

国家自然科学基金项目《全球气候变化对三江源地区
水资源的影响研究(40465002)》资助

三江源地区气候 水文变化特征及其影响研究

秦宁生 时兴合 汪青春 冯蜀青 主编



气象出版社
China Meteorological Press

三江源地区气候、水文 变化特征及其影响研究

秦宁生 时兴合 汪青春 冯蜀青 主编

气象出版社

内 容 简 介

本书以青藏高原三江源地区为主要的研究区域,开展了全球变化背景下以树木年轮采样和重建、三江源地区 1961 年以来的气候变化及其对生态环境的影响、三江源地区径流量变化特征及其影响、长江与黄河径流量预测模型四个方面为主要内容的研究工作,得出了一系列的研究成果,并提出了保证三江源地区可持续发展的建议。

本书对深刻理解三江源地区的气候变化事实与变化趋势、全面了解气候变化对该区生态系统所产生的影响、制定科学的适应战略与对策具有一定的参考价值。适于从事气候变化、水文水资源等研究的科研人员及相关决策部门人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

三江源地区气候、水文变化特征及其影响研究/秦宁生等主编. —北京:气象出版社,2008. 8

ISBN 978-7-5029-4572-5

I. 三… II. 秦… III. ①气候变化-影响-生态环境-研究-青海省②水文-影响-生态环境-研究-青海省
IV. P468. 244 P344. 244

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2008)第 123533 号

出版者:气象出版社

网 址: <http://cmp.cma.gov.cn>

E-mail: qxcbs@263.net

责任编辑:蔺学东 李太宇

封面设计:马 驰

印刷者:北京市中新伟业印刷有限公司

发行者:气象出版社

开 本: 787×1092 1/16 印 张: 11.5 字 数: 294 千字

版 次: 2008 年 8 月第 1 版 2008 年 8 月第 1 次印刷

印 数: 1~1000

定 价: 30.00 元

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

邮 编: 100081

电 话: 总编室: 010-68407112 发行部: 010-68409198

终 审: 章澄昌

前 言

三江源地区是长江、黄河和澜沧江的发源地,地处青藏高原东北部,地形复杂。这里不仅是青藏高原最为重要的水源涵养区,而且直接关系到下游地区的经济和社会发展及数亿人民用水问题。近几十年来,在全球气候变化和人类活动的共同影响下,三江源地区的生态环境发生了明显的变化。深刻理解三江源地区的气候变化事实与变化趋势,全面了解气候变化对该区生态系统所产生的影响,并制定科学的适应战略与对策,是实现三江源地区可持续发展的重要保证。

本文集是国家自然科学基金地区基金项目《全球气候变化对三江源地区水资源的影响研究》(40465002)部分论文的汇编,从研究内容上大体分为四个部分:

1. 树木年轮采样和重建

项目组两次赴三江源玉树、果洛等地实地考察,并在澜沧江上游杂多县囊赛乡境内原始森林中采集树木年轮样本,共采集活树 82 棵,160 条样芯。获得 717 年的树轮序列 1 条,从而取得了借以分析研究三江源地区近 700 年来气候及水资源演变特征的极为宝贵的代用资料,同时丰富了三江源地区历史气候代用资料库的内容,为今后恢复、重建青藏高原历史气候资料序列、研究高原过去气候变化规律并预测高原未来气候变化趋势提供了重要的代用资料。

2. 三江源区 1961 年以来的气候变化及其对生态环境的影响

分析表明:近 50 年来三江源地区地表气温明显上升。黄河源区增暖幅度明显高于长江源区和澜沧江源区;从季节看,冬、秋季增温明显,夏、春季增温趋势略小;整个区域最低气温上升明显,最高气温上升较少;近 20 年来变暖更为显著。三江源地区年降水量呈减少趋势,减少幅度为 $6.73 \text{ mm}/(10 \text{ a})$,与西北地区降水略呈增多的趋势并不完全一致。三江源地区年降水日数呈较为明显的减少趋势,递减率为 $2.7 \text{ d}/(10 \text{ a})$,而其年降水强度总体呈较弱的增强趋势,比中国整个西北地区的增强幅度要强。三江源地区中雪和大雪出现的站次呈增加的趋势,冬季降雪变化倾向率为 $1.454 \text{ mm}/(10 \text{ a})$,20 世纪 90 年代冬季降雪量(13.5 mm)比 60 年代(6.9 mm)增加了近一倍,冬季降雪和积雪增加的特征比较显著。冰川萎缩、冻土消融是全球气候变暖在这一特定区域响应的具体体现,1990 年代全球和三江源地区气候变暖的强度增大,地表蒸发加大、大风日数增多、干旱指数上升、地表水分损失加剧,冰川退缩和冻土消融的速度也相应加快。夏季温度升高、降水减少的暖干化趋势,90 年代以来不但没有减弱,反而有所加剧,并逐步扩展到春、秋季节,这种多数季节气候暖干化的响应背景是该地区周边冰川退缩、冻土退化、湖泊萎缩、草场退化、土地荒漠化、水土流失、生物多样性遭受破坏的最直接原因之一。

3. 三江源地区径流量变化特征及其影响

降水量、气温、地表蒸发量是影响流域径流量的主要气象因子,其影响机理完全不同。降水对流量的影响最为重要,并表现在三个方面:一是雨季和过渡季节降水量与流量呈正反馈机制;二是雨季降水量对枯季和翌年 5 月的流量有比较明显的调节作用;三是部分降水量蒸发进入大气,进行多次水分循环。气温和蒸发量对流量的影响主要出现在过渡季节,10 月气温与同期流量呈明显的正反馈机制;而 5 月、10 月地表蒸发量与同期流量也呈明显的正反馈机制。

4. 建立了长江、黄河径流量预测模型

利用西太平洋副热带高压北界位置、欧亚经向环流指数、亚洲区极涡面积指数、大西洋欧洲环流型 E、北美大西洋副热带高压脊线位置和同期、前期气温、降水等因子,建立了雨季 5—7 月和 8—10 月、过渡季节 11 月和 4 月、枯季 12 月—翌年 3 月不同时段长江、黄河径流量预测模型。

