

# 红水河流域输沙量变化及其影响因素

薛天翼,武旭同,朱晨怡,王红亚\*

(北京大学城市与环境学院,北京 100871)

**摘要:**红水河是珠江流域的主要泥沙来源,为了确定1955—2016年红水河流域输沙量变化特征及其影响因素,论文尝试采用有序聚类分析确定了流域输沙量变化的3个时期,并利用泥沙归因诊断分析计算了含沙量、径流系数和降雨因子在不同时期对输沙量变化的贡献程度,在此基础上进一步对影响输沙量变化的主要因素进行了分析。研究表明:1955—2016年间红水河流域输沙量存在1963和1991年2个突变点,在突变点前后输沙量存在明显变化,且这一变化主要受含沙量因子控制,人类活动是造成流域输沙量变化的根本原因。其中在1955—1991年间,红水河输沙量的上升主要由毁林开荒引起的流域水土流失面积增加所导致;而在1964—2016年间,水库修建使红水河流域输沙量减少了83.49%,而同时期植被覆盖度的增长贡献了输沙量减少的12.03%。将WaTEM/SEDEM模型模拟结果与实测结果进行对比,同样发现1964—2016年输沙量变化的绝大部分(81.03%)由修建水库所贡献,而土地利用变化对输沙量减少的贡献相对较小(18.97%)。

**关键词:**红水河流域;输沙量;泥沙归因诊断;水库;植被覆盖度

河流向海洋的泥沙和颗粒物输送是全球地球化学循环的重要途径之一(Martin et al, 1979),针对大河入海泥沙的研究也是目前世界海洋地质学的热点研究领域之一(任美镔, 2006)。在国际地圈-生物圈计划(International Geosphere-Biosphere Program, IGBP)中,海岸带陆海相互作用(LOICZ)和全球海洋通量联合研究(JGOFS) 2个核心计划都将河流泥沙通量变化作为了重要议题(Chen et al, 2009)。据统计,受人类活动影响,全球145条代表性河流中,近50%的河流输沙量呈现下降趋势(Walling et al, 2003; Syvitski et al, 2005),而中国最主要的10条河流近10 a的年均输沙量均低于1950—2006年多年平均值的一半(刘成等, 2007)。为了更好地应对河流输沙量迅速变化带来的利与弊,需要对引发变化的机理作更深入的探索。在对黄河中部流域的研究中,Wang等(2015)将影响输沙量的诸多因素分为了降雨、径流系数和含沙量3大因子,并利用泥沙归因诊断分析定量描述了不同时期

3个因子对输沙量变化的贡献程度,在此基础上具体讨论了人类活动(植被覆盖度、梯田、水库修建)在输沙量变化中起到的作用。这一方法使用简便,所需数据易于获取,适合定量分析影响流域输沙量变化的具体因素。但泥沙归因诊断分析是一种较新的研究方法,目前在不同地区水沙变化的研究中应用相对较少,因此在适用性方面仍有较大的发展空间。

相比泥沙归因诊断分析,水文模型在探究河流输沙量变化中的应用则较为广泛。徐夏楠等(2015)采用集总式HydroTrend水文模型定量评估了影响鄱阳湖流域输沙量变化的具体因素,并发现水库淤积和植被覆盖度变化对流域输沙量变化起了决定作用,而气候变化的影响较小。Ranzi等(2012)利用RUSLE(Revised Universal Soil Loss Equation)模型模拟了越南Lo River流域的土壤侵蚀量,并通过泥沙转换函数计算了河流输沙量,结合研究区8个水文站1959—2007年的实测数据,对比了水库修建和

收稿日期:2018-12-11;修订日期:2019-02-27。

基金项目:国家自然科学基金项目(41571130044)。[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 41571130044.]

第一作者简介:薛天翼(1994—),男,陕西榆林人,硕士生,主要从事土地科学研究。E-mail: xty@pku.edu.cn

\*通信作者简介:王红亚(1958—),男,河北清苑人,教授,博士生导师,主要从事自然地理研究。E-mail: why@urban.pku.edu.cn

引用格式:薛天翼,武旭同,朱晨怡,等. 2019. 红水河流域输沙量变化及其影响因素[J]. 地理科学进展, 38(5): 772-782. [Xue T Y, Wu X T, Zhu C Y, et al. 2019. Change of sediment load and its influencing factors in the Hongshui River Basin in Southwestern China. Progress in Geography, 38(5): 772-782.] DOI: 10.18306/dlkxjz.2019.05.013

土地利用变化前后实测与模拟输沙量的数量关系,认为水库修建贡献了输沙量减少的75%以上,而林地的削减则导致输沙量增加了28%。Boix-Fayos等(2008)在计算了水库拦截效率后,通过WaTEM/SEDEM模型模拟了西班牙Rogative流域1956—1997年土地利用变化和水库建设对河流输沙量的影响,结果表明,水库的作用在短期内表现得更为明显。同样,在利用WaTEM/SEDEM模型对西班牙Taibilla流域的模拟过程中,Quiñonero-Rubio等(2016)发现土地利用变化单独作用时,输沙量只减少了14%,而当水库与土地利用变化共同作用时,输沙量的减少可以达到 $44\% \pm 6\%$ 。在河流输沙量变化的研究过程中,模型方法虽然使用方便,但对输入数据的精度要求较高,一般需要以实测数据加以检验,而将泥沙归因诊断分析结果和模型模拟结果进行对比,更能提高研究结果的可靠性。

中国西南喀斯特地区是“世界上最大的喀斯特连续带”,也是中国面临水土流失问题最严重的地区之一(李阳兵等, 2002)。位于珠江流域西江水系的红水河流域横穿中国西南喀斯特地区,是珠江流域最主要的泥沙来源,根据珠江水利委员会的研究结果,其年输沙量占到了珠江流域年输沙量的五成以上(引自沈鸿金等, 2009)。尽管红水河流域水土

流失问题突出,但针对该流域水沙变化尤其是水沙变化具体影响因素的研究仍相对较少。因此,为了更好地探究珠江流域的水沙变化特征,并寻找影响中国西南喀斯特地区水沙问题的具体因素,本文尝试采用泥沙归因诊断分析方法研究影响红水河流域输沙量变化的主要因素,在此基础上定量讨论植被覆盖度和水库修建等人类活动在输沙量变化中所起到的作用,并结合WaTEM/SEDEM模型计算结果与归因诊断结果进行比较,以期为该地区水土保持工作提供可靠的科学参考。

## 1 研究区概况及数据来源

### 1.1 研究区概况

红水河(图1)是珠江流域西江水系的中上游河段,是西江水系河流泥沙的主要来源。包含支流南、北盘江在内,红水河流经云南东部、贵州西南部和广西西北部地区,流域内喀斯特地貌分布广泛,极易受到土壤侵蚀的影响。与此同时,喀斯特地区河道多为峡谷河槽,河床由卵石及石块组成,在稳定的河床上很少有泥沙淤积,故河流输沙可更好地反映流域内土壤侵蚀强度的变化(朱正治, 1995)。

