

三峡库区腹地重庆忠县小流域近 52a 泥沙输移比估算研究

俱战省^{1, 2} 严冬春³ 文安邦³ 史忠林³

(1. 宝鸡文理学院地理与环境学院, 宝鸡 721013;

2. 陕西省灾害监测与机理模拟重点实验室, 宝鸡 721013;

3. 中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041)

【摘要】: 为准确定量估算三峡库区腹地小流域近 52a 泥沙输移比, 为库区小流域水土保持效益评价提供科学依据, 综合采用 RUSLE 模型、塘库淤积泥沙 137Cs 和 210Pb 定年技术分别对黄冲子和工农沟小流域 1963—2014 年不同时间段的泥沙输移比进行了估算。结果表明: 黄冲子和工农沟小流域近 52a 平均土壤侵蚀量分别为 119.72 t 和 86.86 t, 变异系数分别为 0.76 和 0.86; 黄冲子和工农沟小流域塘库淤积泥沙的 210Pbex CRS 模式 (Constant rate of supply, CRS) 的定年结果与 137Cs 时标基本一致, 不同时段产沙量的变异系数分别为 0.28 和 0.19; 黄冲子和工农沟小流域 1963—2014 年的泥沙输移比均值都为 0.25, 不同时段泥沙输移比的变异系数分别为 0.33 和 0.82, 属于中等程度变异。本研究结果明确了泥沙输移比的估算不能割裂“时段性”这一学术认识, 并为泥沙输移比的实际应用提供了借鉴。

【关键词】: 泥沙输移比; 小流域; 137Cs 和 210Pb; 时段; 三峡库区

【中图分类号】: S157 **【文献标识码】:** A

引言

泥沙输移比 (Sediment delivery ratio, SDR) 自 20 世纪 50 年代被美国科学家 BROWN 提出以来^[1], 由于其关系到侵蚀泥沙入河量, 对下游防洪安全、水库使用年限等有重要影响, 为此泥沙输移比的估算研究引起国内外众多科学家的关注^[2-9], 但至今各学者对三峡库区泥沙输移比的定量研究较少, 多数属于定性的, 至多是半定量研究, 对库区近 52a 的泥沙输移比变化研究也几乎是空白。

土壤侵蚀学将泥沙输移比定义为: 在一定时段内, 流域产沙量与流域侵蚀量的比值。因此, 泥沙输移比的估算需要侵蚀量和产沙量数据。目前, 泥沙输移比的估算方法主要通过直接计算法 (实测调查法、地球化学法和模型法) 和模型计算法 (泥沙输移比因子经验模型、分布式泥沙输移比模型和泥沙输移比的物理模型)^[10-14]。其中, 后者往往针对具体的研究区域, 且输入的

¹收稿日期: 2017-06-30 修回日期: 2017-09-11

基金项目: 国家重点研发计划项目 (2016YFC0402301)、国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 (2015CB452704) 和宝鸡文理学院重点科研项目 (ZK16063)

作者简介: 俱战省 (1985—), 男, 讲师, 博士, 主要从事核素示踪与水土保持研究, E-mail: zhansju@126.com

通信作者: 严冬春 (1981—), 男, 副研究员, 博士, 主要从事土壤侵蚀与水土保持研究, Email: yandc@imde.ac.cn

参数较难获取，其应用相对较少，但前者应用较多。王志杰等^[15]、ZHOU 等^[2]和 LEE 等^[5]都采用模型法（RUSLE）获取小流域土壤侵蚀量，并与相应水文站实测输沙量进行比较，计算得到研究区泥沙输移比。三峡库区的泥沙输移比研究始于 20 世纪 80 年代^[12]，随后为了满足水库安全运行和效益发挥的需求，库区泥沙输移比的研究主要采用调查水库（塘坝）泥沙淤积量和 ¹³⁷Cs 示踪技术。JU 等^[16]和张一澜等^[17]利用 ¹³⁷Cs 示踪技术估算的库区小流域泥沙输移比分别为 1970—2011 和 1963—2013 年的平均值。但是在估算过程上，更多的研究没有详尽考虑侵蚀量和产沙量的时段变化，也没有严格按照泥沙输移比的定义（计算侵蚀量和产沙量的时段要一致）。因为采用 ¹³⁷Cs 计算的土壤侵蚀模数为多年平均值（50a 左右），而小流域产沙量资料观测年限短或者缺乏。许多研究采用的水文、泥沙实测资料只有 20 世纪 60—70 年代的观测资料^[18]；目前，特别是自 2001 年以来退耕还林工程的实施，库区内降水、下垫面均发生变化，需要采取多种方法深入研究流域泥沙输移比的变化特征。