本文集在气候变化对三江源地区生态和水资源的影响事实方面得出了一些初步结论,但对气候变化导致生态系统水分平衡与水资源的供给的过程与机理尚不清楚。有研究结果表明,气候变暖导致冰雪融化可使江河源主要河流的径流增加,而器测资料结果表明降水量、蒸发量过去几十年来并没有显著的增加,这就使人们不得不思考江河源区过去几十年来大江大河的径流量在减少的原因何在?只有研究下垫面在生态系统水平衡中的作用,才能揭示江河源区气候变化的效应。

值得庆幸的是,在项目研究过程中,既出了成果,又培养了人才,尤其是一批年轻的科技人员得到锻炼和成长。我们建议,加强气候与生态系统相互作用的过程研究,探讨气温、降水等气候要素与生态系统演替趋势、生态系统功能过程的相互作用等。

三江源区特有的高山生态系统、湿地生态系统、水文系统对于气候变化高度脆弱,因此,增强适应能力,减少脆弱性是三江源区未来发展的必然选择和重要保障。基于三江源区气候变化的事实和未来趋势,在综合评估气候变化对三江源地区冰冻圈、水圈和生态系统影响的基础上,如何适应气候变化造成的这些影响,以及如何保护三江源区的生态和环境,就成为目前和今后区域发展关注的焦点。

作 者

2008 年 6 月

目 录

黄河上游径流变化特征及其与影响因素初步分析	时兴合	秦宁生	汪青春等(1)
青海高原近 40 年降水变化特征及其对生态环境的影响	汪青春	秦宁生	张占峰等(11)
长江源区现代气候及其对全球变化的响应	秦宁生	时兴合	汪青春等(19)
青海杂多圆柏年轮指示的近 700 年气候变化	时兴合	秦宁生	邵雪梅等(31)
21 世纪以来三江源地区水资源变化遥感调查研究	冯蜀青	刘青春	苏文将等(40)
1971—2004 年三江源区雨季变化的特征及其成因研究	时兴合	马占良	李有宏等(47)
太平洋海温与三江源地区春夏季降水的关系	刘青春	秦宁生	靳立亚等(55)
长江源区径流年内分配时程变化规律分析	燕华云	杨贵林	汪青春(63)
三江源地区近 50 年降水变化特征	唐红玉	杨小丹	王希娟等(68)
印度洋海温场偶极振荡与青藏高原汛期降水和温度的关系	刘青春	秦宁生	李栋梁等(78)
黄河上游径流量的变化及其预测模型研究	时兴合	秦宁生	汪青春等(86)
青海南部地区 40 多年来气候变化的特征分析	赵燕宁	时兴合	秦宁生等(94)
青海省黄河流域水资源变化趋势分析	燕华云	杨贵林	贾绍凤等(101)
青海南部冬季积雪和雪灾变化的特征及其预评估研究	时兴合	秦宁生	李栋梁等(105)
青海高原多年冻土对气候变化的响应	汪青春	李 林	李栋梁等(114)
长江源区径流量变化的特征及其预测模型研究	时兴合	秦宁生	许维俊等(121)
长江源头沱沱河区 45 年来的气候变化特征	张国胜	时兴合	李栋梁等(128)
青南地区初冬雪灾变化及环流特征分析	王希娟	时兴合	张景华等(138)
青海省春季沙尘暴特征及其异常气候背景分析	刘青春	秦宁生	张吉农等(145)
长江源区和黄河源区主要湖泊的水域变化研究	冯蜀青	肖建设	吴素霞等(151)
东亚冬季风和青藏高原气温降水的关系	刘青春		(156)
青海高原地区近 250 年来年平均气温变化及突变分析	乜国妍	秦宁生	汪青春等(161)
树木年轮指示的柴达木东北缘近千年夏季气温变化	朱西德	王振宇	李 林等(167)
青藏铁路沿线 1373 年以来气温和地温的变化研究	时兴合	李栋梁	秦宁生等(173)

黄河上游径流变化特征及其与影响因素初步分析

时兴合¹ 秦宁生^{1,2} 汪青春¹
钱有海³ 冯蜀青¹ 杨贵林⁴ 刘青春¹

(1. 青海省气候中心, 西宁 810001; 2. 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610071;

3. 青海省气象台, 西宁 810001; 4. 青海省水文水资源勘察局, 西宁 810001)

摘要:利用 1956—2005 黄河上游水文和气象台站观测的流量、气温、降水资料, 用气候诊断方法分析了该地区径流量的年代际演变特征以及影响因子。结果表明: 20 世纪 50—80 年代年平均流量呈波动性的上升趋势, 90 年代—21 世纪的前 5 年年平均流量呈下降趋势。降水量、蒸发量、气温是影响流域流量的主要气象因子, 它们的机理完全不同。枯季、雨季降水量与流量分别呈负、正反馈机制, 秋季和冬季降水量对次年春、夏季的流量有比较明显的调节作用; 4—5 月(10 月) 气温与后期 5—6 月(11 月) 流量呈负(正) 反馈机制; 枯季、雨季地表蒸发与流域的河川流量呈负反馈机制, 并且消耗的水资源量呈逐年增加的趋势。20 世纪 90 年代以来黄河上游地区河川流量的减少与降水量减少、地表蒸发量增大有关。

关键词:黄河上游; 径流量变化特征; 影响因素

1 引言

黄河上游(本文指龙羊峡以上, 下同)流域面积约占黄河流域总面积的 15.4%, 多年平均径流量占全流域总径流量的 38.5%, 平均径流模数约为全流域径流模数的 2.5 倍, 其径流量的丰枯变化不仅影响黄河上游生态环境的演变, 而且还直接影响中下游水资源量的变化。因此, 深入研究黄河上游区水资源的变化机理是黄河源区生态保护和全流域经济可持续发展的关键。

