赣江上游典型流域水沙过程及驱动因素

丁倩倩[1]，刘友存[2]，焦克勤[3]，边晓辉[1]，刘 燕[2]

(1. 江西理工大学 建筑与测绘工程学院，江西 赣州 341000；2. 江西理工大学 资源与环境工程学院，江西 赣州 341000；3. 中国科学院 西北生态环境资源研究院，甘肃 兰州 730000)

摘 要：[目的] 对赣江上游典型流域水沙过程及驱动因素进行分析，为该区域土壤侵蚀治理、土地利用和功能调整等工作提供科学依据。[方法] 根据桃江流域 1980—2015 年逐日水沙实测资料，运用 Mann-Kendall突变检验法及其它统计方法分析了桃江流域的水沙变化特征，结合水文法、双累积曲线法对降水量、径流量和输沙量三者之间的相互关系进行探讨，并以此来确定桃江流域水沙变化的驱动因素。[结果] ①桃江流域输沙量呈现显著减小趋势，突变时间出现在 2005 年，径流量同样出现递减趋势，但其递减趋势不甚显著，其递减时间开始于 2003 年。②径流量和输沙量突变开始的时间不同，水沙特性的划分阶段亦不同：径流量可划分为 1980—2002 年和 2003—2015 年 2 个阶段，输沙量可划分为 1980—2004 年和 2005—2015 年两个阶段。③桃江流域径流量在 2003—2015 年时段内年均减少量为 7.26×10^{10} m^3，输沙量在 2005—2015 年时段内年均减少量为 8.82×10^{7} t。④人类活动引起的减水量为 5.77×10^{10} m^3/a，占总减水量的 76.8%；减沙量为 8.44×10^{7} t/a，占总减沙量的 95.7%。[结论] 研究区内水沙均呈减少趋势，其中输沙量减少显著。降水与人类活动引起的减水减沙量的比值约为 4∶1。

关键词：降水量；径流量；输沙量；驱动因素；赣江上游

文献标识码：A **文章编号**：1000-288X(2018)04-0019-08 **中图分类号**：S157.1

文献参数：丁倩倩，刘友存，焦克勤，等. 赣江上游典型流域水沙过程及驱动因素[J]. 水土保持通报，2018，38(4)：19-26. DOI：10.13961/j.cnki.stbctb.2018.04.004. Ding Qianqian, Liu Youcun, Jiao Keqin, et al. Changes and driving factors of runoff and sediment yield of typical watershed in upper reaches of Ganjiang River[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2018, 38(4): 19-26.

Changes and Driving Factors of Runoff and Sediment Yield of Typical Watershed in Upper Reaches of Ganjiang River

DING Qianqian[1], LIU Youcun[2], JIAO Keqin[3], BIAN Xiaohui[1], LIU Yan[2]

(1. *School of Architectural and Surveying & Mapping Engineering, Jiangxi University of Science and Technology, Ganzhou, Jiangxi* 341000, *China*; 2. *School of Resources and Environmental Engineering, Jiangxi University of Science and Technology, Ganzhou, Jiangxi* 341000, *China*; 3. *Northwest Institute of Eco-environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu* 730000, *China*)

Abstract: [Objective] Studying the processes and driving factors of runoff and sediment in a typical watershed in the upper reaches of Ganjiang River, to provide bases for soil erosion control, land use and function adjustment in this area. [Methods] Daily runoff, sediment and precipitation data from 1980—2015 were used in this study. The characteristics and relationships between precipitation, runoff and sediment yield were analyzed by using Mann-Kendall method, hydrological method and double mass curve, from this the driving factors of runoff and sediment yield changes were determined. [Results] ① There was a significant decrease in sediment

收稿日期：2018-02-24 **修回日期**：2018-04-07

资助项目：国家自然科学基金项目“高山寒区流域侵蚀沉积与痕量元素迁移及其交互作用”(41471001)；赣州市重点研发计划项目(赣市财教字[2017]179 号)、江西理工大学“清江学者”拔尖人才科研启动项目(JXUSTQJBJ2017002)

第一作者：丁倩倩(1993—)，女(汉族)，安徽省安庆市人，硕士研究生，研究方向为流域水环境及其相关的地表过程。E-mail：qianqding@hotmail.com。

通讯作者：刘友存(1977—)，男(汉族)，河北省迁安市人，博士，副教授，主要从事流域水循环及水沙过程方面的研究。E-mail：liuyoucun@hotmail.com。

yield, while an abrupt change appeared in 2005. From 2003, the runoff yield also showed a decreasing but not apparent trend. ② Runoff and sediment yield were different in term of the beginning time of the abrupt change. The change of runoff was divided into two phases, which were from 1980 to 2002 and from 2003 to 2015, while the sediment yield had two change phases of 1980—2004 and 2005—2015. ③ The decrease value of annual average runoff during 2003—2015 was 7.26×10^{10} m^3. The decrease value of average annual sediment yield during the period of 2005—2015 was 8.82×10^7 t. ④ The runoff reduction volume caused by human activities was 5.77×10^{10} m^3/a, accounting for 76.8% of the total; the sediment decrease was 8.44×10^7 t/a, accounting for 95.7% of the total sediment yield. [Conclusion] Runoff and sediment yield were all reduced, and the amount of sediment yield was reduced significantly. Either for runoff reduction or for sediment discharge, the ratios caused by precipitation and human activities was about 4∶1.