红水河流域集水面积 $130870 \text{ km}^2$ ,平均海拔为

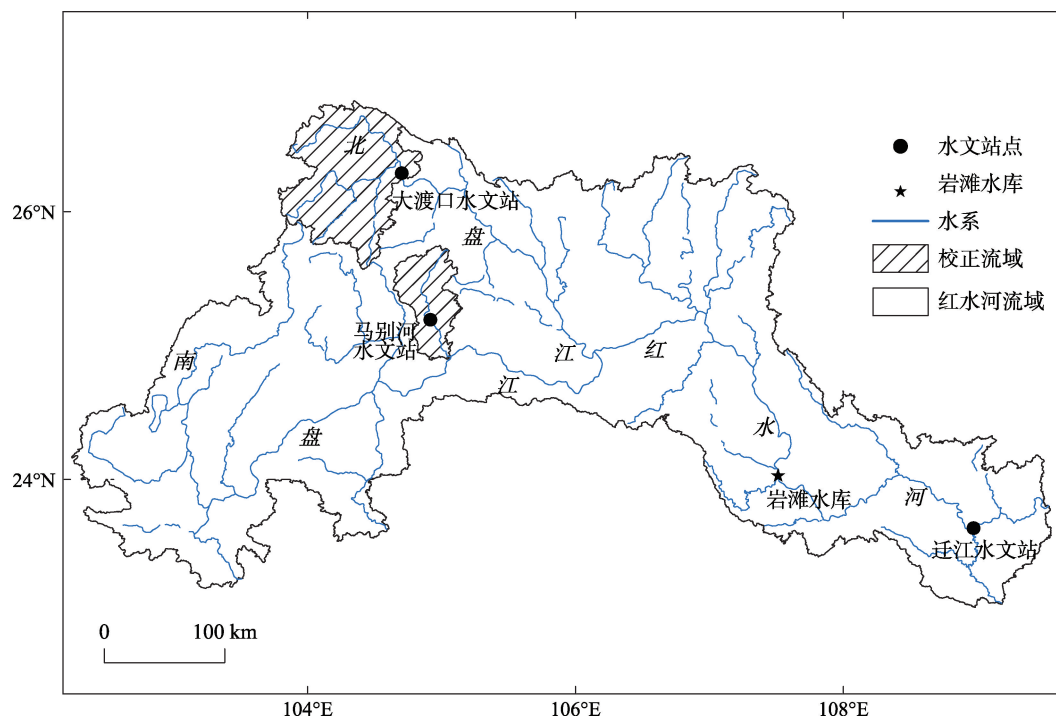


图1 研究区范围

Fig.1 Location of the study area

1211 m,最高海拔达到2856 m,平均坡度18°。流域位于亚热带季风气候区,夏半年受东南季风和西南季风复合影响,暴雨频繁,常年降雨量在937~1582 mm之间,5—8月降雨量占全年总降雨量的71%。流域地表土壤以黄壤、红壤为主,自然植被多为亚热带常绿阔叶林。流域中、上游的北盘江与南盘江提供了红水河内绝大多数的河流泥沙,而下游广西境内植被较好,土壤侵蚀较轻(韦明飞, 2005)。

## 1.2 数据来源

迁江站位于红水河下游尾端,完整控制了红水河的流域范围,并监测着流域的水沙特征。本文所使用的红水河迁江站1955—2003年径流和泥沙数据提取自2003年中国河流泥沙公报中的迁江水文站历年径流量和输沙量变化图,2004—2016年径流和泥沙数据分别来自各年份中国河流泥沙公报迁江水文站统计结果。岩滩水库泥沙淤积数据及出库站输沙数据来自岩滩水力发电厂工程师覃杰等(2003)的研究成果。研究所用1955—2016年降雨数据来自中国气象数据网61个气象站点的实测数据,其中具有连续观测数据的站点共有42个。研究使用了美国国家航空和航天局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)公布的GIMMS NDVI数据,数据时间分辨率为15 d,空间分辨率为8 km。

WaTEM/SEDEM中DEM使用的是NASA公布的SRTM1数据,空间分辨率为30 m;红水河流域土地利用数据来自国家地球系统科学数据共享服务平台全球土地覆盖遥感制图数据集(30 m)(2010年);2001、2005、2007、2011年大渡口流域和2011、2013年马别河流域土地利用分类数据来自Landsat遥感影像的监督分类,Landsat影像均取自美国地质勘探局(United States Geological Survey, USGS)网站,分辨率为30 m;土壤数据使用的是第二次全国土地调查中南京土壤所提供的1:100万土壤数据;降雨数据同样取自中国气象数据网。

## 2 研究方法

### 2.1 有序聚类分析

有序聚类分析是水文学中识别突变点的有效方法,其主要思想是通过考虑同类之间离差平方和最小、而类与类之间离差平方和最大的原则寻找一组序列的突变点(应铭等, 2005)。

设存在序列 $x_1, x_2, \dots, x_n$ ,假设可能的突变点为 $\tau$  ( $2 \leq \tau \leq n-1$ ),则突变点前后的离差平方和分别为:

$$V_{\tau} = \sum_{i=1}^{\tau} (x_i - \bar{x}_{\tau})^2 \quad (1)$$

$$V_{n-\tau} = \sum_{i=\tau+1}^n (x_i - \bar{x}_{n-\tau})^2 \quad (2)$$

式中:  $\bar{x}_{\tau} = \frac{1}{\tau} \sum_{i=1}^{\tau} x_i$ ,  $\bar{x}_{n-\tau} = \frac{1}{n-\tau} \sum_{i=\tau+1}^n x_i$ , 则突变点为 $\tau$ 的总离差平方和为:

$$D(\tau) = V_{\tau} + V_{n-\tau} \quad (3)$$

当 $D = D(\tau)_{\min}$  ( $2 \leq \tau \leq n-1$ )时的 $\tau$ 为最优二分割点,即序列的突变点。

### 2.2 泥沙归因诊断分析

泥沙归因诊断分析是以模型Kaya恒等式为基础建立起来的,并最早被运用于黄河流域水沙变化的研究中(Wang et al, 2015)。而在泥沙归因诊断分析之前,Kaya恒等式被广泛运用在了气候变化研究领域,其通过一个简单的数学公式将CO<sub>2</sub>排放量的变化归结为人口变化、地区经济发展和地区能源消费结构变化共同作用的结果(Raupach et al, 2007)。依据同样的原理,在泥沙归因诊断分析中,河流输沙量的变化被认为是由降雨量( $p$ )、径流系数( $f$ , 径流量与降雨量比值)和含沙量( $s$ , 输沙量与径流量比值)3个因子共同导致的,利用该公式可分别计算出各因子对河流输沙量比例变化率的贡献程度,从而准确判断各因子对输沙量的影响情况。除黄河流域之外,武旭同等(2018)已成功将泥沙归因诊断分析引入长江流域水沙变化研究中,其在计算了降雨量、径流系数和含沙量对长江流域近60 a输沙量变化的贡献程度之后,还进一步评价了人类活动对输沙量的影响情况,并取得了不错的效果。泥沙归因诊断分析的具体计算公式如下:

$$S = p \left( \frac{F}{p} \right) \left( \frac{S}{F} \right) = p \times f \times s \quad (4)$$