在青藏高原大江河径流量演变研究方面, 施雅风、赖祖铭等认为, 20 世纪正处于气候暖干化、水资源萎缩过程中, 江河流域的年径流量自 20 世纪 60 年代中期以来呈现下降趋势, 黄河唐乃亥站以上流域如果气温升高 2℃, 即便降水量增加 20%, 该流域的夏季径流量也将减少 3%^[1~2]; 黄河流域天然径流量是由周期性和随机性成分组成的, 夏秋季降水量对同期及落后半年之内的径流有显著贡献^[3~6]; 黄河兰州东乡以上四个流域径流有减少的趋势, 但程度各不相同, 20 世纪 90 年代径流年内分配特征出现了较大的变化, 突出表现在汛期径流量的减少^[7~8]。

黄河上游地区 20 世纪 90 年代以来的暖干化趋势, 使得三江源地区冰川退缩、冻土退化、

基金项目: 国家自然科学基金项目(40465002)和自然科学基金重大项目(40599424); 中国气象局气候变化专项(CCSF2005-2-QH22)的共同资助。

作者简介: 时兴合(1963—), 男, 青海乐都人, 高级工程师, 主要从事高原气候预测、评价和诊断。E-mail: Shixinhe@tom.com

湖泊萎缩、草场退化、土地荒漠化、水土流失、生物多样性遭受破坏^[9~17],而这些生态环境问题都与水循环和水资源有关。本文利用该地的人文、气象资料,着重分析不同季节径流量的变化规律及其与影响因素的关系,以期为黄河上游地区的经济建设和生态保护提供依据。

2 资料与方法

2.1 资料来源

主要资料包括黄河上游地区(32°~36°N,96°~103°E)11个气象台站(兴海、同德、河南、泽库、玛沁、甘德、达日、久治、玛多、玛曲、若尔盖)1956—2005年1—12月逐月降水、气温和3个水文站(达日、玛曲、唐乃亥)同期的逐月流量资料(资料由青海省气候中心和青海省水文水资源勘测局提供)。

2.2 计算方法

区域降水序列 R 的计算公式为:

$$R = W_1 \times R_1 + W_2 \times R_2 + W_3 \times R_3 \quad (1)$$

式中, R_1 、 R_2 、 R_3 和 W_1 、 W_2 、 W_3 分别为黄河上游地区 1、2、3 区的时段平均降水量和平均加权系数。黄河源头至达日段为 1 区,达日以下至玛曲段为 2 区,玛曲以下至唐乃亥段为 3 区^[18]。

地表蒸发量 E 的计算式为^[19]:

$$E = \frac{3100R}{3100 + 1.8R^2 \exp\left(-\frac{34.4T}{235.0 + T}\right)} \quad (2)$$

式中, R 为月降水量, T 为月平均气温。

变差系数 v 的计算式如下^[20]:

$$v = \frac{\sigma}{\bar{x}} \quad (3)$$

其中

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (4)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (5)$$

式中, x_i 为样本第 i 年序列值, $\bar{x}$ 为序列的多年平均值, σ 为标准差。

模比系数 Q^0 的计算式为^[11]:

$$Q^0 = \frac{Q_i}{Q_j} \quad (6)$$

Q^0 为某时段流量(或降水量、蒸发量等) Q_i 与另一时段流量(或降水量、蒸发量等) Q_j 的比值。

趋势方程计算公式为:

$$y'(t) = b_0 + b_1 t \quad (7)$$

$$b_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})(t_i - \bar{t})}{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2} \quad (8)$$

式中, $b_1 \times 10$ 称为变化倾向率, 单位为 $^{\circ}\text{C}/(10 \text{ a})$ 或 $(\text{m}^3/\text{s})/(10 \text{ a})$ 、 $\text{mm}/(10 \text{ a})$, b_1 值的符号反映上升或下降的变化趋势, $b_1 < 0$ 表示在计算时段内呈下降趋势, $b_1 > 0$ 表示呈上升趋势。 b_1 绝对值的大小表示其上升、下降的程度^[20]。

计算冬季、雨季和过渡季节降水和河川流量的历史序列, 利用计算的气象要素时间序列, 以时间为自变量, 要素为因变量, 建立一元回归(方程略)或 N 阶回归曲线模拟方程。计算模拟序列与原序列的相关系数、气候的变化倾向率以及各年代的平均值, 比较其变化的特征。用气候诊断方法分析河川流量的历史演变规律和年代际变化特征, 探讨影响河川流量的因子, 以及各因子所起的作用。

3 流量的变化

依据黄河源区不同地段 $>0^{\circ}\text{C}$ 积温的开始日期和结束日期、雨季开始日期和结束日期以及达日、玛曲、唐乃亥水文站月际流量演变特征, 将黄河源区流量分成 4 个季节来讨论其变化的特点, 其中, 5—10 月和 12 月—次年 3 月分别为雨季和枯季, 4 月和 11 月为过渡季节。

从 1956—2005 年唐乃亥月最大(图 1a)和最小流量(图 1b)的年代际变化曲线可看出, 雨季最大流量上升的次年, 月最小流量也上升, 50 年来月最大和最小流量基本经历了一个“枯—丰—枯”的历史变化过程, 1995—1997 年、2000—2002 年月最大流量均没有超过 $1000 \text{ m}^3/\text{s}$, 2003 年月最小流量没有超过 $100 \text{ m}^3/\text{s}$, 月最大值和最小值均出现在 1995 年以后。月最大和月最小流量的变化倾向率均为负值, 分别为 -44.14 、 $-32.85 (\text{m}^3/\text{s})/(10 \text{ a})$ 。

计算得出, 唐乃亥站枯季、雨季和过渡季节 4 月、11 月平均流量的变化倾向率均为负值, 分别为 -5.192 、 -23.959 、 -3.697 、 $-13.602 (\text{m}^3/\text{s})/(10 \text{ a})$, 各季节平均流量与年代的相关系数值均没有通过 0.05 的显著性水平检验。

计算得出, 1956—2005 年枯季、雨季和过渡季节 4 月及 11 月均方差的变差系数分别为 0.21、0.30、0.24、0.31, 枯季变差系数最小, 过渡季节的 11 月变差系数最大。这说明枯季和过渡季节 4 月流量年际之间的波动幅度小, 比较稳定, 而雨季和过渡季节 11 月流量年际之间的波动幅度大, 不稳定。0.21~0.31 的变差系数也说明, 黄河上游的干流是以雨水、冰川融水、季节性融雪水和地下水为主要补给源的季节性河流^[21]。