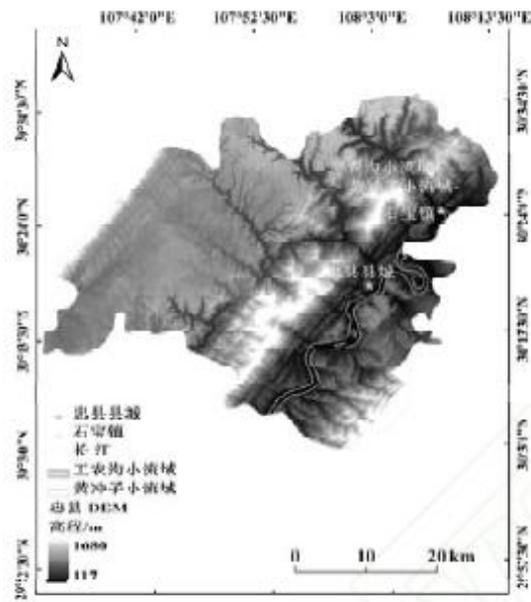
三峡库区腹部核心地带（三峡库区腹地）主要包括忠县、万州区、开县、云阳县、奉节县、巫山县和巫溪县^[19]。从地理位置上看，库区腹地是长江流域中西部的结合地带；该区域既是生态环境脆弱区，又是全国贫困集中区，还是三峡移民区。本研究以位于三峡库区腹地重庆忠县的黄冲子和工农沟小流域为例，重点考虑在同一时段内计算的泥沙输移比。基于 GIS 和 RUSLE 模型计算 1963—2014 年逐年小流域土壤侵蚀量，综合利用塘库淤积泥沙的 ¹³⁷Cs 和 ²¹⁰Pb 定年技术，获取相应时段的小流域产沙量，最后估算小流域近 52a 泥沙输移比并分析其变化特征，为三峡库区腹地小流域水土保持效益评价提供科学依据。

1. 材料与方法

1.1 研究区概况

黄冲子小流域（0.064km²）和工农沟小流域（0.085km²）均位于三峡库区腹地重庆忠县石宝镇（图 1）；该镇濒临长江北岸，是忠县的东大门，属亚热带季风山地气候，年均降水量 1172.1mm，降水多集中在 6—9 月份。石宝镇山坪塘数量众多，流域来沙全部或者大部沉积于塘库内，相当于天然的大型沉沙池。黄冲子和工农沟小流域均为出口筑塘的封闭式单元小流域；其中，黄冲子塘库平均长约 53m，宽约 46m，坝高 5m，最大蓄水深 2m，汇水面积约 2443m²；工农沟塘

库东西长 39m，南北宽 36.8m，水面面积为 1437m²，最大水深 3m。2 个塘库均于 1955 年春季挖筑而成，塘库泥沙淤积较厚，从未清淤。流域内出露岩层多以侏罗系沙溪庙组（J2s）砂岩、粉砂岩和泥岩的互层结构，在此基础上发育的土壤种类较为单一，基本上为中性紫色土，其具有高生产力性、快速风化性和强侵蚀性等特点。研究对象均为流域出口建有塘库的紫色土小流域，在库区腹地具有一定的代表性。



(a) 重庆忠县



(b) 黄冲子小流域

(c) 工农沟小流域

图 1 研究区示意图

Fig.1 Sketch map of study area

黄冲子小流域丘顶高程 325m，谷地塘库高程 270m，相对高差 55m，地形相对平缓；工农沟小流域顶部高程 730m，谷地塘库高程 620m，相对高差 110m，地形陡峭。在 2000 年以前，黄冲子和工农沟小流域农地面积分别占各自流域总面积的 72.2%（农地小流域）和 39.7%（林地小流域）。但随着退耕还林工程的实施，黄冲子和工农沟小流域目前主要以林地为主（林地小流域）。因此，从地形和土地利用类型角度来看，本研究选择的库区腹地小流域具有一定的典型性。

