世纪 80 年代后期以后, 模拟的径流变化与观测基本相同. 并且, 模拟的平均径流深也基本接近于观测(观测的径流深平均为 165.5 mm, 模式在没有进行校正的情况下加权平均的模拟值为 178.8 mm).

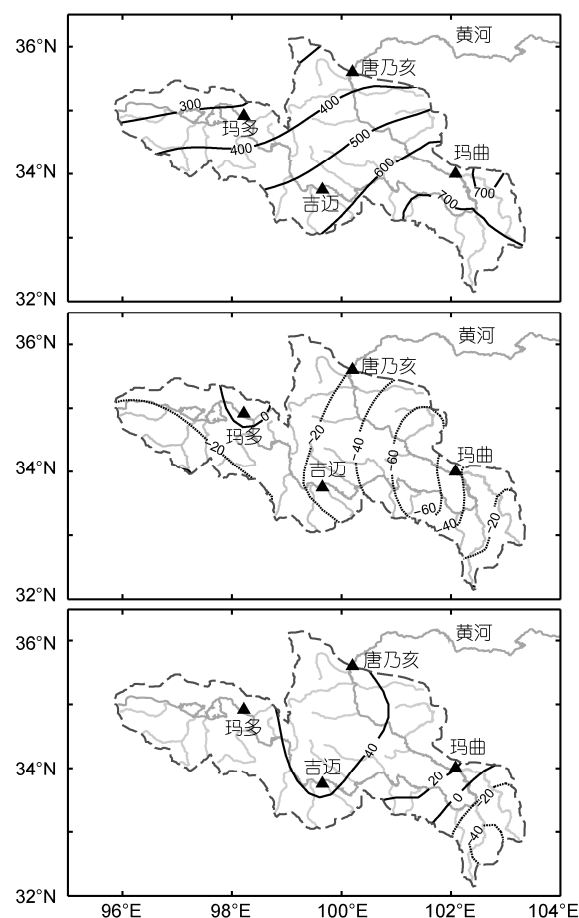


图4 黄河源区平均降水量(a)、1990~2002 年降水距平(b)和 2002 年以后降水距平(c)的空间分布(单位: mm)

以上结果显示, 本文采用的一个简单一维陆面过程模式能够较为合理地再现源区的地表水文收支. 因此, 模拟的水文收支(蒸发和径流)可以用于分析其对近代气候变化的响应.

3.2 地表水文收支的气候变化

模拟的蒸发距平的年际变化见图 5(b). 可以看出, 模拟的蒸发存在明显增加的趋势, 约为每 10 年增加 7.5 mm, 这种趋势通过了 t 检验($P < 0.05$). 模拟蒸发量的标准差要小于图 2(b)中降水和图 5(a)中径流深的标准差, 这也印证了在黄河源区降水是影响径流变化的一个直接因子. 在 20 世纪 80 年代初期以后, 模拟的蒸发相对高于以前; 在 2002 年之后, 距平进一步增加, 并在很大程度上抵消了区域平均降水量的增加, 使得在 2002 年后径流仍然持续偏低.

土壤蓄水是地表水文循环的一个环节. 然而, 模

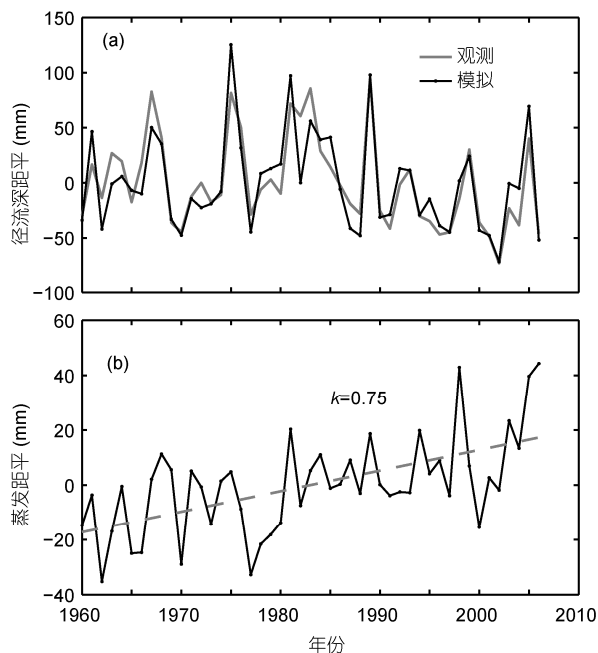


图 5 模拟的径流深的年际变化及与观测的比较(a)和模拟的年蒸发距平的年际变化(b)

拟的源区土壤年平均含水量的变化趋势非常弱, 相对于降水、径流和蒸发的变化而言基本可以忽略. 因此, 我们认为, 在年尺度上源区的径流主要受降水和蒸发的控制.