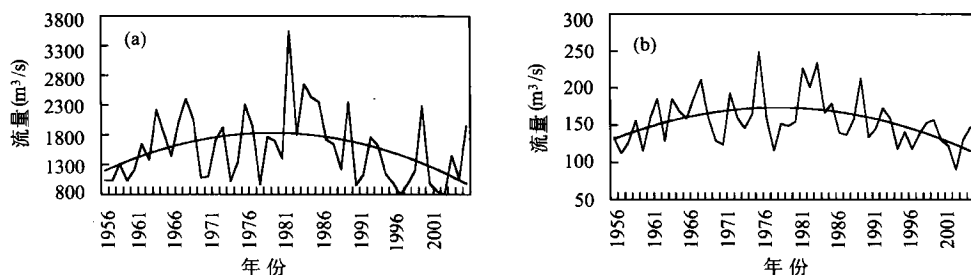


图 1 1956—2005 年唐乃亥站月最大(a)和最小流量(b)的年代际变化曲线

从唐乃亥站年平均流量的年际变化曲线(图 2b)可以看出,年平均流量年际之间的振幅变换比较频繁,偏丰与偏枯之间的转换时间较短,最长的也只有 4~5 年的时间。年流量持续偏丰时段出现在 20 世纪 80 年代前期,持续偏枯时段分别出现在 60 年代末—70 年代前期、80 年代末—90 年代中期和 90 年代末—21 世纪前期。年平均流量与雨季平均流量(图略)的年际变化趋势一致。年平均流量变化倾向率为 $-15.06(\text{m}^3/\text{s})/(\text{10 a})$ 。

从唐乃亥站年平均流量的年代际变化直方图(图 2a)可以看出,20 世纪 50—80 年代年平均流量呈波动性的上升趋势,20 世纪 90 年代—21 世纪前 5 年年平均流量呈下降趋势,年平均流量基本经历了一个“枯—丰—枯”的历史变化过程。从 10 年尺度看,20 世纪 90 年代是年平均流量的最枯时段,最丰的时段是 80 年代。以 1971—2000 年黄河上游地区年流量的 30 年均值为基准,地表径流在 20 世纪 90 年代累计减少了 320.16 亿 m^3 ,21 世纪前 5 年累计减少了 214.9 亿 m^3 ,近 15 年共减少了 535.06 亿 m^3 。

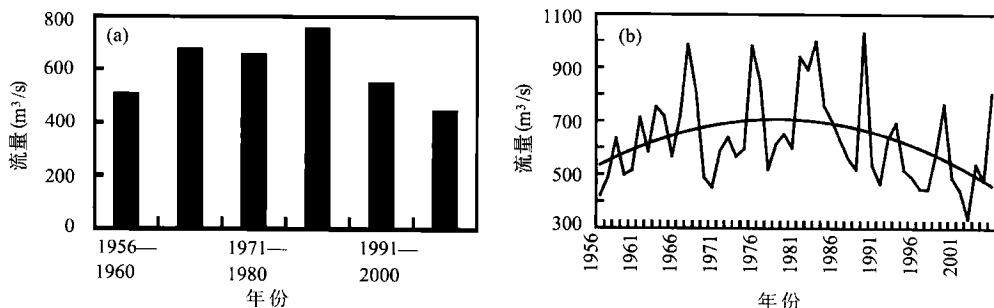


图 2 1956—2005 年唐乃亥站流量的年代际变化直方图(a)和年际变化曲线(b)

4 影响流量变化的因子

依据流域水量平衡原理,影响流量变化的主要物理因子有地表蒸发(散)量、降水量和土壤含水带中的壤中流(地表浅层)及地下径流(地表深层)。该方程一般可表示为^[21]:

$$R(t) = E(\text{pet}, z, t) + SR(z, t) + SSR(z, t) + SSD(z, t) \quad (9)$$

式中, z 为土壤含水量, R 为有效降水量, SR 为地表径流量, SSR 为壤中流, SSD 为地下径流, E 为实际的地表蒸发量, pet 为蒸发(散)能力, z 、 R 、 E 、 pet 的单位均为 mm , SSR 、 SR 、 SSD 的单位为 m^3 ,但可以转换为径流深,其单位为 mm 。依据水循环和水资源的物质总量收支平衡原理,当黄河上游影响流量的各物理因子处于稳定状态时,则(9)式可转化为:

$$SR = R - SSR - E - SSD \quad (10)$$

其中,壤中流不仅与降水量有关,而且还与土壤的性质等因素有关。蒸发量与降水量、土壤性质、地表温度、气温、风速等物理因子有关。降水量一方面与大尺度冷暖空气的水平和垂直运动交绥有关,如热带雨季爆发、热带风暴、锋面系统等;另一方面还与某地的空气水汽条件、垂直运动条件和云物理条件有关,如对流系统、地形降水系统等。可以看出,降水量、气温、蒸发量是影响黄河上游地区河川流量的主要气象因子。

4.1 降水变化及其对流量的影响

统计得出,1971—2000 年黄河上游地区的年平均总流量为 $657 \text{ m}^3/\text{s}$,其中,黄河源头至达

日段(1区)年平均流量为 $132 \text{ m}^3/\text{s}$, 达日至玛曲段(2区)年平均流量为 $337 \text{ m}^3/\text{s}$, 玛曲至唐乃亥段(3区)年平均流量为 $188 \text{ m}^3/\text{s}$ 。1、2、3区年平均流量占黄河上游地区年平均总流量的比例分别为 20%、51%、29%。利用加权方法计算全流域的平均降水序列, 加权系数由 1~3 区各区的年平均流量分别占黄河上游地区年平均总流量的百分比确定, 计算公式为: $R = 0.20 \times R_1 + 0.51 \times R_2 + 0.29 \times R_3$, 其中, R_1 、 R_2 、 R_3 分别为 1 区(玛多、达日)、2 区(久治、玛曲、若尔盖)、3 区(兴海、同德、河南、泽库、玛沁、甘德)的时段平均降水量。