式中: $p$ 为区域平均降雨量; $F$ 为径流量; $S$ 为输沙量; $f$ 为径流系数; $s$ 为含沙量。该方法定义 $X(t)$ 的比例变化率 $r(X) = X^{-1}dX/dt$ ,因此输沙量 $S$ 的比例变化率为:

$$\left( \frac{dS}{dt} \right) \left( \frac{1}{S} \right) = \left( \frac{dp}{dt} \right) \left( \frac{1}{p} \right) + \left( \frac{df}{dt} \right) \left( \frac{1}{f} \right) + \left( \frac{ds}{dt} \right) \left( \frac{1}{s} \right) \quad (5)$$

即

$$r(S) = r(p) + r(f) + r(s) \quad (6)$$



理论上,降雨、径流系数和含沙量的比例变化率之和等于河流输沙量的比例变化率,而径流系数与含沙量又能通过实测降雨、径流量和输沙量数据计算得到,因此可以利用上述方法判断降雨、径流系数和含沙量对输沙量变化的决定程度。但在实际应用中,泥沙归因诊断分析和其模板 Kaya 恒等式一样,虽然都具有简单的数学形式,但其对驱动因素的分解具有表象性。在对河流输沙量的研究中,包括降雨量、径流系数和含沙量在内的驱动因素具有很好的可观测性,也更容易被人为直接控制,但这些表象因素背后的影响机制却相对复杂,往往是多种根本因素相互作用的结果,对根本因素的分析则需要基于逻辑和理论基础另行开展(袁路等, 2013)。

2.3 WaTEM/SEDEM 模型

2.3.1 模型介绍

WaTEM/SEDEM是以RUSLE模型为基础的分布式模型,可以用于模拟流域内土壤侵蚀量、估算输沙能力和确定泥沙沉积路线。其中对于土壤侵蚀量的模拟实际上是对RUSLE模型的部分修正(Desmet et al, 1996),其计算公式为:

$$E=R\times K\times LS_{2D}\times C\times P$$
 (7)

式中: $E$ 是单位面积年均土壤侵蚀量( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ); $R$ 是降雨侵蚀力因子( $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ ); $K$ 是土壤可蚀性因子( $\text{kg}\cdot\text{h}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$ ); $LS_{2D}$ 是二维地形因子; $C$ 是作物管理因子; $P$ 是水土保持措施因子。经过修正的WaTEM/SEDEM模型增强了其对沟蚀的解释能力。

在土壤侵蚀发生后,遭受侵蚀的土壤将会向下坡向河流进行输移,其年平均输沙能力计算公式为(Rompaey et al, 2001):

$$T_C=K_{TC}RK\left( LS-4.12S_g^{0.8} \right)$$
 (8)

式中: $T_C$ 为年平均输沙能力( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ); $K_{TC}$ 为输沙能力系数(m); $R$ 、 $K$ 分别为降雨侵蚀力因子和土壤可蚀性因子; $LS$ 是RUSLE中的坡长坡度因子; $S_g$ 为百分比坡度( $\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$ )。不同的土地利用类型对应不同的 $K_{TC}$ 值,在模型校正过程中,一般需要对比模拟产沙与水文站实测泥沙数据,以寻找最合适的耕地、裸地输沙能力系数 $K_{TC-HIGH}$ 和林地、草地输沙能力系数 $K_{TC-LOW}$ 组合。

此外,模型的输入包括以下几部分:

(1) 土地利用图。本文以红水河流域2010年土

地利用图代表1992—2016年以来流域的平均土地利用情况。

(2) 降雨侵蚀力因子 $R$ 。本文采用章文波等(2003)提出的基于逐年降雨量数据的 $R$ 值计算方法:

$$R_j=0.0534M_j^{1.6548}$$
 (9)

式中: $R_j$ 为第 $j$ 年降雨侵蚀力因子( $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ ); $M_j$ 为第 $j$ 年降雨量(mm)。

(3) 土壤可蚀性因子 $K$ 。土壤可蚀性因子 $K$ 是评价土壤被降雨侵蚀力分离、冲蚀和搬运难易程度的一项指标,其数值大小主要受土壤自身物理性质的影响(Parysow et al, 2003; Fu et al, 2005; 张金池等, 2008)。对于不同土壤类型的 $K$ 值,张科利等(2007)和吴昌广等(2010)的研究成果相比国外现有的 $K$ 值计算方法更加适用于中国土壤。因此本文直接引用其结果对流域不同土壤类型的 $K$ 因子进行了划分(表1)。

(4) 植被覆盖管理因子 $C$ 及水土保持措施因子 $P$ 。 $C$ 因子衡量的是植被覆盖和经营管理对土壤侵蚀的抑制作用,而 $P$ 因子衡量的是水土保持措施对土壤侵蚀的抑制作用。因为RUSLE模型在喀斯特地区有广泛的使用基础,而不同学者在喀斯特地区所使用 $C$ 、 $P$ 值通常较为类似,因此本文根据在喀斯特地区已有的研究,分别对不同的土地利用类型赋予了相应的 $C$ 值和 $P$ 值(汪文富, 2001; 许月卿等, 2008),具体的赋值情况见表2。

表1 流域土壤可蚀性K值  
Tab.1 Soil erodibility values used in the studied basin

土壤类型	$K$	土壤类型	$K$
黄色石灰土	0.0167	石灰性紫色土	0.0174
黑色石灰土	0.0147	粗骨土	0.0077
暗棕壤	0.0113	酸性紫色土	0.0196
黄褐土	0.0192	水稻土	0.0185
中性紫色土	0.0179	红壤	0.0075
棕壤	0.0072	黄壤	0.0156
黄棕壤	0.0168	草甸土	0.0176
灰潮土	0.0175	紫色土	0.0184

表2 不同土地利用类型的C因子和P因子值  
Tab.2 The value of C factors and P factors of different types of land use

地类	林地	灌草地	耕地	水体	城镇用地	工矿用地
$C$	0.006	0.04	0.22	0	0	0
$P$	1	1	0.45	0	0	0

### 2.3.2 模型校正

在利用 WaTEM/SEDEM 模型模拟流域输沙量时,首先要对模型中的输沙能力系数  $K_{TC}$  进行校正。本文分别在北盘江和南盘江选取一个无大型水库作用的支流流域用于红水河流域校正,其中大渡口流域位于北盘江上游部分,流域面积 8454 km<sup>2</sup>;马别河(马岭河)流域是南盘江下游段支流之一,流域面积 2924 km<sup>2</sup>,校正参数选择了效率系数 ME(model efficiency):

$$ME = 1 - \frac{\sum (Y_{obs} - Y_{pred})^2}{\sum (Y_{obs} - Y_{mean})^2} \quad (10)$$

式中:  $Y_{obs}$  为产沙量观测值( $t \cdot a^{-1}$ );  $Y_{pred}$  是产沙量预测值( $t \cdot a^{-1}$ )。ME 的数值范围在  $-\infty \sim 1$  之间,其值越接近于 1,模型模拟的效果越好。