1.2 样品采集与测试

1.2.1 塘库泥沙沉积样芯

由于黄冲子和工农沟塘库均为山坪塘，所以其底部平整，沉积面基本水平且比较小；2014年5月下旬采用内径11cm、长3m的PVC管，通过锤击垂直打入的方式，分别在2个塘库水面中央位置各采集1个沉积泥沙样芯，基本可以代表塘库泥沙淤积的平均厚度，也可以尽可能减少对泥沙淤积量的计算误差(图1)。黄冲子塘库和工农沟塘库泥沙沉积样芯分别长162cm和90cm，为保证每个样品质量能够满足核素测试所需的250g，将沉积样芯按6cm等厚分层，共计42个塘库淤积泥沙沉积样芯分层样。将其放入烘箱中以105℃干燥12h，得到塘库沉积柱芯每层泥沙干容重，并经研磨、过筛(2mm)，称量后供测试用。¹³⁷Cs和²¹⁰Pb含量测试采用美国ORTEC公司生产的配备n型高纯锗探头(LOAX HPGe)低能量、低本底多道γ能谱仪。测试时间不小于42000s，在95%的置信度下测试误差为±5%。

1.2.2 坡面样品采集

2014年6月上旬采用“S”型采样方法采集5个土样后混合，同时记录中间样点GPS数据，保证样点基本可以代表整个流域的土壤可蚀性实际情况。黄冲子和工农沟小流域分别采集土壤混合样品30个，共计60个表层混合土样(图1)。土壤样品经自然风干、剔除植物根系、经研磨、过筛(2mm)后，采用英国马尔文公司生产的MasterSizer2000型激光粒度仪进行测定。土壤有机碳通过德国Elementar公司生产的常量元素分析仪测定，测试质量60~80mg。

1.3 模型建立与数据处理

应用修正通用土壤流失方程(Revised universal soil loss equation, RUSLE)估算库区小流域土壤侵蚀模数，其方程表达式为

$$A = RK LS C P \quad (1)$$

式中 A —土壤侵蚀模数，t/(hm²·a)

R —降雨侵蚀力因子，MJ·mm/(hm²·h·a)

K —土壤可蚀性因子，t·hm²·h/(hm²·MJ·mm)

LS —坡长坡度因子

C —植被覆盖因子

P —水土保持措施因子

(1) 降雨侵蚀力因子 R

WISCHMEIER等[20]研究发现降雨总动能E与最大30min雨强I₃₀的乘积与土壤侵蚀量的相关关系最好，于是确定EI₃₀作为降雨侵蚀力的指标。蔡崇法等[21]选取三峡库区降雨过程记录详细的41场特征降雨，分别采用基于月降雨数据的简易算法和EI₃₀计算降雨侵蚀力R因子值，研究表明两种方法的计算结果基本一致(相对误差仅为4.4%)。利用EI₃₀方法要求次降雨资料，但是黄冲子和工农沟小流域没有次降雨资料。为此，本研究依据研究区国家气象站1963—2012年逐月降雨数据，利用基于月降雨数据的降雨侵蚀力简易算法计算R因子值。小流域1963—2012年R因子值介于573.9~7281.6MJ·mm/(hm²·h·a)之间。由于小流域面积非常小且相距较近，降雨分布均匀，因此2个流域R因子值一致。

(2) 土壤可蚀性因子 K

史东梅等^[22]选用国内外研究中常见的 5 种估算方法计算三峡库区紫色土土壤可蚀性 K 值；结果表明，在紫色土小流域，土壤可蚀性 K 值的 EPIC 模型法与 K 因子标准值最为接近，且对土壤理化性质变化具有一定敏感性，因此在三峡库区进行土壤流失量预测时，可采用 EPIC 模型法进行 K 值估算。本研究采用该方法，即利用土壤有机碳和颗粒组成因子进行 K 因子值计算。黄冲子和工农沟小流域 K 因子均值分别为 0.048 和 0.046 t·hm²·h/(hm²·MJ·mm)。

(3) 坡长坡度因子 LS

张宏鸣等^[23]基于坡面水文学和土壤侵蚀学，利用 Visual C#编程环境设计了 LS_TOOL 工具，该工具同时提供了基于 RUSLE 和中国土壤侵蚀方程 (China soilloss equation, CSLE) 的 LS 因子计算模型及流向算法的选择；LS_TOOL 在第四次 (2010 年) 全国土壤侵蚀普查中已经得到广泛使用。刘洪鹤等^[24]和田耀武等^[25]研究表明，采用 5m 分辨率 DEM 提取的坡度坡长值虽然与三峡库区的实际坡度坡长值有一定差距，但是该值也能较为准确地反映实际值。本研究在此基础上，依据 LIU 等^[26-27]对坡度坡长值的修正公式，采用 LS_TOOL 工具提取研究区小流域 LS 因子值，获取的黄冲子和工农沟小流域 LS 因子值更符合研究区实际情况。