计算得出, 1960—2005 年黄河上游地区枯季和过渡季节 4 月降水的气候变化倾向率分别为 $+2.977$ 、 $+0.186 \text{ mm}/(10 \text{ a})$; 而雨季和过渡季节 11 月降水的气候变化倾向率分别为 -7.765 、 $-0.14 \text{ mm}/(10 \text{ a})$ 。枯季平均降水序列与年代的相关系数值通过了 0.01 的显著性水平检验, 其他均未通过 0.10 显著性水平检验。

6 月平均降水增加和 7~11 月平均降水减少的趋势与唐乃亥站 6 月流量增加和 7—11 月流量减少的趋势完全一致, 12 月和 1—5 月平均降水增加与唐乃亥站流量减少的趋势相反。这说明雨季和过渡季节 11 月的降水是影响唐乃亥站流量的主要物理因子, 而 12 月和 1—5 月降水是影响唐乃亥站流量的次要物理因子。

从黄河上游地区各时段平均降水量与流量的相关(表 1)可看出, 枯季降水量与流量呈负相关, 降水量越大, 流量越小; 其原因是枯季降水量增多, 地表积雪增加, 气温降低, 地表冻结, 地下径流的涌升量减少。过渡季节 4 月和 11 月降水量与流量的相关系数值没有通过 0.05 的显著性水平检验, 但与同期流量仍呈正相关, 即降水量与流量基本呈同向变化趋势。雨季降水量与同期和后期流量以及年流量均呈正相关, 这说明雨季降水量是影响雨季流量、过渡季节 11 月流量和年度流量的主导因子。此外, 枯季降水量还与雨季和年度的流量呈正相关, 枯季降水量越大, 对应的雨季和年度的流量越大; 其机理是冬季降水形成的季节性和高山积雪随着气温升高而慢慢融化, 形成河川径流。

计算黄河上游地区前期平均降水量与后期流量的相关(相关系数值至少通过了 0.05 的显著性水平检验, 以下同)得出, 8—10 月降水量对后期流量的影响可达 9 个月, 8—9 月和 10 月降水量分别对次年 5 月和 6—8 月的流量仍有显著影响; 雨季 5—7 月的降水量对后期 9—12 月和次年 1—3 月的流量均有比较显著的影响, 雨季 8—10 月的降水量对后期 11—12 月和次年 1—7 月的流量都有明显的影响; 年降水量对次年 1—3 月和 5—6 月的流量有比较明显的影响。2005 年 5—7 月和 8—10 月黄河上游地区降水明显偏多, 8—10 月和 11 月流量分别比历史同期偏多 4 成和 3 成, 这也进一步诠释了前期降水与后期流量之间的相关关系。

1960—2005 年黄河上游雨季降水量与流量的归一化 $((Q^0 - 1)/\nu)$ 曲线(图 3a)可看出, 黄河上游地区雨季降水量与流量的变化趋势有 91% 的年份比较一致, 1982、1993、2003、2004 年变化趋势相反。1982 年雨季降水量偏少, 但流量明显偏丰, 其原因是 1981 年秋季流量偏丰, 地表冻结后丰富的地表水被滞留在沼泽和湿地中, 1982 年春季解冻后这些滞留水形成了较大的流量; 其二, 1981 年冬—1982 年春季黄河上游大部地区降雪量比历史同期偏多 6 成~1.8 倍, 积雪面积较大, 玛多、达日、甘德出现了比较严重的雪灾, 4—6 月季节性积雪融化也形成较大的流量。1993 年雨季降水量和流量变化趋势相反的原因与 1982 年基本相同, 但降水量和流量波动的幅度比 1982 小。2003、2004 年雨季降水量偏多, 但流量偏枯, 其机理是, 2000—2002 年雨季降水量偏少, 流量持续偏枯, 2003 年雨季降水量虽然偏多, 但前期地表干涸, 没有形成较大的河川径流, 2004 年这种状况继续维持; 其三, 河川径流还与降水的落区、性质、时段及持续时间有关^[18, 21~22], 如: 1966 年 7 月 17 日、1967 年 7 月 10 日、1981 年 7 月 7 日、1961 年

8月5日黄河上游的久治—玛曲段出现了 ≥ 50 mm暴雨日,1975年8月9日黄河源头地区也出现了 ≥ 50 mm的暴雨日。1981年6月15—21日、7月29日—8月7日、8月30日—9月14日黄河上游的玛曲—龙洋峡流域也出现了7~16天持续无间断的连阴雨天气,期间的平均降水量分别为16.3 mm、21.6 mm、67.7 mm。这些降水日数对雨季流量有较大的影响。

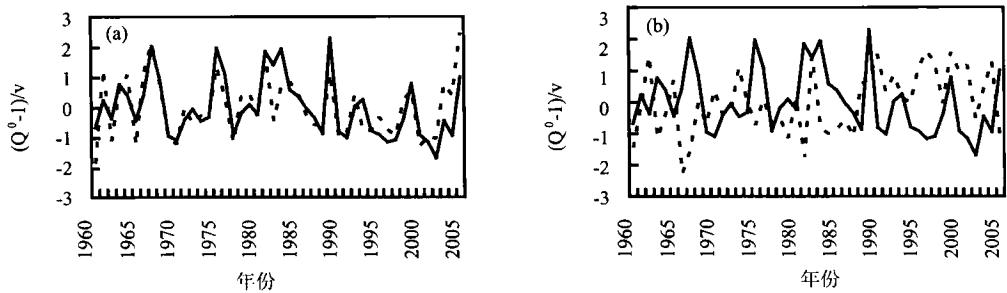


图3 1960—2005年黄河上游雨季降水量(图a虚线)与流量(图a折线)和地表蒸发量(图b虚线)与流量(图b折线)的归一化曲线

降水对黄河上游地区河川径流的影响主要体现在水分循环方面:一是枯季降水量与流量呈负反馈机制,雨季和过渡季节降水量与流量呈正反馈机制;二是前一年秋季和冬季的降水量对当年春—夏季的流量有比较明显的调节作用;三是降水的落区、性质、时段及持续日数对河川径流也有明显的调节作用;四是部分降水量蒸发进入大气,进行多次水分循环;五是雨滴降到流域表面,经过水文过程形成径流返回到海洋,海洋表面的水汽通过蒸发进入大气,经过大气环流的垂直和水平输送到达黄河源区形成云滴,云滴增长成雨滴,这个复杂的水分循环过程与天文的季节循环结合,形成更大时段的降水的季节循环。