因获取的水文站观测数据有限,选择大渡口水文站 2001、2005、2007、2008 年和马别河水文站 2013、2014 年输沙数据对模型进行校正,利用大渡口站 2011 年和马别河水文站 2011、2012 年输沙量数据进行验证。当  $K_{TC-HIGH}$  和  $K_{TC-LOW}$  分别是 5 m 和 2 m 时,ME 达到最大值 0.90,此时模拟结果与实测结果的决定系数  $R^2$  可以达到 0.92,说明模型模拟效果较好(图 2)。

## 3 结果和分析

### 3.1 确定输沙序列突变点

如图 3 所示,通过有序聚类分析确定了 1955—2016 年迁江站输沙量序列存在 1963 和 1991 年这 2 个突变点,经过秩和检验,突变点显著。在一级突

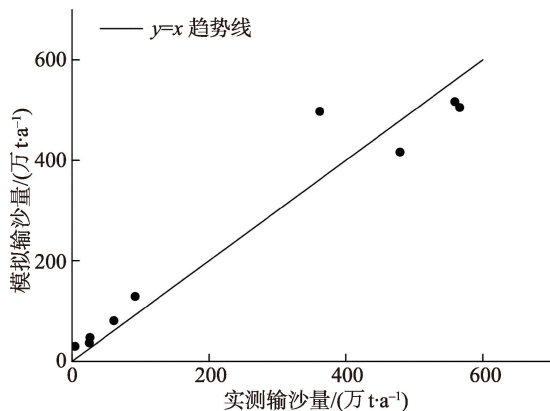


图 2 红水河流域模拟与实测输沙量

Fig.2 Observed versus predicted sediment yields of the Hongshui River Basin

变点 1991 年前后,迁江站平均年输沙量从 1955—1991 年的 5120 万 t 减少到 1992—2016 年的 1021 万 t,总体下降了 80.06%。在二级突变点 1963 年前后,迁江站平均年输沙量从 1955—1963 年的 2735 万 t 增加到 1964—1991 年的 5887 万 t,总体上升 115.25%。可见突变点前后迁江站输沙量存在明显的跳跃,因此可将 1955—2016 年迁江站输沙量数据分为 3 个时期,即 1955—1963 年(P1)、1964—1991 年(P2)、1992—2016 年(P3)。

### 3.2 泥沙归因诊断分析结果

首先采用实测降雨量、径流量和输沙量数据计算得到红水河流域 1955—2016 年年均径流系数( $f$ )和含沙量( $s$ )。之后分别计算了不同时期各泥沙特征因子( $S$ 、 $p$ 、 $f$ 、 $s$ )的比例变化率,从而确定各因子对输沙量变化的贡献程度。

如表 3 所示,1955—2016 年,迁江站输沙量总体呈下降趋势,其比例变化率为  $-2.19\% \cdot a^{-1}$ 。其中 90.87% 的比例变化率下降由含沙量因子  $s$  所贡献,径流系数因子  $f$  贡献了比例变化率的 9.13%,而降雨因子  $p$  的变化与输沙量的降低基本无关。将 1955—2016 年输沙量的变化分为 P1—P2 和 P2—P3 两个时段分别进行分析。在 P1—P2 期间,输沙量有了明显上升,其比例变化率为  $3.68\% \cdot a^{-1}$ ,其中特征因子  $s$  独自贡献了比例变化率的 102.99%,而  $f$  与  $p$  的变化趋势均与输沙量相反,分别贡献了输沙量

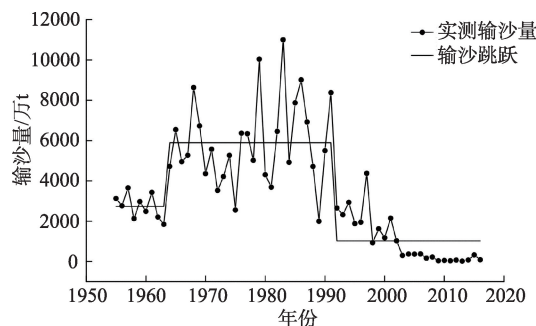


图 3 迁江水文站输沙量变化

Fig.3 Sediment yield change at the Qianjiang Station

表 3 不同时期泥沙特征因子的比例变化率

Tab.3 Proportional change rate of sediment characteristic factors in different periods ( $\% \cdot a^{-1}$ )

因子	P1—P2	P2—P3	P1—P3
$p$	-0.01	-0.15	0
$f$	-0.10	-0.46	-0.20
$s$	3.79	-2.18	-1.99
总计	3.68	-2.79	-2.19

比例变化率的-2.72%和-0.27%。而在P2—P3期间,输沙量的比例变化率为-2.79%·a<sup>-1</sup>,具有明显的下降趋势,其绝大部分的比例变化率由泥沙特征因子 $s$ (78.14%)和 $f$ (16.49%)贡献, $p$ 因子只贡献了比例变化率的5.37%。从3个变化阶段的分析结果可以看到,在红水河流域,含沙量因子( $s$ )对输沙量的比例变化率起着决定性作用,而径流系数因子( $f$ )和降雨因子( $p$ )对输沙量比例变化率的贡献相对较小,甚至起着相反作用。

### 3.3 红水河输沙量影响因素

#### 3.3.1 P1—P2时期人类活动对红水河输沙量的影响

根据泥沙归因诊断分析结果,1955—2016年间红水河输沙量存在1991和1963年2个突变点,并先后经历了从P1—P2的输沙量上升期和P2—P3的输沙量下降期,而不论在哪一时期,含沙量( $s$ )的变化都是决定红水河输沙量变化的最主要原因。而在影响含沙量的诸多因素中,植被覆盖度对土壤侵蚀的调节作用以及水库的淤积作用通常十分突出(Oost et al, 2000; Rompaey et al, 2001; Vanacker et al, 2005; Fiener et al, 2011),并且受人类活动影响,两者在不同时期往往有着较大的变化,可以用于探究人类活动对红水河输沙量的具体作用。

但在1955—1963年间(P1),红水河流域尚未建成大型水库,同时也缺少可提取植被覆盖度的遥感影像,因此,选择参考喀斯特流域的相关研究成果寻找P1—P2时期输沙量上升的原因。在长时间尺度的土壤侵蚀研究中,湖泊(水库)沉积物凭借其对周围环境的记录,可以作为实测侵蚀数据的有效替代指标(薛天翼等, 2018)。在对红水河内部麦岗水库流域的研究中,李春梅等(2010)通过对水库沉积物进行放射性核素、磁化率、粒度和化学元素指标分析,推断出1960—1964年间,麦岗水库流域范围内出现了明显的土壤侵蚀强烈期,并认为这一现象是由“大跃进”中森林遭到大规模砍伐所导致;而徐琳等(2007)在对邻近红水河流域的小河水水库进行沉积物分析时发现,1960—1968年也是小河水水库流域的侵蚀强烈期,同时这一时期降雨量较低,而县志记载的毁林开荒问题严重,因此认为这一阶段土壤侵蚀的迅速增强也是受人为毁林所导致。此外,戴仕宝等(2007)在对珠江流域泥沙变化的研究中也指出,20世纪50—80年代珠江流域输沙量的明显上升与人类活动导致的水土流失面积增大有关,其中广西20世纪80年代水土流失面积相比50年代甚至