与图 4(a)中降水的空间分布相似, 黄河源区的年平均蒸发量也呈现从东南向西北递减的分布特征. 图 6(a)显示了 1990~2002 年间蒸发距平的空间分布, 蒸发在东南部和部分西北部区域为较小的正距平, 而在源区的东北部为负距平, 总体上使得源区区域平均的蒸发量接近气候平均值. 在 2002 年以后, 源区的蒸发都为正距平(图 6(b)), 较大的正距平出现在西部和东南部. 从图 4 和 6 所示的蒸发距平和降水距平的空间分布和变化可知, 源区的水文平衡发生了变化. 在源区的西北部, 在 1990 年以后蒸发的增加/减少基本与降水的增加/减小相接近, 产流变化较小; 在源区的东北部, 在 1990~2002 年期间降水的减少量超过了蒸发的减少量, 产流有一定程度的减少, 而在 2002 年以后, 由于降水的增加量超过了蒸发的增加量, 产流有所增加; 在源区的东南部——重要的产流区, 在 1990 年以后由于降水的减少和蒸发的增加, 产流有明显减少, 特别是在 2002 年以后, 尽管部分地方降水增加但该区域的蒸发进一步增加, 抵消了降水的增加, 产流依然偏少. 因此可以说, 唐乃亥水

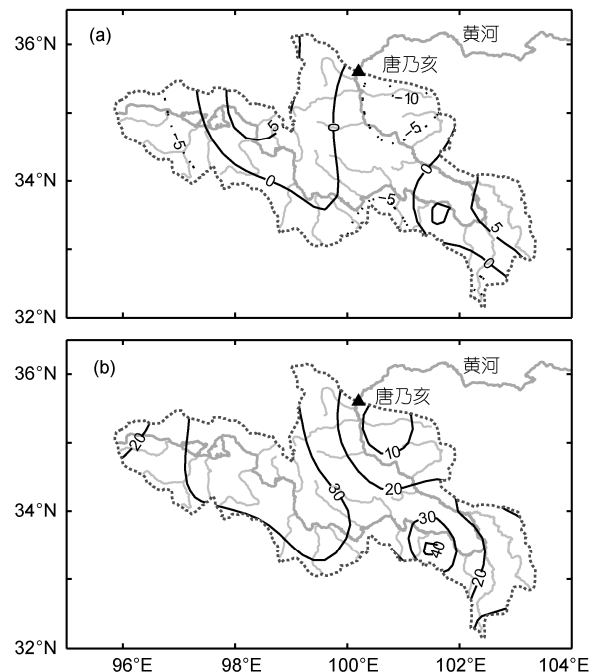


图 6 在 1990~2002 年期间(a)和 2002 年以后(b)蒸发距平的空间分布(单位: mm)

文站径流量在 1990 年后的显著减少, 主要是由于源区东南部产流的一直偏少.

3.3 蒸发对气候变化的响应

图 5(b)中所示的区域平均蒸发量与区域平均的降水量、气温、比湿均存在明显的正相关, 与 1969 年以后的风速存在负相关. 由于某些气象强迫场如降水和日照时数的变化在各台站存在较大差异, 同时, 地表增温、变湿和风速减弱在源区基本为同时发生, 为此我们只统计了各个站点上蒸发(E_v)与降水(Pr)、气温(T_a)和短波辐射(R_{sw})的相关系数, 以 R 表示. 表 2 给出了它们在年尺度上的相关系数. 可以看出, 在较干旱的地区(平均年降水量低于 500 mm)和较湿润的地区(平均年降水量高于 500 mm), 总体上具有明显不同的统计特征. $R(Pr, E_v)$ 的值在干旱区均为正值并且有显著的相关关系, 并沿着向湿润区方向数值减小. $R(T_a, E_v)$ 和 $R(R_{sw}, E_v)$ 的值在干旱区一般较小并且不显著, 但在湿润区它们均为正值并且相关关系一般都较为显著. 这意味着, 在年尺度上, 干旱区的蒸发主要受降水量的控制, 因为该区域的能量对蒸发而言是相对充足的但是降水量比较有限. 这点不同于 Lan 等人^[32], 他们的观点认为在干旱区