Keywords: runoff; sediment yield; driving factors; the upper reaches of Ganjiang River

河流的水沙变化不仅受流域内降水、下垫面和河床演变等自然因素的影响,亦是水利工程和河道改造等人为因素的反映[1]。如何定量区分自然因素和人为因素对河流水沙变化的影响,已成为国内外河流水沙研究的热点。同时,水沙作为天然水体中所携带的固体颗粒,不仅对河道形态、洪水特征、河道生态和河口沉积地貌等有着很大的影响[2-3],而且是水利和防洪工程、水资源合理利用和保护以及水土保持等方面必须考虑的重要因素[4-5]。自 1753 年布朗姆斯(Brahms)提出水沙起动流速与重量的 1/6 次方成正比关系以来[6],国际上很多学者[7-8]对河流水沙变化及其影响因素以及河流输沙变化所引起的河口地区的冲淤演变和环境变化等进行了观测研究。1950s 以来,随着我国对河流水沙治理的日益重视,使得水沙学科体系逐步得到完善,并在非均匀悬移质输沙[9]、泥沙运动统计理论[10]、水流挟沙能力[11-12]、水库淤积和河流模拟[13-14]等方面取得了一批重要成果。近年来,围绕黄河小浪底[15]和长江三峡[16]工程的水沙问题以及黄河水沙调控[17]等重大工程问题的研究也取得了引人注目的进展。然而,针对江南典型流域输沙过程的时间序列特征及成因分析,以及进一步探讨河流输沙与气候变化相互关系的研究较少,尤其是定量地分析流域的径流和输沙时空变化特征,并探讨水沙过程对自然因素与人类活动的响应研究更少。为此,本研究以赣江重要的支流桃江流域为研究对象,运用数理统计分析(双累积曲线和 Mann-Kendall 法)和 3S 技术等方法,依据流域内过去 36 a 逐日实测降水、径流和输沙资料,分析了桃江流域输沙过程的时间序列特征及其与气候变化的相互关系,进一步探讨桃江河流输沙与气候和人类活动的关系,以期为桃江乃至赣江流域的社会、经济与生态环境的可持续发展,特别是流域内土壤侵蚀治理、土地利用和功能调整等提供科学的依据。

1 研究区概况

桃江流域位于 24°28′—25°53′N,114°11′—115°19′E,流域面积约 8 440 km^2。桃江流域主要由中低山和丘陵组成,海拔从南至北逐渐降低[17]。流域上游和东侧边缘山地海拔较高,呈弧形,最高海拔为1 383 m;中下游地势虽有起伏,但较为和缓,平均海拔约 300 m,而与贡江交汇处海拔低于 200 m。桃江流域属于亚热带湿润季风气候区,气候温润,光照充足,雨量丰沛。年均降水量为 1 580.6 mm,降水年内分配不均匀,3—8 月(汛期)约占全年降水量的 74%左右。降水量年际差别较大,丰水年约为枯水年的 2 倍。桃江的丰水期、平水期和枯水期特征很明显,而径流的年内和年际变化受降水控制。

2 资料与研究方法

2.1 资料来源

选取了桃江流域控制站—居龙滩水文站 36 a 的逐日径流量和输沙量实测资料;以及流域内 27 个站点的逐日降水量实测资料,运用泰森多边形的插值方法由各站点降水量推算出整个流域的降水量,从而得到 1980—2015 年桃江流域的逐日降水量。

2.2 研究方法

2.2.1 水文法 水文法是用流域水沙的观测资料分析水土保持措施减水减沙作用的一种方法[19]。它以治理前(基准期)的实测水沙资料,建立降水产水产沙量数学模型,然后将治理后的降水因子代入所建模型,计算出相当于治理前的产水产沙量,再与治理后的实测水沙量进行对比,其差值即为经过治理后减少的水沙量。如果将治理前的实测水沙量视为天然产水产沙量,那么,根据治理后的降水因子用产流产沙模型计算出的产流产沙量,就相当于治理后降水条件

下所产生的天然产流产沙量,两个时段天然产流产沙量的差值即为降水变化对产流产沙的影响量。相应地,如果将模型计算的天然产流产沙量与同一时段实测的水沙量相减,即可视为人类活动对产流产沙的影响量。

2.2.2　双累积曲线法　双累积曲线法是检验两个参数间关系一致性及其变化的常用方法。Searcy 等[20]认为,如果双积累曲线的斜率发生突变(Break)则意味着 2 个变量之间的比例常数发生了改变或者其对应的累积值的比可能根本就不是常数。若接受 2 个变量累积值之间直线斜率已发生改变,那么斜率发生突变点所对应的年份就是两个变量累积关系出现突变的时间。

设有 2 个变量 X(参考变量或基准变量)和 Y(被检验变量),在 N 年的观测期内,有观测值 X_i 和 Y_i,其中 $i=1,2,3,\cdots,N$。首先对变量 X 和变量 Y 按年序计算各自的累积值,得到新的逐年累积序列 X_i'和 Y_i',其中 $i=1,2,3,\cdots,N$,即:

$$X_i'=\sum_{i=1}^{n}X_i \tag{1}$$

$$Y_i'=\sum_{i=1}^{n}Y_i \tag{2}$$

然后,在直角坐标系中绘制两个变量所对应点累积值的关系曲线。绘制的曲线图一般以被检验的变量为纵坐标(即 Y 轴)、参考变量或基准变量为横坐标(即 X 轴)。

2.2.3　Mann-Kendall 法(M-K 法)　M-K 法[33]是用来评估水文气候要素的时间序列趋势的检验方法。

设一时间序列为:$X_1,X_2,X_3,\cdots,X_n$,构造一序列 m_i,m_i 表示 $X_i>X_j(1\leqslant j\leqslant i)$的样本累积数。定义 d_k:

$$d_k=\sum_{i}^{k}m_i \quad (2\leqslant k\leqslant n) \tag{3}$$

其中:d_k 的均值、方差定义为:

$$E[d_k]=\frac{k(k-1)}{4} \tag{4}$$

$$\mathrm{var}[d_k]=\frac{k(k-1)(2k+5)}{72} \quad (2\leqslant k\leqslant n) \tag{5}$$

在时间序列随机独立的假定下,定义统计量:

$$\mathrm{UF}_k=\frac{d_k-E[d_k]}{\sqrt{\mathrm{var}[d_k]}} \quad (k=1,2,3,\cdots,n) \tag{6}$$

式中:UF_k——标准正态分布,给定显著性水平 a,查正态分布表得到临界值 t,当 $\mathrm{UF}_k>\mathrm{t}$,表明序列存在一个显著的增长或减少趋势,绘制时间序列 UF_k 的曲线 L_1,通过显著性检验可得知其是否具有显著性趋势。将时间序列 X 按逆序排列,再重复上述的计算过程,并将计算值乘以 -1,得到 UB_k,UB_k 的时间序列曲线用 L_2 表示,当曲线 L_2 超出置信区间,即表示存在明显的变化趋势。若 L_1 和 L_2 在置信区间内存在交点,则此点为突变点的开始。