扩大了2.5倍以上。

综上所述,P1—P2时期红水河输沙量的上升主要由毁林开荒等人类活动所引起,即随着人口的增加和社会的发展,人类不合理的土地开发利用造成了流域水土流失面积的迅速扩大,从而导致了河流输沙量增加。

#### 3.3.2 P2—P3时期植被覆盖度对红水河输沙量影响

对于P2—P3时期,在大型水库建立和遥感影像快速发展的基础上,可以针对该时期流域植被覆盖度和水库淤积2个方面展开定量分析,从而进一步探究影响红水河流域输沙量变化的具体因素。

研究统一采用流域每年7—8月的最大NDVI值计算植被覆盖度,计算方法为像元二分模型法(卢鑫等, 2016),并以此绘制了1981—2010年红水河流域植被覆盖度变化图(图4)。如图4所示,1981—2002年流域植被覆盖度变化不大,平均植被覆盖度仅从1981—1991年的55.95%上升至1992—2002年的57.22%,而随着2002年退耕还林还草政策在中国的全面开展,流域植被覆盖度有了明显上升,2003—2010年间平均植被覆盖度达到了59.99%。

采用1981—1991年平均植被覆盖度代表P2时期(1964—1991年)的平均水平,采用1992—2010年平均植被覆盖度代表P3时期(1992—2016年)流域的平均水平,分别绘制了红水河流域植被覆盖度与径流系数、含沙量的相关关系图(图5)。可以看到,红水河流域植被覆盖度的变化与径流系数并不相关,而与含沙量存在负相关性( $y = -5.1676x + 3.4569$ ,  $R^2 = 0.1813$ ,  $P < 0.05$ ),即植被覆盖度越高,河流含沙量越低。根据拟合方程进行计算,从P2到P3由植被覆盖度变化引起的含沙量变化约为0.13 kg/m<sup>3</sup>,

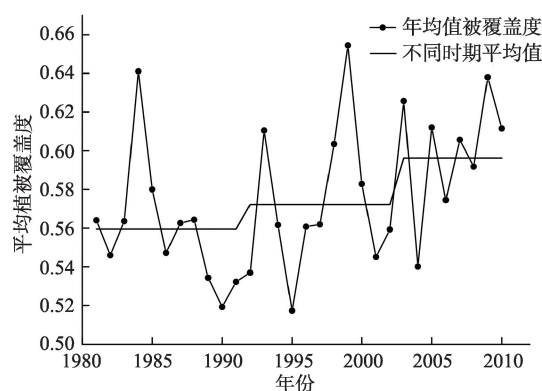


图4 红水河流域植被覆盖度变化

Fig.4 Vegetation coverage change of the Hongshui River Basin



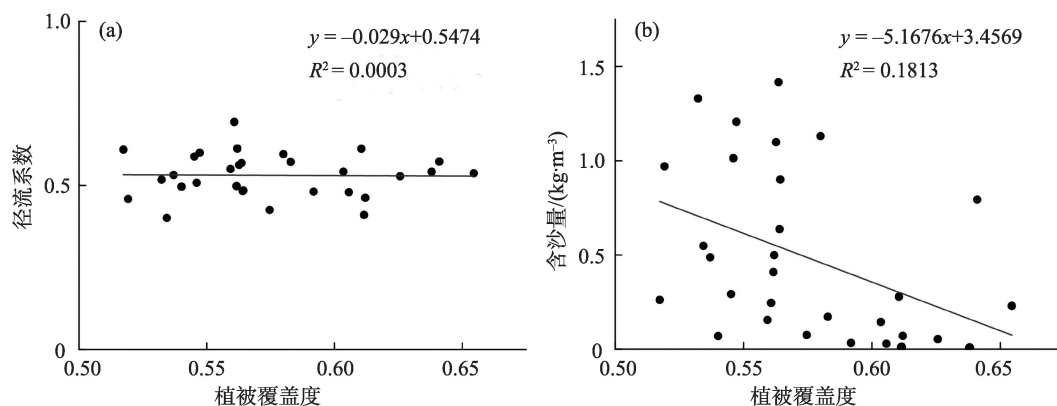


图5 植被覆盖度与径流系数关系(a)、植被覆盖度与含沙量关系(b)

Fig.5 Relationship between vegetation coverage and runoff coefficient (a), and relationship between vegetation coverage and sediment concentration (b)

而含沙量的实际变化约为  $0.82 \text{ kg/m}^3$ , 即植被覆盖度引起的含沙量下降占其真实变化量的 15.39%, 结合 P2—P3 时期含沙量因子  $s$  对输沙量变化的影响能力 (78.14%), 计算得到 P2—P3 时期植被覆盖度变化造成的输沙量下降仅占真实输沙量下降的 12.03%。

### 3.3.3 P2—P3 时期水库对红水河输沙量的影响

大型水库的修建也是影响下游河流输沙量的重要因素, 且淤积作用是其主要影响机制之一 (Wohl, 2006; 张信宝等, 2011)。岩滩水库处于红水河下游河段, 位于迁江水文站之上, 库容  $26 \text{ 亿 m}^3$ , 于 1991 年开始使用。根据中国大坝协会的统计资料, 研究区在 2001 年前并不存在与岩滩水库同级别的大型水库, 因此可以假设在 1992—2001 年间, 岩滩水库是唯一影响迁江水文站输沙量的水库。

根据大型水库对下游河流输沙量的作用规律, 当水库蓄水拦沙后, 水库建设所引发的河道形态变化会加剧下游河道的清水冲刷作用, 使得下游河段泥沙得到部分补充 (Hooke et al, 2000; Castillo et al, 2007; Yang et al, 2007)。但随着时间的推移, 河床逐渐趋于稳定, 坝下河床补给泥沙量也将减少, 清水冲刷对水库下游河段输沙量的影响将会弱化 (张信宝等, 2011)。通过比较 1992—2001 年岩滩水库出库泥沙与迁江水文站输沙量的关系, 发现在 1992—1994 年间, 迁江水文站平均年输沙量几乎是岩滩水库平均出库泥沙的 4 倍, 这一现象首先说明岩滩水库在蓄水拦沙初期坝下河段的清水冲刷作用十分显著; 其次岩滩水库虽然于 1991 年建成, 但到 1993 年前后仍存在人为施工, 这在一定程度上增

加了下流泥沙量; 最后, 岩滩水库出库站泥沙数据于 1994 年才开始进行监测, 1992 和 1993 年数据为岩滩水力发电站工程师推算得到, 因此可能存在一定误差。而在 1995—2001 年期间 2 个站点的监测数据准确, 同时迁江站与岩滩出库站平均年输沙量的差距仅为迁江站的 5% 左右, 可以认为这一时期水库下游河床已基本稳定, 河道冲蚀对迁江站输沙量影响不大。