表2 各气象台站强迫场与模拟的蒸发量之间在年尺度上的相关系数^{a)}

站点	Pr (mm)	$R(Pr, E_v)$	$R(T_a, E_v)$	$R(R_{sw}, E_v)$
玛多	311.7	0.641	0.474	-0.023
兴海	354.9	0.795	0.096	-0.226
同德*	425.9	0.571	0.278	-0.070
达日	545.9	0.382	0.659	0.461
玛曲	601.6	0.210	0.605	0.569
若尔盖	649.9	0.353	0.645	0.446
红原	750.1	0.245	0.474	0.045
久治	752.8	0.289	0.669	0.484

a) 表中 Pr , E_v , T_a 和 R_{sw} 分别表示降水、蒸发、近地表气温和向下短波辐射。黑体表示相关通过了 t 检验 ($P < 0.05$)。*, 同德站只模拟了 1954~1998 年的水文收支, 在 1998 年以后由于气象数据缺失而没有模拟

蒸发的增加主要是由于快速增暖导致的。而在湿润区, 蒸发受能量和降水的共同控制, 顺着从干燥台站向湿润台站的方向, 降水变得逐步充足, 此时能量对蒸发的影响变得更加重要。

因此, 干旱区在 1990 年以后降水量的增加/减少引起蒸发相应的增加/减少, 气温升高也导致蒸发在一定程度上增加, 这使得在西部和北部的干旱区产流的变化相对较小。然而, 在湿润区, 1990 年以后由于降水的减少和变暖导致的蒸发增加, 该区域的产流大大减少。即使在 2002 年以后源区平均降水偏多, 但是降水更多地增加在干旱区, 增加的降水大部分转化为蒸发了, 对产流增加的贡献不大; 降水在湿润

区部分增加, 但是由于变暖, 蒸发增加更多, 产流并没有明显增加。正是由于这样的响应, 径流量在 1990 年以后一直持续偏低, 即使在 2002 后降水偏多时也是如此。

4 结论

黄河源区在最近几十年来正经历着快速的变暖、变湿和风速减弱。源区平均降水量在 20 世纪 90 年代偏少, 在 2002 年以后又偏多, 而径流量在 20 世纪 90 年代以来持续偏低。本文调查了黄河源区水文收支对近代气候变化的响应。无论是区域平均或各个站点, 降水是影响径流的一个最直接因子。然而, 在 1990 年以后径流的偏低不能完全由降水量和降水强度的变化来解释, 降水空间配置的变化是影响径流对降水变化响应的另一个重要因子。在源区的干旱区, 由于蒸发主要受降水量控制并且大部分的降水变化转化为蒸发了, 径流的变化对降水的变化不很敏感。因此, 干旱区(西部和北部)的产流对总径流的贡献较小, 并且无论是在降水量较少的 20 世纪 90 年代还是在降水偏多的近几年, 产流的变化也较小。另一方面, 湿润区(东南部)的产流对降水变化非常敏感, 能量是影响蒸发的一个更为重要的因子, 因此, 即使在 20 世纪 90 年代降水有所减少, 但由于快速变暖导致蒸发增加, 和在 2002 年后降水部分增加但是蒸发增加更多, 使得湿润区的产流一直明显偏少。上述两种不同的响应很大程度上导致了源区的径流到目前为止依然持续偏低。

参考文献

- 1 赵卫民, 王庆斋, 刘晓伟, 等. 黄河流域典型水文分区产流研究. 郑州: 黄河水利出版社, 2006. 1-233
- 2 蓝永超, 康尔泗, 马全杰, 等. 龙羊峡水库入库径流变化特征及趋势预测. 冰川冻土, 1999, 21: 281-285
- 3 Liu X D, Chen B D. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. Int J Climatol, 2000, 20: 1729-1742
- 4 Kang S C, Xu Y W, You Q L, et al. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau. Environ Res Lett, 2010, 5: 015101, doi: 10.1088/1748-9326/5/1/015101
- 5 勾晓华, 邓洋, 陈发虎, 等. 黄河上游过去 1234 年流量的树轮重建与变化特征分析. 科学通报, 2010, 55: 3236-3243
- 6 Li D F, Tian Y, Liu C M, et al. Impact of land-cover and climate changes on runoff of the source regions of the Yellow River. J Geogr Sci, 2004, 14: 330-338
- 7 刘晓燕, 常晓辉. 黄河源区径流变化研究综述. 人民黄河, 2005, 27: 6-14
- 8 牛玉国, 张学成. 黄河源区水文水资源情势变化及其成因初析. 人民黄河, 2005, 27: 31-36
- 9 陈利群, 刘昌明. 黄河源区气候和土地覆盖变化对径流的影响. 中国环境科学, 2007, 27: 559-565
- 10 Chen L Q, Liu C M, Li Y P, et al. Impacts of climatic factors on runoff coefficients in source regions of the Huanghe River. Chin Geogr Sci, 2007, 17: 47-55
- 11 Zhang X S, Srinivasan R, Debele B, et al. Runoff simulation of the headwater of the Yellow River using the SWAT model with three snowmelt algorithms. J Am Water Resour Assoc, 2008, 44: 48-61