2.2.4　连续小波变换(CWT)法　如果函数 $\Psi(t)$满足以下容许条件:

$$C_\Psi=\int\frac{|\Psi(\omega)|^2}{|\omega|}\mathrm{d}\omega<\infty \tag{7}$$

则称 $\Psi(t)$为一个基本小波[21],并定义如下的积分变换:

$$(W_\Psi f)(a,b)=|a|^{-\frac{1}{2}}\int f(t)\overline{\Psi}\left(\frac{t-b}{a}\right)\mathrm{d}t,\quad f(t)\in L^2(R) \tag{8}$$

式中:$f(t)$——$\Psi(t)$为基本的积分连续小波变换;a——尺度因子,表示与频率相关的伸缩;b——时间平移因子。

3　分析与讨论

3.1　水沙变化

3.1.1　水沙年际变化　依据桃江流域 1980—2015 年的年均径流量和输沙率的实测数据,在 1980—2015 年的时间序列上,径流量和输沙率总体上呈降低趋势,但径流量的降低趋势不是很明显,只是略有下降。输沙率的下降趋势则较为明显,降低幅度比较大。在输沙变化过程中,1991 和 2004 年达到极小值,同期的径流量也为极小值。从 2007—2015 年输沙量呈显著下降趋势,而同期的径流量并没有明显的减小。另外,年平均输沙率通过了 0.01 显著性水平的相关性检验,而年平均径流量则未通过显著性相关检验。

3.1.2　水沙年内变化　依据桃江流域 1980—2015 年的年内月平均径流量和输沙率的实测数据,桃江流域的径流量在上半年不断增加,6 月达到最大值,下半年则不断减小。总体上,径流量在 3—6 月较大,为丰水期。输沙率在 3—6 月远远大于其他月份,其中 4 月的输沙率达到最大值为 94.50 kg/s,5—6 月稍有递减,分别为 92.83 和 87.58 kg/s。

3.1.3　水沙变化的突变分析　采用 M-K 法对桃江流域逐年径流量和输沙率做 M-K 突变检验,结果如图 1 所示。由图 1 可以看出,径流量的 UF_k 统计量在 1997—1998 年,2001—2003 年为正值,其余年份均为负值,表明径流量呈下降趋势。但是 UF_k 统计量值除了 1989 和 1991 年超过了显著性水平为 的临界值,其余年份的统计量值均未超过该显著性水平的

临界值，故径流量的下降趋势并不显著。从图 2 总体来看，径流量的 UF_k 统计量值波动变化较多。在 1991 年之前，虽然其值上下波动过 3 次，但总体为下降趋势，其变化值域没有超过 0。在 1991—1998 年 UF_k 呈上升趋势，而在 1997—1998 年超过了 0 值，表明径流量为增加，紧接着在 1998—2002 年 UF_k 呈先下降后上升。从 2002 年开始 UF_k 开始呈明显的下降，但其值并未超过显著水平 的临界值，说明径流量虽有下降，但并不显著。正逆序列的 M-K 统计量值 UF_k 和 UB_k 在 2002 年后出现了 7 个交叉点（分别为 2003—2004 年，2005 年，2007 年，2009—2010 年，2010—2011 年，2011—2012 年和 2012—2013 年）。结合桃江流域水利工程情况（表 2）可知，五渡港水库于 2004—2005 年加固维修，其库容量为 3.33×10^7 m^3，桃江电站于 2004 年建成投入使用，其库容量为 3.71×10^7 m^3，而居龙滩电站于 2007 年建成投入运行，其库容量为 7.76×10^7 m^3，3 个水电站都属于大型水库，其拦水拦沙作用比较明显，故径流量在上述几个年份出现突变是合理的。采用 M-K 法对桃江流域逐年输沙率进行的突变检验，由图 1 可以看出，输沙率的 UF_k 统计量值除了 1996 年为正值，其余年份均为负值，表明输沙率在整个时间序列中以下降为主。在 2007 年输沙率的 UF_k 统计量值超过了显著性水平 的临界值，其下降趋势更为显著。正逆序列的 M-K 统计量值 UF_k 和 UB_k 在 2005—2006 年间出现一个交叉点，且交叉点位于显著性水平临界值的范围之内，因此，可以认为 2005 年即为输沙率的突变年份。