表1 黄河上游地区各时段平均降水量、气温、地表蒸发量与流量的相关表

项目	流量					
	枯季	4月	5—7月	8—10月	11月	年度
降水量	枯季	-0.24	0.06	0.44	0.81	0.70
	4月		0.15	0.15	0.03	0.11
	5—7月			0.57	0.44	0.32
	8—10月				0.74	0.69
	11月				0.19	0.07
	年度					0.74
气温	枯季	-0.03	-0.19	0.17	-0.22	-0.10
	4月		-0.28	-0.34	-0.14	-0.26
	5—7月			-0.21	-0.15	-0.07
	8—10月				0.18	0.39
	11月				-0.03	-0.11
	年度					-0.27
地表蒸发量	枯季	-0.35	-0.18	-0.23	-0.22	-0.17
	4月		0.12	0.13	0.10	0.08
	5—7月			-0.15	-0.36	-0.23
	8—10月				-0.45	-0.20
	11月					0.16
	年度					-0.22

注:表中 $\pm 0.24 \sim \pm 0.28$ 、 $\pm 0.29 \sim \pm 0.32$ 、 $\pm 0.33 \sim \pm 0.45$ 、 $\pm 0.46 \sim \pm 0.81$ 的黑体数据分别通过了0.10、0.05、0.01、0.001的显著性水平检验。

4.2 气温变化及其对流量的影响

利用加权方法计算全流域的平均气温序列,计算原理与降水相同,计算公式为: $T=0.20 \times T_1+0.51 \times T_2+0.29 \times T_3$,其中, T_1 、 T_2 、 T_3 分别为 1、2、3 区时段平均气温。计算得出,1960—2005 年黄河上游地区年度、枯季、雨季、过渡季节 4 月和 11 月平均气温的气候变化倾向率均为均正值,分别为 $+0.271^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 、 $+0.46^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 、 $+0.149^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 、 $+0.136^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 、 $+0.483^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$;其中,年度、枯季、雨季和过渡季节 11 月平均气温与年代的相关系数值分别通过了 0.01 的显著性水平检验。枯季各月和过渡季节 11 月气温变暖有利于季节性融雪、融冰,雨季气温变暖有利于高山和高海拔地区季节性冰川的融冰和融雪。

从黄河上游地区各时段平均气温与流量的相关(表 1)可看出,年度和 4 月的平均气温对同期的流量有比较显著的影响,且两者的趋势变化相反。其原因是,4 月和年度气温偏高(低),大气降水偏少(多),地表蒸发增加(减少),形成的河川径流少(多)。8—10 月的平均气温对过渡季节 11 月的流量有显著影响;其机理是,8—10 月气温偏高(低),雨季的结束日期推迟(提前),降水量比历史同期偏大(小),地表蒸发虽然偏大(小),在整个地表的水循环过程中丰(枯)降水量占据了绝对优势(劣势),因此形成的河川径流多(少)。上一年的年平均气温与当年 1—4 月流量呈负相关(相关系数值在 $-0.24 \sim -0.39$ 之间),上一年的年平均气温偏高(低),当年 1—4 月流量偏小(大)。

计算黄河上游各区平均气温与流量的相关得出,2~3 区 3 月平均气温与 4 月流量、1~3 区 4 月平均气温与 5 月流量、1~3 区 5 月平均气温与 6 月流量均呈负相关。1 区和 3 区 8 月平均气温与 9 月流量、1~2 区 9 月平均气温与 10 月流量、1~3 区 10 月平均气温与 11 月流量、1 区和 3 区 10 月平均气温与 12 月流量均正相关,相关系数值见表 2。即 1~3 区 4 月(或 5 月)平均气温偏高(低),5 月(或 6 月)流量偏小(大);10 月(或 8 月,或 9 月)平均气温偏高(低),11—12 月(或 9 月,或 10 月)流量偏大(小)。

众所周知,月平均气温和降水量的配置有 4 种气候类型,即暖湿、暖干、冷湿、冷干型,月蒸发与平均气温的配置有 2 种气候类型,即暖蒸发型和冷蒸发型。当冷湿(暖干)气候型和冷(暖)蒸发型出现时,产流量较大(小),暖湿(冷干)气候型和暖(冷)蒸发型出现时,产流量比较小。4—5 月气温对后期 5—6 月流量有影响是 4 种气候型与 2 种蒸发型不同配置的具体体现。6—7 月平均气温与同期及后期 7—8 月流量相关不明显,可能与平均气温、降水、蒸发的复杂配置有关,也与少量冰川的消融有关。这一原因有待进一步研究。

表 2 黄河上游地区前期平均气温与后期流量的相关表

相关时段和区域	1 区	2 区	3 区
3 月平均气温与 4 月流量	-0.12	-0.40	-0.44
4 月平均气温与 5 月流量	-0.59	-0.37	-0.53
5 月平均气温与 6 月流量	-0.49	-0.27	-0.31
8 月平均气温与 9 月流量	0.30	0.15	0.43
9 月平均气温与 10 月流量	0.32	0.33	0.17
10 月平均气温与 11 月流量	0.32	0.44	0.49
11 月平均气温与 12 月流量	0.29	0.19	0.54

注:表中 0.24~0.28、0.29~0.32、0.33~0.45、0.46~0.96 的黑体数据分别通过了 0.10、0.05、0.01、0.001 的显著性水平检验。