由于 2001 年前红水河流域不存在其他大型水库, 因此岩滩水库泥沙淤积数据可以代表该时期流域内水库的整体作用。将 1981—2001 年的迁江站输沙量数据与岩滩水库泥沙淤积数据进行对比分析。在水库运行前, 1981—1991 年流域平均年输沙量为 6441 万 t, 在水库运行且下游河床稳定后, 1995—2001 年流域平均年输沙量为 2044 万 t, 输沙量下降达 4397 万 t, 而岩滩水库在该时期的年平均淤积泥沙为 3671 万 t。若以 1981—1991 年代表 P2 时期, 以 1995—2001 年代表 P3 时期, 可以初步得到水库淤积贡献了 P2—P3 时期红水河输沙量下降的 83.49%。

### 3.4 基于模型的 P2—P3 时期影响因素分析

为进一步提升前文分析结果的准确性, 本文尝试使用 WaTEM/SEDEM 模型模拟研究区无水库作用下 P3 时期的输沙量, 通过模拟结果与实测数据的比较, 分析水库与土地利用对流域输沙量的具体作用, 结果如下:

P2—P3 时期, 在无水库作用下, 模拟得到 P3 时期红水河流域平均年输沙量为 4964 万 t, 而 P2 时期流域实测平均年输沙量为 5887 万 t, 从 P2—P3 输沙

量下降了923万t。根据P2—P3时期泥沙归因诊断分析结果,降雨因子在该时期对流域输沙量影响不大,因此可将无水库作用下P2—P3输沙量的下降(923万t)归因于流域土地利用的变化。

P2—P3时期,在有水库作用下,根据实测数据可知流域输沙量下降了4866万t,相比无水库作用下923万t的下降量,在相同的时段内,有水库作用时流域输沙量多下降了3943万t,因此可将这一部分泥沙下降量归因于受水库作用的影响。

总的来看,红水河流域P2—P3阶段真实输沙量下降为4866万t,其中由土地利用变化引起的输沙量下降为923万t,占总下降量的18.97%;由水库作用引起的输沙量下降为3943万t,占总下降量的81.03%。值得注意的是,本部分模拟的是土地利用对输沙量的影响而非植被覆盖度的作用。一般情况下,造成区域植被覆盖度变化的原因包括人类活动引起的土地利用变化和自然环境因子2个方面,而不同土地利用类型间的转换对区域植被覆盖度的影响也有所不同,因此土地利用和植被覆盖度变化对输沙量的作用结果会存在些许差异。尽管如此,模型模拟结果与实测数据分析结果仍然具有较高的一致性,两者对比足以说明:水库修建对1964—2016年间红水河流域输沙量变化起到了决定性作用。

### 3.5 影响河流输沙量因素的讨论

综上所述,水库修建和植被覆盖度变化等人类活动是红水河流域输沙量变化的主导因素。但值得注意的是,在实际情况中,包括气候变化、人类利用水资源的程度、人类耕作方式的转变等因素都是影响河流输沙量的重要组成部分,这些因素共同的作用才最终造成了流域的水沙变化(Poesen et al, 2003; Wang et al, 2006; Nyssen et al, 2010)。在今后的研究中可以尝试综合考虑更多的因素,以期对河流水沙变化进行更充分的讨论。

在Wang等(2015)和武旭同等(2018)的研究过程中,黄河流域与长江流域从20世纪50年代—21世纪10年代的河流输沙量均表现为一个不断递减的过程,相比之下,红水河流域1955—2016年河流输沙量则表现为在1963年前后的突然升高和1991年前后的突然降低。虽然在输沙量变化趋势上与黄河和长江流域存在差异,但结合中国西南喀斯特流域的已有研究结果可以发现,受人类毁林开荒影响,20世纪60年代中国西南喀斯特流域普遍存在

侵蚀加剧的情况,这也与泥沙归因诊断分析的结果相符合。此外,红水河流域和长江流域(武旭同等, 2018)的研究结果都表明,含沙量因子对于河流输沙量起着决定性作用,而水库的修建是这2个流域输沙量减少的主要原因。相比之下,黄河流域输沙量变化(Wang et al, 2015)则由径流系数因子控制,而该流域水库等工程拦沙措施由于受泥沙淤积的影响更大,水库对于河流输沙量的调节作用在近年来已经明显减弱,维持可持续的植被生态系统在黄河流域显得更为重要和紧迫。

在红水河流域中,虽然水库对于输沙量的减少作用明显,但与黄河流域一样,水库中过量的泥沙淤积必然会导致严重的库容损失,并一定程度上降低水库原有作用和使用年限。而相比工程拦沙这类短期有效的控制方法,优化土地利用则是一个可持续性的泥沙控制手段(Wang et al, 2007; Boix-Fayos et al, 2008),合理的土地利用方式能有效减弱流域土壤侵蚀强度,从源头上减少入河泥沙量,为流域提供长期的生态价值。因此,对于河流输沙量的控制应当结合2种手段,既要认识到短期内水库对于输沙量减少的巨大作用,也要长期坚持土地利用方式的优化,减少人类对土地资源的过度开发,从本质上解决流域的土壤侵蚀问题。

## 4 结论

本文以珠江干流西江水系的红水河流域为研究对象,利用有序聚类和泥沙归因诊断分析方法,定量分析了研究流域输沙量变化的具体特征及其影响因素,在此基础上结合实测数据和WaTEM/SEDEM模型模拟结果,更加详细地探讨了不同时期影响红水河流域输沙量变化的具体因素,所得结论如下:

(1) 红水河流域1955—2016年输沙量存在1963和1991年2个明显的突变点。按照时间顺序,在二级突变点1963年前后,迁江站平均年输沙量从1955—1963年(P1)的2735万t增加到1964—1991年(P2)的5887万t,总体上升115.25%。在一级突变点1991年前后,迁江站平均年输沙量从1955—1991年的5120万t减少到1992—2016年(P3)的1021万t,总体下降了80.06%。

(2) 不同时段的泥沙归因诊断分析表明,含沙量因子(s)对红水河流域输沙量的变化起着决定性



作用,而径流系数因子( $f$ )和降雨因子( $p$ )对输沙量比例变化率的贡献相对较小,甚至起着相反作用。

(3) 1955—1991年期间(P1—P2),结合喀斯特流域的已有研究成果,判断该时期红水河输沙量上升由毁林开荒等相关人类活动导致。1964—2016年期间(P2—P3),利用实测数据确定了植被覆盖度和水库淤积作用通过影响含沙量因子( $s$ )影响着红水河流域输沙量的变化,并定量计算得到植被覆盖度变化造成的输沙量下降可以占真实输沙量下降的12.03%;而水库淤积作用造成的输沙量下降可以占真实下降量的83.49%。

(4) 利用WaTEM/SEDEM模型模拟了红水河流域1992—2016年(P3)的土壤侵蚀状况,并与实测数据进行了对比。总的来看,红水河流域1964—2016年(P2—P3)输沙的真实下降量为4866万t,其中由土地利用变化引起的输沙量下降占总下降量的18.97%,由水库作用引起的输沙量下降占总下降量的81.03%。