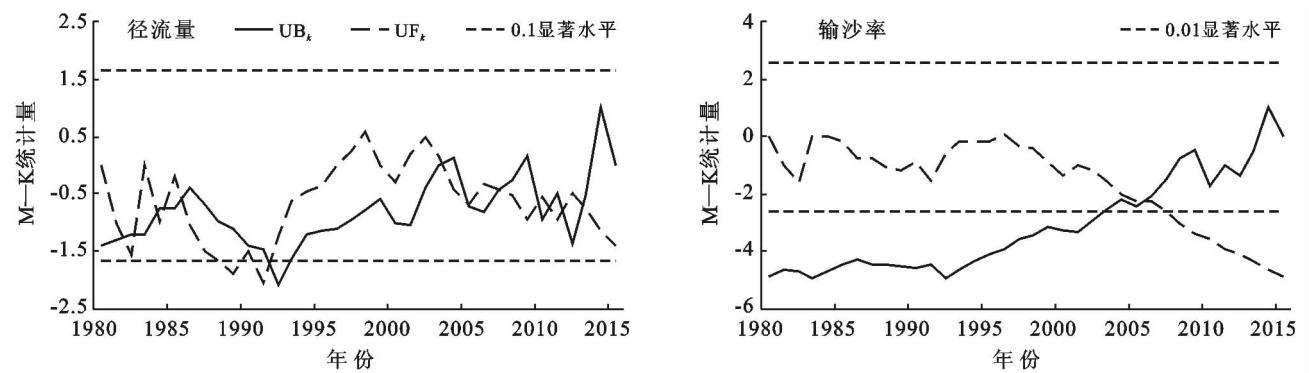


图 1 桃江流域径流量和输沙率的 M-K 突变检验

总体看来，径流量和输沙率的 M-K 统计量值绝大部分为负值，故径流量和输沙率均呈现减小趋势。在 1980—1982 年径流量和输沙率的 M-K 统计量值 UF_k 不仅为负值，而且呈现递减趋势，到了 1983 年径流量和输沙率的 M-K 统计量值 UF_k 又上升到 1980 年的位置。1983—1991 年径流量的 M-K 统计量值 UF_k 呈现波动减小，同期的输沙率 M-K 统计量值 UF_k 同样呈现波动减小，但在其变化过程中波动起伏很小，波动起伏的时间节点基本与径流量 M-K 统计量值 UF_k 的时间节点相吻合。1991—1998 年径流量的 M-K 统计量值 UF_k 呈递增趋势，同期的输沙率 M-K 统计量值 UF_k 同样呈现上升趋势，但其上升的速度较缓慢，且上升幅度没有前者大。从 1999 年开始，径流量和输沙率的 M-K 统计量值 UF_k 均呈现下降趋势，前者的下降幅度相对较小，且起伏波动较多。后者则呈现递减趋势，1999—2006 年虽有较小幅度的起伏，但总体下降幅度较大。从整个时间序列来看，径流量和输沙率的 M-K 统计量值 UF_k 的变化趋势基本上是同步的，只是在 1999 年前，前者的变化幅度大，起伏波动较明显；而在 1999 年后，后者的减小幅度要比前者大很多。

3.1.4 水沙变化周期分析 图 2 中细实线表示影响锥（the cone of influence，COI），在该曲线以外的能量谱由于受到边界效应的影响而不予考虑，粗实线表示通过 95%置信水平显著性检验的临界值。桃江流域 1980—2015 年的逐月降水量、径流量和输沙量在时频域中都存在不同尺度且通过 0.05 置信水平检验的显著周期（图 2）。降水量在 1980—1990 年和 1991—2015 年均在时频域低能区存在 9—15 个月的周期。径流量在 1980—1990 年间、1991—1997 年和 2004—2013 年在时频域低能区分别存在 6—16 个月，10—16 个月和 10—15 个月的周期。输沙量在 1981—1990 年和 1991—1997 年在时频域低能区存在 10—16 个月的周期。

3.2 驱动因素分析

3.2.1 降水 桃江流域在 1980—2015 年时段内逐年降水量如图 3 所示。从图 3 可以看出，在 1983 年达到最大值为 2 007.9 mm。从 1983—1989 年为递

减波动趋势,在 1989 年达到最小值为 1 277.2 mm,1990 年又上升到 1 704.4 mm,而到 1991 年再次降到整个时间序列的最小值为 1 106.9 mm。1992 年上升到 1 912.4 mm,在 1992—2002 年时段内除 1999 年为 1 404.6 mm 外,其余年份均达到 1 500 mm 以上。到 2003 和 2004 年降水量再次降低,且均低于 1 200 mm。2005—2015 年时段内呈现波动变化,但在 1 500 mm 上下波动,所有值均大于 1 200 mm。从 1980—2015 年的降水量变化过程来看,呈现微弱的递减趋势,其变化趋势可用线性拟合(图 3),但年平均降水量没有通过显著性相关检验。

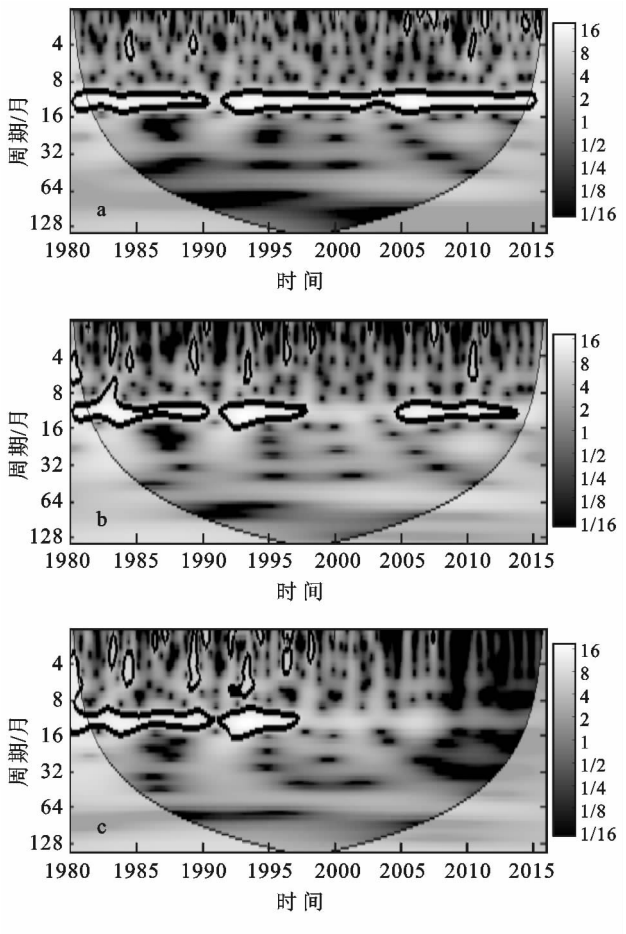


图 2　桃江流域连续小波变换能量谱

桃江流域的年平均降水量为 1 580.63 mm,由流域降水量的年内分布情况可知(图 3),3—8 月为丰水期,占全年降水量的 73.7%;10—1 月为枯水期,占全年降水量的 12.8%;2 和 9 月为平水期,占全年降水量的 13.5%。