气温对流量影响主要表现在水分循环方面,一是气温影响冰川和积雪的消融,影响流域的地表蒸发量和总蒸散量,改变高原流域内湿地和山地的降水形态,改变流域下垫面与近地面层空气之间的温差^[21]。二是4月气温与同期流量呈负反馈机制。三是3、4、5月气温与后期4、5、6月的流量呈负反馈机制,而8、9、10月气温与后期9、10、11月的流量呈正反馈机制。

4.3 地表蒸发变化及其对流量的影响

利用公式(2)计算得出,1960—2005年黄河上游地区年度、枯季、雨季、过渡季节4月地表平均蒸发量的气候变化倾向率均为正值,分别为+5.945 mm/(10 a)、+1.783 mm/(10 a)、+3.247 mm/(10 a)、+0.272 mm/(10 a);而过渡季节11月为-0.006 mm/(10 a)。年度、枯季、雨季地表蒸发量与年代的相关系数值通过了0.01的显著性水平检验。

从黄河上游地区各时段平均地表蒸发量与流量的相关(表1)可看出,枯季地表蒸发量与枯季和年度流量呈负相关,5—7月和8—10月地表蒸发量与8—10月及年度流量呈负相关。枯季地表蒸发量越小(大),同期和年度流量越大(小)。5—7月和8—10月地表蒸发量越小(大),8—10月及年度流量越大(小)。黄河上游地区9月地表蒸发量与后期10—12月和次年1—3月及5—7月流量呈负相关(相关系数值在-0.44~-0.59),9月地表蒸发量越大(小),后期10—12月和次年1—3月及5—7月流量越小(大)。

从1960—2005年黄河上游雨季地表蒸发量与流量的归一化曲线(图3b)可看出,地表蒸发量与流量呈明显的负相关($R=-0.35$),但流量偏丰的1982年和偏枯的1977年的反相关关系不成立,总体看来,雨季内地表蒸发量大(小),形成的流量小(大)。

过渡季节11月降水量、地表蒸发量减少,流量呈减少的趋势,其中降水因子起到了决定的作用,即前期和同期降水量的减少量大于蒸发量的减少量。过渡季节的4月降水量和地表蒸发量呈增加趋势,流量呈减少趋势,其中地表蒸发量起到了关键的作用,即消耗了地表水资源。雨季流量减少与降水量减少、地表蒸发量增大有关。

4.4 流量的滞后性分析

计算得出,唐乃亥站流量的滞后相关系数通过0.05显著性水平检验的时段(表3),10月最长,达10个月,9月、11月和雨季8—10月为9个月,7—8月、12月和雨季5—7月为8个月,年度为7个月,1月为6个月,枯季为5个月。11月与12月流量之间的相关系数值最大,为0.95。这也说明,上年雨季7—10月、过渡季节的11月、枯季12月、1月和年度流量对后期的流量也有明显的调节作用。

5 结论

(1)黄河上游(唐乃亥段)年平均流量的变化倾向率为 $-15.06(\text{m}^3/\text{s})/(10\text{ a})$ 。20世纪50—80年代年平均流量呈波动性的上升趋势,20世纪90年代—21世纪的前5年年平均流量呈下降趋势。从10年尺度看,90年代是年平均流量的最枯时段,最丰时段是80年代。地表径流近15年共减少了535.06亿 m^3 。

(2)气温、降水量、地表蒸发量是影响流域流量的主要气象因子,其影响机理完全不同。

降水对流量的影响主要有:一是枯季降水量与流量是负反馈机制,雨季和过渡季节降水量

与流量是正反馈机制；二是前一年秋季和冬季的降水量对当年春—夏季的流量有比较明显的调节作用；三是降水的落区、性质、时段及持续日数对河川径流也有明显的调节作用；四是部分降水量蒸发进入大气，进行多次水分循环。

表3 黄河上游地区前期与后期流量的相关表

月/时段	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月
7月	.59	.25	.47	.52	.55	.65	.67	.52	.31				
8月		.41	.45	.55	.60	.64	.62	.58	.44				
9月			.67	.58	.69	.71	.65	.60	.29	.51	.28	.37	
10月				.93	.90	.86	.84	.79	.39	.44	.43	.59	.37
11月					.95	.89	.87	.81	.41	.45	.48	.56	.38
12月						.92	.91	.85	.37	.47	.46	.56	.30
1月							.96	.90	.51	.54	.37	.47	.25
年度						.91	.89	.78	.46	.44	.29	.34	
枯季									.45	.51	.43	.53	.31
5—7月	.50	.22	.39	.49	.52	.62	.64	.50	.31				
8—10月				.80	.87	.88	.84	.78	.43	.49	.32	.45	

注：表中0.24~0.28、0.29~0.32、0.33~0.45、0.46~0.96的黑体数据分别通过了0.10、0.05、0.01、0.001的显著性水平检验。

气温对流量的影响主要有：一是气温影响冰川和积雪的消融，影响流域的地表蒸发（散）量，改变高原流域内湿地和山地的降水形态，改变流域下垫面与近地面层空气之间的温差；二是3、4、5月气温与后期4、5、6月的流量呈负反馈机制，而8、9、10月气温与后期9、10、11月的流量呈正反馈机制；三是4月气温与同期流量呈负反馈机制。枯季和雨季地表蒸发量也与流量呈明显的负反馈机制。

（3）过渡季节11月降水量、地表蒸发量减少，流量呈减少的趋势，其中降水因子起到了决定性的作用，即前期和同期降水量的减少量大于蒸发量的减少量。过渡季节的4月降水量和地表蒸发量呈增加趋势，流量呈减少趋势，其中地表蒸发量起到了关键的作用，即消耗了地表水资源。雨季流量减少与降水量减少、地表蒸发量增大有关。