- 12 Lan Y C, Zhao G H, Zhang Y N, et al. Response of runoff in the source region of the Yellow River to climate warming. *Quat Int*, 2010, 226: 60–65
- 13 周德刚, 黄荣辉. 黄河源区径流减少的原因探讨. *气候与环境研究*, 2006, 11: 302–309
- 14 赵仁荣, 陈海潮, 朱松立, 等. 黄河源区径流变化及原因分析. *人民黄河*, 2007, 29: 15–16
- 15 邱新法, 刘昌明, 曾燕. 黄河流域近 40 年蒸发皿蒸发量的气候变化特征. *自然资源学报*, 2003, 18: 437–442
- 16 李林, 张国胜, 汪青春, 等. 黄河上游流域蒸散量及其影响因子研究. *气象*, 2000, 26: 6–10
- 17 时兴合, 秦宁生, 汪青春, 等. 黄河上游径流变化特征及其影响因素初步分析. *中国沙漠*, 2007, 27: 690–697
- 18 Yang K, Rasmy M, Rauniyar S, et al. Initial CEOP-based review of the prediction skill of operational general circulation models and land surface models. *J Meteorol Soc Jpn*, 2007, 85: 99–116
- 19 Yang K, Chen Y Y, Qin J. Some practical notes on the land surface modeling in the Tibetan Plateau. *Hydrol Earth Syst Sci*, 2009, 13: 687–701
- 20 Lepage Y. A combination of Wilcoxon's and Ansari-Bradley's statistics. *Biometrika*, 1971, 58: 213–217
- 21 Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I: Model formulation. *J Clim*, 1996, 9: 676–705
- 22 Watanabe T, Kondo J. The influence of canopy structure and density upon the mixing length within and above vegetation. *J Meteorol Soc Jpn*, 1990, 68: 227–235
- 23 Yang K, Koike T, Ishikawa H, et al. Turbulent flux transfer over bare-soil surfaces: characteristics and parameterization. *J Appl Meteorol Clim*, 2008, 40: 276–290
- 24 Ross P J. Modeling soil water and solute transport—fast, simplified numerical solutions. *Agron J*, 2003, 95: 1352–1361
- 25 Li Q, Sun S F, Dai Q D. The numerical scheme development of a simplified frozen soil model. *Adv Atmos Sci*, 2009, 26: 940–950
- 26 杨建平, 丁永建, 刘时银, 等. 长江黄河源区冰川变化及其对河川径流的影响. *自然科学学报*, 2003, 18: 595–602
- 27 Global Soil Data Task Group. Global Gridded Surfaces of Selected Soil Characteristics (IGBPDIS), International Geosphere-Biosphere Programme - Data and Information Services. Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, USA, 2000
- 28 Loveland T R, Reed B C, Brown J F, et al. Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1-km AVHRR data. *Int J Remote Sens*, 2001, 21: 1303–1330
- 29 Knyazikhin Y, Glassy J, Privette J L, et al. MODIS Leaf Area Index (LAI) and Fraction of Photosynthetically Active Radiation Absorbed by Vegetation (FPAR) Product (MOD15) Algorithm Theoretical Basis Document Version 4.0. 1999
- 30 Yang K, Qin J, Guo X F, et al. Method development for estimating sensible heat flux over the Tibetan Plateau from CMA data. *J Appl Meteorol Clim*, 2009, 48: 2474–2486
- 31 Jiang Y, Luo Y, Zhao Z C, et al. Changes in wind speed over China during 1956–2004. *Theor Appl Climatol*, 2010, 99: 421–430
- 32 Lan Y C, Zhao G H, Zhang Y N, et al. Response of runoff in the headwater region of the Yellow River to climate change and its sensitivity analysis. *J Geogr Sci*, 2010, 20: 848–860
- 33 谢昌卫, 丁永建, 刘时银. 近 50 年来长江-黄河源区气候及水文环境变化趋势分析. *生态环境*, 2004, 13: 520–523