由 1980—2015 年桃江流域月降水量的时间序列单累积曲线可以看出(图 4a),桃江流域的降水量随着时间其累积值与时间呈线性相关关系,其线性拟合方程的拟合优度 R^2 达到 0.999 7,说明桃江流域的降水量随着时间的变化并没有显著性的增加或减少。由 1980—2015 年桃江流域月径流量的时间序列单累积曲线可知(图 4b),桃江流域径流量总体减小趋势不明显,但存在小幅度的下降,结合图 1,可将 2003 年确定为径流量的一个分界点,并以此求出径流量的减少量。第一阶段(1980—2002 年)的线性拟合的拟合优度 R^2 为 0.998 3,第二阶段(2003—2015 年)的 R^2 为 0.996 9,第二阶段相对第一阶段的拟合曲线其斜率有所减小,说明径流量在第二阶段相对第一阶段有所减少。从 2004 年开始,年均径流量减少 7.26×10^{10} m^3。由流域 1980—2015 年的逐月输沙率的时间序列单累积曲线可知(图 4c),输沙率在 2005 年发生了突变,其输沙量明显存在两个阶段的变化。第一阶段(1980—2004 年)的线性拟合的拟合优度 R^2 为 0.995 7,第二阶段(2005—2015 年)的 R^2 为 0.896 2。第二阶段的线性拟合曲线斜率明显小于第一阶段,也就是说,从 2005 年开始每年输沙率的累积值减小,平均每年的输沙量减少量为 8.82×10^7 t。由桃江流域 1980—2015 年降水量和径流量的时间序列双累积曲线可知(图 4d),双累积曲线在 2003 年发生突变,第一阶段(1980—2002 年)拟合曲线的拟合优度 R^2 为 0.999 6,第二阶段(2003—2015 年)的 R^2 为 0.999,第二阶段拟合曲线的斜率要小于第一阶段的。根据“水文法”计算得到(表 1),2003—2015 年桃江流域人类活动造成的年均径流量较 1980—2002 年的年均径流量减少了 5.77×10^{10} m^3,占年均总径流量减少量的76.77%;其次因降水量减少引起的径流量减少了1.49×10^{10} m^3,占年均径流量减少量的23.23%。人类活动和降水量变化对径流量的影响之比约为 0.8∶0.2。

表 1　桃江流域减水减沙量

年 份	减少径流量/(10^8 $m^3\cdot a^{-1}$)		减少输沙量/(10^4 $t\cdot a^{-1}$)		径流产沙减少量/(10^4 $t\cdot a^{-1}$)
	人类活动	减少总量	人类活动	减少总量	
2005—2015	—	—	8 440.79	8 822.37	6 817.99
2003—2015	577.40	726.09	—	—	—