## 参考文献(References)

- 戴仕宝, 杨世伦, 蔡爱民. 2007. 51年来珠江流域输沙量的变化[J]. 地理学报, 62(5): 545-554. [Dai S B, Yang S L, Cai A M. 2007. Variation of sediment discharge of the Pearl River Basin from 1955 to 2005. *Acta Geographica Sinica*, 62(5): 545-554. ]
- 李春梅, 王红亚. 2010. 贵州省西南部麦岗水库沉积物的 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}$ 测年与沉积速率研究[J]. 水土保持通报, 30(2): 215-219. [Li C M, Wang H Y. 2010.  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{210}\text{Pb}$  dating and inference of sedimentation rate for Maigang Reservoir in southwest Guizhou Province. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 30(2): 215-219. ]
- 李阳兵, 侯建筠, 谢德体. 2002. 中国西南岩溶生态研究进展[J]. 地理科学, 22(3): 365-370. [Li Y B, Hou J J, Xie D T. 2002. The recent development of research on Karst ecology in Southwest China. *Scientia Geographica Sinica*, 22(3): 365-370. ]
- 刘成, 王兆印, 隋觉义. 2007. 我国主要入海河流水沙变化分析[J]. 水利学报, 38(12): 1444-1452. [Liu C, Wang Z Y, Sui J Y. 2007. Analysis on variation of seagoing water and sediment load in main rivers of China. *Journal of Hydraulic Engineering*, 38(12): 1444-1452. ]
- 卢鑫, 赵红莉, 杨树文, 等. 2016. 雅砻江流域二滩水库周边植被变化[J]. 水土保持通报, 36(3): 148-159. [Lu X, Zhao H L, Yang S W, et al. 2016. Vegetation changes around Ertan reservoir in Yalongjiang River. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 36(3): 148-159. ]
- 覃杰, 钟华昌. 2003. 岩滩水库泥沙淤积分析[J]. 红水河, (S1): 68-73. [Qin J, Zhong H C. 2003. Sediment deposition in Yantan Reservoir. *Hongshuihe River*, (S1): 68-73. ]
- 任美镠. 2006. 黄河的输沙量: 过去、现在和将来: 距今15万年以来的黄河泥沙收支表[J]. 地球科学进展, 21(6): 551-563. [Ren M E. 2006. Sediment discharge of the Yellow River, China: Past, present and future: A synthesis. *Advances in Earth Science*, 21(6): 551-563. ]
- 沈鸿金, 王永勇. 2009. 珠江泥沙主要来源及时空变化初步分析[J]. 人民珠江, 30(2): 39-42. [Shen H J, Wang Y Y. 2009. Primary analysis of main silt sources and temporal and spatial changes. *Pearl River*, 30(2): 39-42. ]
- 汪文富. 2001. 贵州普定后寨河流域土壤侵蚀模型与应用研究[J]. 贵州地质, 18(2): 99-106. [Wang W F. 2001. Investigation of land erosion model of Houzhaihe catchment in Puding, Guizhou and its application. *Guizhou Geology*, 18(2): 99-106. ]
- 韦明飞. 2005. 红水河输沙量变化分析[J]. 人民珠江, 26(3): 31-33. [Wei M F. 2005. Analysis of sediment discharge in Hongshuihe River. *Pearl River*, 26(3): 31-33. ]
- 吴昌广, 曾毅, 周志翔, 等. 2010. 三峡库区土壤可蚀性K值研究[J]. 中国水土保持科学, 8(3): 8-12. [Wu C G, Zeng Y, Zhou Z G, et al. 2010. Soil erodibility K value in Three Gorges reservoir area. *Science of Soil and Water Conservation*, 8(3): 8-12. ]
- 武旭同, 王腊春, 李娜. 2018. 近60a来长江干流输沙量变化及其原因分析[J]. 长江流域资源与环境, 27(1): 116-124. [Wu X T, Wang L C, Li N. 2018. Analysis on the change of sediment discharge of the Yangtze River in recent 60 years. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 27(1): 116-124. ]
- 徐琳, 王红亚, 蔡运龙. 2007. 黔中喀斯特丘原区小河水库沉积物的矿物磁性特征及其土壤侵蚀意义[J]. 第四纪研究, 27(3): 408-416. [Xu L, Wang H Y, Cai Y L. 2007. Mineral magnetic characteristics of sediments from Xiaohe reservoir in Karst hilly plain, central Guizhou Province and their implications on soil erosion. *Quaternary Sciences*, 27(3): 408-416. ]
- 徐夏楠, 高建华, 贾建军, 等. 2015. 气候变化和人类活动对鄱阳湖流域入湖输沙量影响的定量估算[J]. 地理研究, 34(5): 838-850. [Xu X N, Gao J H, Ja J J, et al. 2015. The quantitative estimation of sediment load changes entering Poyang Lake basin induced by climate change and anthropogenic impacts. *Geographical Research*, 34(5): 838-850. ]
- 许月卿, 彭建. 2008. 贵州猫跳河流域土地利用变化及其对土壤侵蚀的影响[J]. 资源科学, 30(8): 1218-1225. [Xu Y