参 考 文 献

- [1] 赖祖铭. 1996. 气候变化对青藏高原大江河径流的影响. 冰川冻土, 18(增刊): 314—320.
- [2] 施雅风, 张祥松. 1995. 气候变化对西北干旱区地表水资源的影响和未来趋势. 中国科学(B辑), 25(9): 968—977.
- [3] 李栋梁, 张佳丽, 全建瑞等. 1998. 黄河上游径流量演变特征及成因研究. 水科学进展, 9(1): 22—28.
- [4] 杨志峰, 李春晖. 2004. 黄河流域天然径流量突变性与周期性特征. 山地学报, 22(2): 140—146.
- [5] 杨建平, 丁永建, 陈仁升等. 2005. 长江黄河源区水文和气象序列周期变化分析. 中国沙漠, 25(3): 351—355.
- [6] 李春晖, 杨志峰. 2005. 黄河流域分区天然径流量趋势性与持续性特征. 水文, 25(1): 13—17.
- [7] 刘超, 秦毅, 邓娜. 2004. 黄河上游主要干支流近期降水、径流统计特征变化分析. 水土保持学报, 18(1): 96—99.
- [8] 郑红星, 刘昌明. 2003. 黄河源区径流年内分配变化规律分析. 地球科学进展, 22(6): 585—591.
- [9] 王根绪, 程国栋. 2001. 江河源区的草地资源特征与草地生态变化. 中国沙漠, 21(2): 101—107.
- [10] 王涛, 朱震达, 赵哈林. 2004. 我国沙漠化研究的若干问题——沙漠化的防治战略与途径. 中国沙漠, 24(2): 15—123.
- [11] 李林, 汪青春, 张国胜等. 2004. 黄河上游气候变化对地表水的影响. 地理学报, 59(5): 719—816.
- [12] 马晓波, 胡泽勇. 2005. 青藏高原40年来的降水变化趋势及突变的分析. 中国沙漠, 25(1): 137—139.
- [13] 李生辰, 徐亮, 郭英香等. 2006. 近34a青藏高原年气温变化. 中国沙漠, 26(3): 29—36.
- [14] 张春来, 董光荣, 邹学勇等. 2005. 青海贵南草原沙漠化影响因子的贡献率. 中国沙漠, 25(4): 438—446.
- [15] 赵燕宁, 时兴合, 秦宁生. 2005. 青海南部地区40多年来气候变化的特征分析. 中国沙漠, 25(4): 456—462.

- [16] 封建民,王涛,谢昌卫等. 2004. 黄河源区生态环境退化研究. 地球科学进展, **23**(6):56—62.
- [17] 戚登臣,李广宇,陈文业等. 2004. 黄河上游玛曲县天然草场退化现状、成因及治理对策. 中国沙漠, **24**(4):456—462.
- [18] 时兴合,张国胜,唐红玉等. 1999. 黄河上游地区降水对水资源的影响. 气象, **25**(9):17—21.
- [19] 高桥浩一郎. 1979. 月平均气温月降水量以及蒸发散量的推定方式. 天气(日本), **26**(12):759—763.
- [20] LI Dongliang, GUO Hui, WANG Wen, *et al.* 2004. Effects of sunspot cycle length and CO₂ on air temperature along Qinghai-Xizang railway and air temperature's trend prediction. *Science in China (Series D)*, **47** supp. 131—141.
- [21] 施雅风. 1995. 气候变化对西北华北水资源的影响. 济南:山东科学出版社.
- [22] 李栋梁,刘洪兰. 2004. 黑河流量对祁连山气候年代际变化的响应. 中国沙漠, **24**(4):456—462.

青海高原近 40 年降水变化特征 及其对生态环境的影响

汪青春¹ 秦宁生^{1,3} 张占峰²
唐红玉¹ 陈 芳¹ 祁如英¹

(1. 青海省气候中心, 西宁 810001; 2. 中国大气本底基准观象台, 西宁 810001;
3. 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610071)

摘要:利用青海省 1961—2002 年 26 个代表站逐日雨量资料和高原东部地区 10 个站的降水自记资料, 分析了近 40 a 来降水量、雨日、雨强的气候变化特征。结果表明: 青海高原近 40 a 来年降水量无明显的变化, 但夏半年降水量呈减少趋势, 冬半年降水量呈明显的增多趋势; 夏半年降水量和雨日虽在减少, 但降水强度在增大; 夏半年降水量的减少主要是降水日数的减少造成的, 而冬半年降水量的增加是由于雨日增多和每个降水日平均雨量的增大所造成; 随着气候变暖, 夏、秋季降水明显偏少, 出现暖干化的气候趋势。

关键词:青海高原; 降水; 变化特征; 环境影响

20 世纪 80 年代以来, 青海高原气候明显变暖, 已成为全国变暖主要区域之一, 近 40 a 青海高原每 10 a 年平均气温升温率达 0.25°C , 气温升温率明显大于全国气温升温率, 年平均气温变化的位相超前于全国气温变化 5~6 a, 进一步证实了“青藏高原主体可能是我国气候变化的启动区”的论断^[1~3]。具有特殊下垫面的青藏高原历来受到国内外地学界的关注, 它的动力、热力作用在我国气候的形成和长期天气发展过程中占有突出地位, 在短期气候预测领域具有特殊的意义^[3~4]。近年来有关青藏高原及青海气温变化方面的研究较多^[2~9], 而对降水变化及其影响研究的较少。已有的研究表明, 降水变化存在明显的区域性特征^[1, 8~14]。青海高原占青藏高原面积的 $1/3$, 又是长江、黄河的发源地。因此, 分析揭示青海高原降水变化特征及其对气候灾害的影响, 对研究青藏高原生态环境的演变以及制定气候变化影响的对策等方面具有现实意义。

1 代表站的选择

选取青海省内的 26 个站作为代表站, 其中有 6 个国家基准站(民和、刚察、格尔木、兴海、达日和囊谦)和 20 个基本站(西宁、贵德、共和、门源、祁连、托勒、德令哈、都兰、大柴旦、冷湖、茫崖、泽库、玛多、清水河、玉树、杂多、五道梁、沱沱河、同仁和大武)。利用各站 1961—2002 年

基金项目: 国家自然科学基金项目(40465002); 国家自然科学基金重大项目(40599424)共同资助。

作者简介: 汪青春(1962—), 男, 高级工程师, 主要从事气候和应用气候服务研究。E-mail: qingchun-wang@sohu.com

此文发表在《中国沙漠》27(1)153~158, 2007。