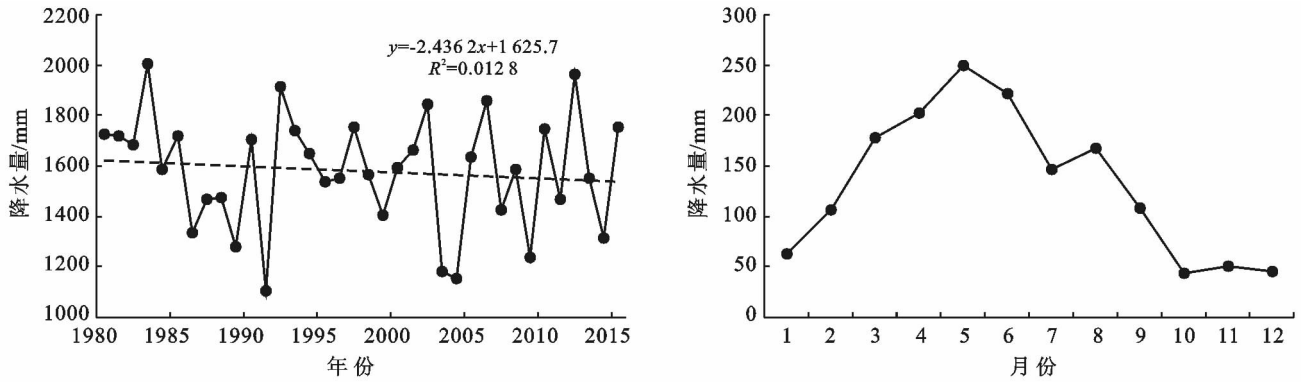


图 3 桃江流域降水量年际和年内变化

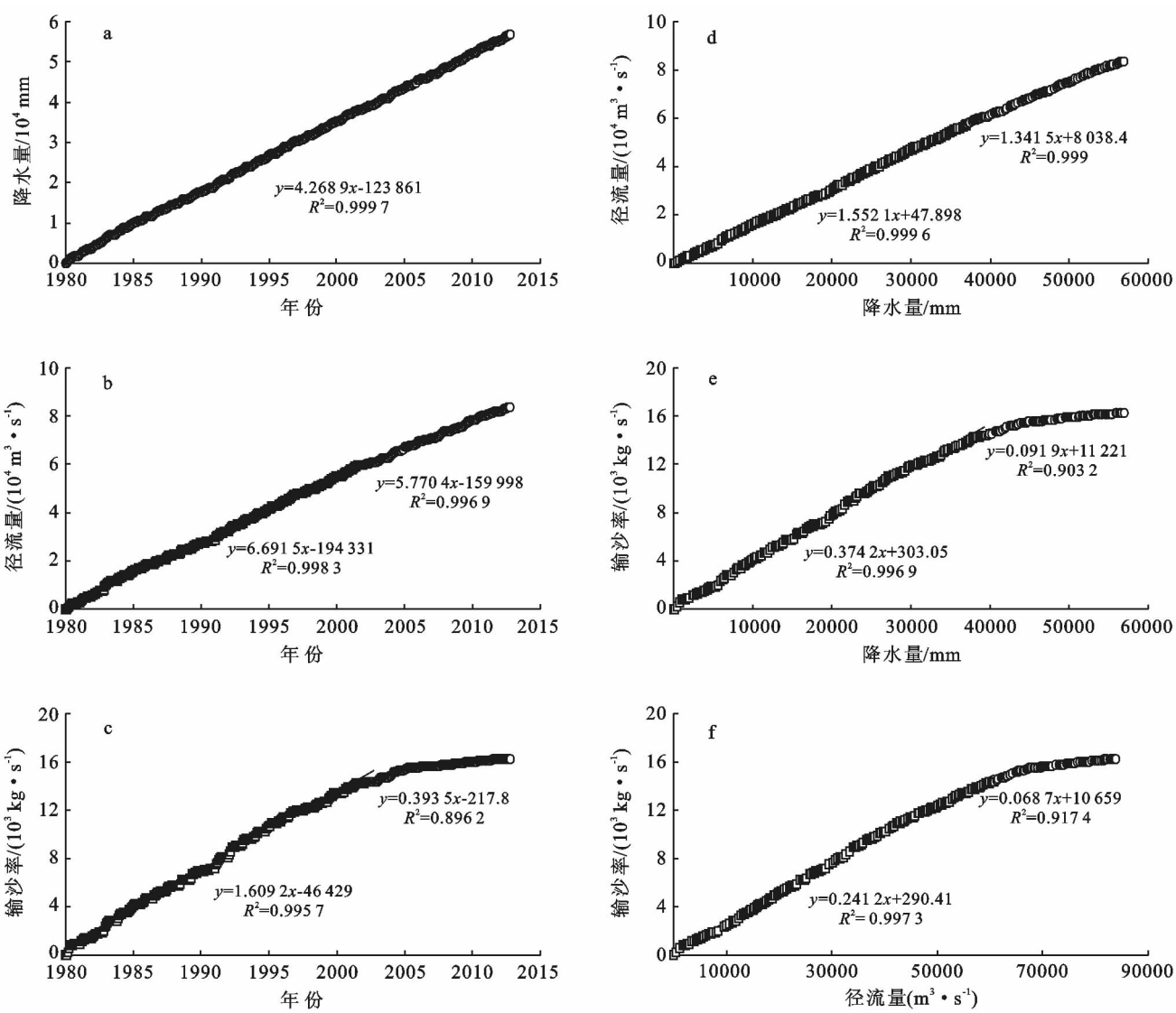


图 4 降水量、径流量和输沙率单累积和双累积曲线

由桃江流域 1980—2015 年降水量和输沙率的时间序列双累积曲线可知(图 4e),双累积曲线在 2005 年发生突变,可将曲线分为两个阶段。第一阶段(1980—2004 年)的线性拟合曲线的拟合优度 R^2 为 0.998 3,第二阶段(2005—2015 年)的 R^2 为 0.993 1。由表 1 可以看出,人类活动造成桃江流域第二阶段的输沙量比第一阶段年均减少量为 8.44×10^7 t,占总体输沙量减少量的 95.7%;其次为降水量减少造成的输沙量减少量为 3.82×10^6 t,占总体年均输沙量减少量的 4.3%。人类活动和降水量变化对输沙量

的影响之比约为 0.95∶0.05。由流域 1980—2015 年径流量和输沙量的时间序列双累积曲线曲线可知(图 4f),整个趋势与降水量和输沙率的时间序列双累积曲线图相一致,在 2005 年发生突变。1980—2004 年的线性拟合曲线的拟合优度 R^2 为 0.997 3,2005—2015 年的 R^2 为0.9174,且第二阶段的拟合曲线斜率小于第一阶段的斜率。由径流量和输沙量间的线性关系可知,2005—2015 年年均径流产生的输沙量减少量为 6.82×10^7 t。

由图 4 可知,输沙量的时间序列单累积值从 2005 年开始呈现阶段性的跃升变化。而降水量和输沙率、径流量和输沙率的双累积图也呈现同样的变化,故这些线性曲线的拟合优度均不是高。结合桃江流域输沙率的实测资料可知,输沙率在 2005 年 6 月,2006 年 7 月,2007 年 6 月,2008 年 6 月,2010 年 6 月,2011 年 5 月,2012 年 3 月,2013 年 5 月,2014 年 5 月和 2015 年 5 月均为极大值,分别为 167,140,163,66.6,79.9,57.2,48.6,50.8,52.5 和 52.6 kg/s,最小输沙率为 0.37 kg/s,除去这些极大值之后的月平均输沙率为 4.66 kg/s,输沙率的极大值要比平常值高出几十倍甚至数百倍。故而,输沙率的累积值会出现阶段性的跃升变化,进而导致降水量和输沙率、径流量和输沙率的双累积曲线呈现同样的变化。