- Q, Peng J. 2008. Effects of simulated land use change on soil erosion in the Maotiao River watershed of Guizhou Province. *Resources science*, 30(8): 1218-1225. ]
- 薛天翼, 王红亚. 2018. 湖泊(水库)沉积物分析在土壤侵蚀研究中的运用 [J]. *地理科学进展*, 37(7): 890-900. [Xue T Y, Wang H Y. 2018. Soil erosion investigation based on sediments in lakes and reservoirs. *Progress in Geography*, 37(7): 890-900. ]
- 应铭, 李九发, 万新宁, 等. 2005. 长江大通站输沙量时间序列分析研究 [J]. *长江流域资源与环境*, 14(1): 83-87. [Ying M, Li J F, Wan X N, et al. 2005. Study on time series of sediment discharge at Datong station in the Yangtze River. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 14(1): 83-87. ]
- 袁路, 潘家华. 2013. Kaya 恒等式的碳排放驱动因素分解及其政策含义的局限性 [J]. *气候变化研究进展*, 9(3): 210-215. [Yuan L, Pan J H. 2013. Disaggregation of carbon emission drivers in Kaya Identity and its limitations with regard of policy implications. *Climate Change Research*, 9(3): 210-215. ]
- 张金池, 李海东, 林杰, 等. 2008. 基于小流域尺度的土壤可蚀性  $K$  值空间变异 [J]. *生态学报*, 28(5): 2199-2206. [Zhang J C, Li H D, Lin J, et al. 2008. Spatial variability of soil erodibility ( $K$ -Factor) at a catchment scale in China. *Acta Ecologica Sinica*, 28(5): 2199-2206. ]
- 张科利, 彭文英, 杨红丽. 2007. 中国土壤可蚀性值及其估算 [J]. *土壤学报*, 44(1): 7-13. [Zhang K L, Peng W Y, Yang H L. 2007. Soil erodibility and its estimation for agricultural soil in China. *Acta Pedologica Sinica*, 44(1): 7-13. ]
- 张信宝, 文安邦, Walling D E, 等. 2011. 大型水库对长江上游主要干支流河流输沙量的影响 [J]. *泥沙研究*, (4): 59-66. [Zhang X B, Wen A B, Walling D E, et al. 2011. Effects of large-scale hydropower reservoirs on sediment loads in upper Yangtze River and its major tributaries. *Journal of Sediment Research*, (4): 59-66. ]
- 章文波, 付金生. 2003. 不同类型雨量资料估算降雨侵蚀力 [J]. *资源科学*, 25(1): 35-41. [Zhang W B, Fu J S. 2003. Rainfall erosivity estimation under different rainfall amount. *Resources Science*, 25(1): 35-41. ]
- 朱正治. 1995. 贵州省降水、径流、输沙的  $C_v$  与土壤侵蚀 [J]. *中国水土保持*, (11): 24-26. [Zhu Z Z. 1995. Relations between coefficients of variation of precipitation, runoff, sediment transportation and soil erosion in Guizhou Province. *Soil and Water Conservation in China*, (11): 24-26. ]
- Boix-Fayos C, de Vente J, Martínez-Mena M. 2008. The impact of land use change and check-dams on catchment sediment yield [J]. *Hydrological Processes*, 22(25): 4922-4935.
- Castillo V M, Mosch W M, García C C, et al. 2007. Effectiveness and geomorphological impacts of check dams for soil erosion control in a semiarid Mediterranean catchment: El Cárcavo (Murcia, Spain) [J]. *Catena*, 70(3): 416-427.
- Chen C-T A, Borges A V. 2009. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric  $CO_2$  [J]. *Deep Sea Research Part II*, 56(8-10): 578-590.
- Desmet P J J, Govers G. 1996. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units [J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 51(5): 427-433.
- Fiener P, Auerswald K, Oost K V. 2011. Spatio-temporal patterns in land use and management affecting surface runoff response of agricultural catchments: A review [J]. *Earth-Science Reviews*, 106(1): 92-104.
- Fu B J, Zhao W W, Chen L D, et al. 2005. Assessment of soil erosion at large watershed scale using RUSLE and GIS: A case study in the Loess Plateau of China [J]. *Land Degradation and Development*, 16(1): 73-85.
- Hooke J M, Mant J M. 2000. Geomorphological impacts of a flood event on ephemeral channels in SE Spain [J]. *Geomorphology*, 34(3): 163-180.
- Martin J M, Meybeck M. 1979. Elemental mass-balance of material carried by major world rivers [J]. *Marine Chemistry*, 7(3): 173-206.
- Nyssen J, Poesen J, Moeyersons J, et al. 2010. Dynamics of soil erosion rates and controlling factors in the Northern Ethiopian Highlands: Towards a sediment budget [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(5): 695-711.
- Oost K V, Govers G, Desmet P. 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage [J]. *Landscape Ecology*, 15(6): 577-589.
- Parysow P, Wang G, Gertner G, et al. 2003. Spatial uncertainty analysis for mapping soil erodibility based on joint sequential simulation [J]. *Catena*, 53(1): 65-78.
- Poesen J, Nachtergaele J, Verstraeten G, et al. 2003. Gully erosion and environmental change: Importance and research needs [J]. *Catena*, 50(2): 91-133.
- Quiñonero-Rubio J M, Nadeu E, Boix-Fayos C, et al. 2016. Evaluation of the effectiveness of forest restoration and check-dams to reduce catchment sediment yield [J]. *Land Degradation and Development*, 27(4): 1018-1031.
- Ranzi R, Le T H, Rulli M C. 2012. A RUSLE approach to model suspended sediment load in the Lo River (Vietnam): Effects of reservoirs and land use changes [J]. *Journal of Hydrology*, 422-423(5): 17-29.
- Raupach M R, Marland G, Ciais P, et al. 2007. Global and re-

- gional drivers of accelerating CO<sub>2</sub> emissions [J]. PNAS, 104: 10288-10293.
- Rompaey A J J V, Verstraeten G, Oost K V, et al. 2001. Modeling mean annual sediment yield using a distributed approach [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 (11): 1221-1236.
- Syvitski J P M, Vörösmarty C J, Kettner A J, et al. 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean [J]. *Science*, 308: 376-380.
- Vanacker V, Molina A, Govers G, et al. 2005. River channel response to short-term human-induced change in landscape connectivity in Andean ecosystems [J]. *Geomorphology*, 72 (1): 340-353.
- Walling D E, Fang D. 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers [J]. *Global and Planetary Change*, 39(1-2): 111-126.
- Wang H J, Yang Z S, Saito Y, et al. 2006. Interannual and seasonal variation of the Huanghe (Yellow River) water discharge over the past 50 years: Connections to impacts from ENSO events and dams [J]. *Global and Planetary Change*, 50(3-4): 212-225.
- Wang H J, Yang Z S, Saito Y, et al. 2007. Stepwise decreases of the Huanghe (Yellow River) sediment load (1950–2005): Impacts of climate change and human activities [J]. *Global and Planetary Change*, 57(3-4): 331-354.
- Wang S, Fu B J, Piao S L, et al. 2015. Reduced sediment transport in the Yellow River due to anthropogenic changes [J]. *Nature Geoscience*, 9: 38-41.
- Wohl E. 2006. Human impacts to mountain streams [J]. *Geomorphology*, 79(3): 217-248.
- Yang S L, Zhang J, Xu X J. 2007. Influence of the Three Gorges Dam on downstream delivery of sediment and its environmental implications, Yangtze River [J]. *Geophysical Research Letters*, 34(10): L10401. doi: 10.1029/2007GL029472.

## Change of sediment load and its influencing factors in the Hongshui River Basin in Southwestern China

XUE Tianyi, WU Xutong, ZHU Chenyi, WANG Hongya\*

(College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China)

**Abstract:** Hongshui River Basin in Southwestern China is the main sediment source of the Pearl River. In order to determine the features of sediment load and its influencing factors in the basin from 1955 to 2016, this study identified three periods of sediment load change by using rank order cluster analysis, and calculated the contribution of average precipitation, water yield capacity, and sediment concentrations to the change of sediment load by means of sediment source attribution. On this basis, the main factors affecting the change of sediment load were further analyzed. The results suggest that 1963 and 1991 were the two turning points of sediment load at the Qianjiang Station in the basin. Due to the variation of sediment concentration, sediment load changed greatly before and after these two points, and human activities were the main driving force of the change of sediment load in this basin. During 1955–1991, the increase of sediment load in the Hongshui River was mainly caused by the increase of soil erosion as a result of deforestation and reclamation in the basin. From 1964 to 2016, 83.49% of the total sediment load reduction was caused by reservoir construction, while the increase of vegetation coverage contributed 12.03% to the decrease of sediment load in the same period. Comparing the results of the WaTEM/SEDEM model with the above results, it is also found that reservoir construction accounted for the vast majority (81.03%) of the total reduction between 1964 and 2016, while the contribution of land-use change to the reduction of sediment load was relatively small (18.97%).

**Keywords:** Hongshui River Basin; sediment load; sediment source attribution; reservoir; vegetation coverage