对输沙率做归一化处理,剔除极值的影响,重新做时间序列单累积图以及与降水量和径流量的双累积曲线,得到这些线性曲线的拟合优度均在 0.99 以上(图 5)。

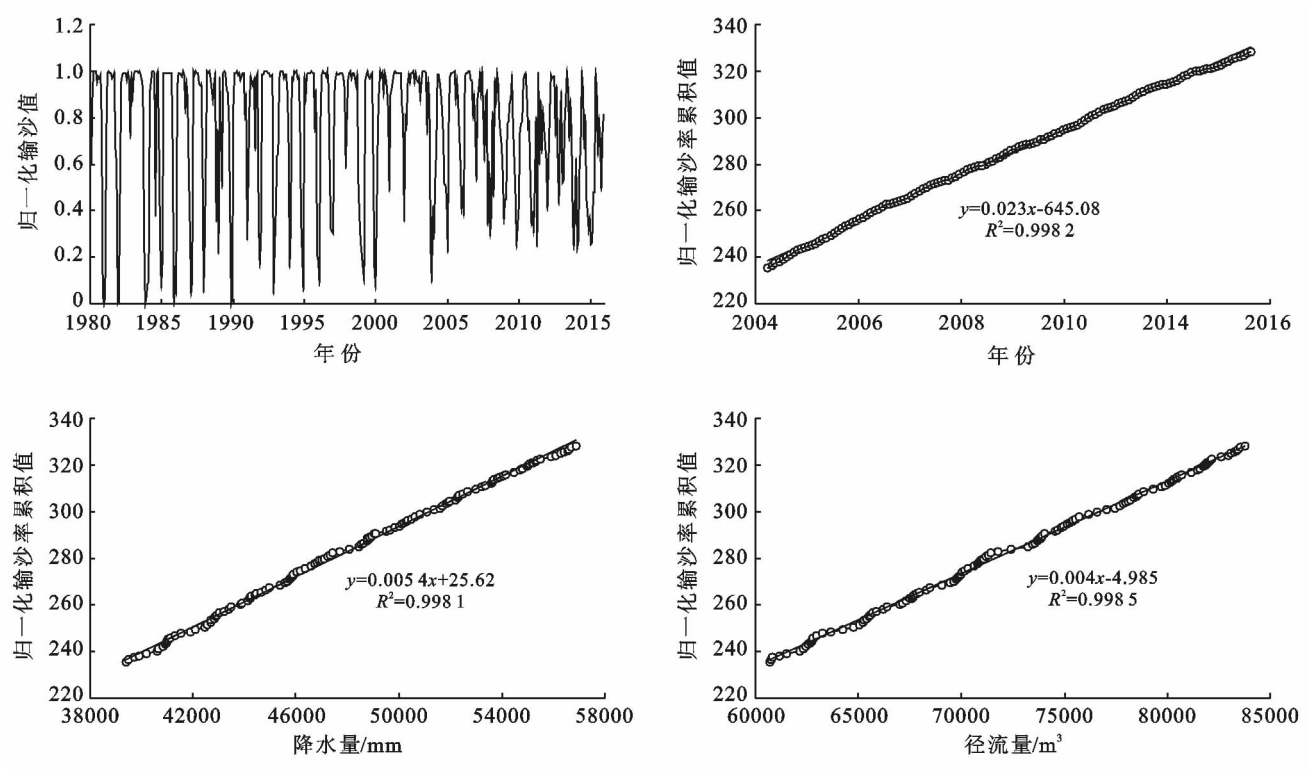


图 5　桃江流域输沙率归一化处理的相关性分析

3.2.2　水利工程　在人类活动对河道水沙变化的影响因素中,水土保持措施和水利工程建设是影响河道径流和输沙变化的主要因素。本文主要讨论水利工程措施对河道来水来沙量的影响。

桃江流域的水利工程至 2015 年共有 9 项,其中水电站和水库分别为 3 座(居龙滩、龙头滩和桃江电站)和 6 座(龙井、上迳、白兰、五渡港、走马垅和中村水库),其主要特征参数表 2。而对 1980—2015 年间径流量和输沙量有影响的水利工程,主要是 1980 年后建成运行的龙头滩、居龙滩和桃江电站。由前面分析得到的径流量和输沙量分别在 2003 和 2005 年开始发生突变。而 3 座电站(龙头滩、桃江和居龙滩电站)分别于 2000,2004 和 2007 年建成。由于龙头滩电站的库容较小(1.38×10^7 m^3),故对桃江流域的径流量和输沙量影响也较小;居龙滩和桃江电站的库容较大,尤其是居龙滩电站的库容达到 7.76×10^7 m^3,控制面积约为 7 739 km^2,占桃江流域总面积的 91.7%,故对桃江流域的径流量和输沙量的影响也较大。综合来看,电站建成时间与径流量和输沙量的突变时间基本一致。

从表 1—2 可知,水库单位库容的减水量和减沙量分别为 4.49×10^7 m^3/a 和 6.57 t/a。运用趋势前

推法可知,1980 年之前建的走马垅、白兰、五渡港、上迳、龙井和中村水库对桃江流域的减水减沙量分别为 4.73×10^{10} m^3/a 和 6.91×10^7 t/a。由此可见,水库库容的大小与其拦水拦沙的能力成正相关关系。

表 2 桃江流域水利工程情况

水利工程	水系	控制面积/km^2	总库容/10^4 m^3	建成年份	加固时间
走马垅水库	西河	92	2 370	1958	
白兰水库	安西河	24	1 160	1960	1998—2000
五渡港水库	小河河	120	3 330	1961	2004—2005
上迳水库	安西河	32	1 185	1967	
龙井水库	东河	140	1 385	1969	
中村水库	西河	29	1 092	1976	
龙头滩电站	桃江	2 653	1 380	2000	
桃江电站	桃江	3 679	3 710	2004	
居龙滩电站	桃江	7 739	7 760	2007	

4 结 论

(1) 桃江流域 1980—2015 年的年均输沙率呈现明显的下降趋势,而年均径流量下降则不明显趋势;年内月均径流量在 3—6 月较大为丰水期,年内月均输沙率在 4 月达到全年最大值为 94.50 kg/s,5—6 月稍有递减。

(2) 降水量在 1980—1990 和 1991—2015 年的时频域低能区存在 9—15 个月的周期;径流量在 1980—1990,1991—1997 和 2004—2013 年的时频域低能区分别存在 6—16 个月、10—16 个月和 10—15 个月的周期;输沙量在 1981—1990 和 1991—1997 年的时频域低能区均存在 10—16 个月的周期。

(3) 桃江流域 1980—2015 年的径流量和输沙率的 M-K 突变检验中得知,输沙率在 2005 年发生突变,并呈现明显的下降趋势;径流量则呈现不明显的下降趋势,2003 年为突变开始点。桃江流域的径流量从 2004 年开始,年均径流量减少量为 7.26×10^{10} m^3。输沙量从 2005 年开始,年均减少量为 8.82×10^7 t。

(4) 2003—2015 年桃江流域人类活动造成的年均径流量较 1980—2002 年减少了 5.77×10^{10} m^3,占年均径流量的 76.8%;而因降水量减少引起的径流量减少量为 1.49×10^{10} m^3,占年均径流量的 23.2%。水利工程造成 2005—2015 年输沙量比 1980—2004 年年均减少量为 8.44×10^7 t,占总输沙量减少量的 95.7%;而降水量减少造成输沙量减少量为 3.82×10^6 t,占年均输沙量减少量的 4.3%。

(5) 在桃江流域人类活动对水沙变化的影响因素中,只考虑水利工程建设的水土保持治理措施。桃江流域的水库单位库容的减水量和减沙量分别为 4.49×10^6 m^3/a 和 6 569 t/a。1980 年前所建的走马垅、白兰、五渡港、上迳、龙井和中村水库总体对桃江流域的减水量和减沙量分别为 4.73×10^{10} m^3/a 和 6.91×10^7 t/a。

[参 考 文 献]

[1] Hoefel F, Elgar S. Wave-induced sediment transport and sandbar migration[J]. Science, 2003,299(5614): 1885-1887.

[2] Jerolmack D J, Paola C. Shredding of environmental signals by sediment transport[J]. Geophysical Research Letters, 2010,37(19):470-479.

[3] Milan J, Bromley R G. The impact of sediment consistency on track and undertrack morphology: Experiments with emu tracks in layered cement[J]. Ichnos, 2007,15(1):19-27.

[4] Blanco C H, Lal R. Principles of soil conservation and management[J]. Vadose Zone Journal, 2010,9(1):199-200.

[5] Chen Liding, Wei Wei, Fu Bojie, et al. Soil and water conservation on the Loess Plateau in China: Review and perspective[J]. Progress in Physical Geography, 2007, 31(4):389-403.

[6] 钱宁.万兆惠.泥沙运动力学[M].北京:科学出版社,1983.

[7] Miao Chiyuan, Ni Jinren, Alistair G L B. Recent changes of water discharge and sediment load in the Yellow River basin, China [J]. Progress in Physical Geography, 2010,34(4): 541-561.

[8] Wang Houjie, Bi Naishuang, Saito Yoshiki, et al. Recent changes in sediment delivery by the Huanghe (Yellow River) to the sea: Causes and environmental implications in its estuary[J]. Journal of Hydrology, 2010,391(3):302-313.

[9] 孙志林,张超凡,杜利华,等.非均匀悬移质输沙率[J].水利学报,2016,47(4):501-508.

[10] 钟德钰,张磊,王光谦.泥沙运动力学研究进展和前沿[J].水利水电科技进展,2015,35(5):52-58.

[11] 郭庆超.天然河道水流挟沙能力研究[J].泥沙研究,2006(5):45-51.

[12] Liu Youcun, Metivier F, Gaillardet J, et al. Erosion rates deduced from seasonal mass balance along the upper Urumqi River in Tianshan [J]. Solid Earth, 2011, 2(2):283-301.

[13] 朱玲玲,董先勇,陈泽方.金沙江下游梯级水库淤积及其对三峡水库影响研究[J].长江科学院院报,2017,34(3):1-7.

(下转第 33 页)

[16] Yang Bao, Qin Chun, Shi Feng, et al. Tree ring-based annual streamflow reconstruction for the Heihe River in arid northwestern China from AD575 and its implications for water resource management[J]. Holocene, 2012,22(7):773-784.

[17] 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[J].科学通报,2010,55(33):3236-3243.

[18] Chen Feng, Yuan Yujiang, Yu Shulong. Tree-ring indicators of rainfall and streamflow for the Ili-Balkhash Basin, Central Asia since CE1560[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2017, 482: 48-56.

[19] Chen Feng, He Qing, Bakytbek E, et al. Reconstruction of a long streamflow record using tree rings in the upper Kurshab River (Pamir-Alai Mountains) and its application to water resources management[J]. International Journal of Water Resources Development, 2016, 33(6):DOI:10.1080/07900627.2016.1238347.

[20] 尹仔锋,尚华明,魏文寿,等.基于树轮宽度的伊塞克湖入湖径流量重建与分析[J].沙漠与绿洲气象,2014,8(4):8-14.

[21] 尚华明,尹仔锋,陈志军,等.天山北坡精河 1615—2007 年径流量变化的树轮记录[J].水科学进展,2014,25(6):779-788.

[22] 喻树龙,袁玉江,龚原,等.奎屯河近 379 年 9 月径流量的重建与特征分析[J].干旱区资源与环境,2008,22(7):115-119.

[23] Yuan Yujiang, Shao Xuemei, Wei Wenshou, et al. The potential to reconstruct Manasi River streamflow in the Northern Tienshan Mountains, NW China [J]. Tree-ring Research, 2007,63(2):81-93.

[24] 袁玉江,魏文寿,陈峰,等.天山北坡乌鲁木齐河年径流总量的树轮重建[J].第四纪研究,2013,33(3):501-510.

[25] Chen Feng, Yuan Yujiang. Streamflow reconstruction for the Guxiang River, eastern Tien Shan (China): Linkages to the surrounding rivers of Central Asia[J]. Environmental Earth Sciences, 2016,75(14):1089.

[26] Zhang Ruibo, Yuan Yujiang, Gou Xiaohua, et al. Streamflow variability for the Aksu River on the southern slopes of the Tienshan inferred from tree ring records[J]. Quaternary Research, 2016,85(3):371-379.

[27] Zhang Tongwen, Yuan Yujiang, Liu Yu, et al. A tree-ring based precipitation reconstruction for the Baluntai region on the southern slope of the central Tien Shan Mountains, China, since AD 1464[J]. Quaternary International, 2013,283(427):55-62.

[28] 张同文,袁玉江,魏文寿,等.开都河中游地区雪岭云杉林上下限树轮宽度对比及其气候响应分析[J].干旱区地理,2013,36(4):680-690.

[29] 周京武,高鹰,沈永平,等.天山南坡黄水沟与清水河寒区流域极端水文事件对气候变化的响应[J].冰川冻土,2014,36(4):1042-1048.

[30] 周京武,阿不力米提·阿不力克木,毛炜峄等.天山南坡清水河流域径流过程对气候变化的响应[J].冰川冻土,2014,36(3):685-690.

[31] 秦莉,达伟,王淑范.清水河水文特性分析[J].沙漠与绿洲气象,2007,1(5):48-50.

[32] Holmes R L. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement [J]. Tree-ring bulletin, 1983,43(1):69-78.

[33] 朱建春.清水河径流量插补方法探讨[J].河南水利与南水北调,2012(21):44-45.

[34] 张瑞波,魏文寿,袁玉江,等.1396—2005 年天山南坡阿克苏河流域降水序列重建与分析[J].冰川冻土,2009,31(1):31-37.

[35] 尚华明,魏文寿,袁玉江,等.利用树轮宽度重建准噶尔盆地西南缘降水日数[J].高原气象,2015,34(2):494-502.

(上接第 26 页)

[14] 胡春宏,王延贵,张燕菁.河流泥沙模拟技术进展与展望[J].水文,2006,26(3):37-41.

[15] 窦国仁.黄河小浪底工程泥沙问题的研究[J].水利水运科学研究,1995(3):197-209.

[16] 胡春宏,方春明.三峡工程泥沙问题解决途径与运行效果研究[J].中国科学:技术科学,2017,47(8):832-844.

[17] 李强,王义民,白涛.黄河水沙调控研究综述[J].西北农林科技大学学报:自然科学版,2014,42(12):227-234.

[18] 赵中华.基于 AnnAGNPS 模型的桃江流域农业非点源污染研究[D].江西 南昌:南昌大学,2012.

[19] 赵淑云,苗帅升,刘友存,等.赣江上游典型流域输沙过程及对降水与径流变化的响应:以贡水流域为例[J].江西理工大学学报,2018,39(1):37-43.

[20] Searcy J K, Hardison C H. Double-mass Curves[M]. U S: Bytes, 1960.

[21] 刘友存,刘志方,郝永红,等.基于交叉小波的天山乌鲁木齐河出山径流多尺度特征研究[J].冰川冻土,2013,35(6):1564-1572.