(4) 植被覆盖因子 C 和水土保持措施因子 P

根据研究区航片资料并通过实地调查、走访得到 2000 年和 2010 年小流域土地利用类型图。用 2000 年和 2010 年土地利用数据分别代表 1963—2000 年和 2001—2014 年这两个时期内的平均土地利用状况。由于流域面积很小，因此本文通过野外实地测量获取植被覆盖度。1963—2000 年黄冲子小流域农地面积占流域面积的 72.2%，2001—2014 年林地面积占流域面积 74.2%，林地覆盖度大于 60%；工农沟小流域目前均为林地，覆盖度大于 80%；借鉴中国水土保持情况普查的最新成果以及库区实测资料对不同土地利用类型的 C 因子进行赋值^[21]。采用三峡库区小流域实测的工程措施数据和耕作习惯来计算 P 因子值，即工程措施因子和耕作措施因子的乘积^[28-30]。本研究对 C 因子和 P 因子的赋值更加符合中国侵蚀环境下水土保持措施的实际情况。

1.4 137Cs 和 210Pb 定年方法

1.4.1 137Cs 时标计年法

137Cs 为人造放射性核素，其半衰期为 30.2a。137Cs 沉降的最大峰值出现在 1963 年^[31]，塘库沉积物中 137Cs 的垂直分布与大气沉降 137Cs 的时间分布有关。

1.4.2 210Pb 定年法

恒定放射性通量模式 (Constant rate of supply, CRS) 假定在一个系统中，210Pbex 通量恒定而沉积速率随时间变化，则可以通过沉积柱中 210Pbex 比活度的积分得到年代—深度的关系^[32]。其计算公式为：

$$t = \lambda^{-1} \ln \frac{\sum C_0}{\sum C_z} \quad (2)$$

式中 t —沉积物年龄，a

λ —²¹⁰Pb 的衰变常数, 0.0311 /a

C0 —塘库沉积柱中 ²¹⁰Pb_{ex} 的输入量, Bq/cm²

CZ — 一定质量深度以下各层沉积物中 ²¹⁰Pb_{ex} 的面积活度, Bq/cm²

沉积物质量深度是指某一深度以上单位面积的沉积物质量, 其单位为 g/cm², 用它可以校正沉积物的孔隙度变化, 提高定年结果的准确性。本研究以某一深度以上的土层质量 (g) 除以沉积泥沙样芯横截面积 (PVC 管横截面积, cm²), 将剖面深度 (cm) 校正为质量深度 (g/cm²)。

2. 结果与分析

2.1 小流域土壤侵蚀量变化分析

由于没有收集到研究区 2013 年和 2014 年降雨数据, 所以本文以 2001—2012 年平均 R 因子值分别作为研究区 2013 年和 2014 年的 R 因子值, 将其代入式 (1) 计算得到黄冲子和工农沟小流域 2013 年和 2014 年的土壤侵蚀量; 其他年份的土壤侵蚀量均采用当年 R 因子值进行计算。结果表明, 1963—2014 年黄冲子和工农沟小流域平均土壤侵蚀量分别为 119.72t 和 86.86t。侵蚀量最大值均出现在 1982 年, 分别为 621.76t 和 479.43t; 最小值也均出现在 2010 年, 分别仅为 39.11t 和 15.67t。近 52a 间黄冲子和工农沟小流域土壤侵蚀量的变异系数分别为 0.76 和 0.86, 年际波动非常剧烈。

本研究以 1963—2000 年和 2001—2012 年平均降雨侵蚀力分别作为小流域退耕还林工程前 (1963—2000 年) 和退耕还林工程后 (2001—2014 年) 的 R 因子值, 将其代入式 (1) 得到这两个时期的土壤侵蚀强度分布图 (图 2)。黄冲子和工农沟小流域 1963—2000 年土壤侵蚀强度均大于 2001—2014 年, 后一个时期的土壤侵蚀强度大幅减少, 主要因素是以林地为主的小流域可以积极起到拦蓄降雨、增加入渗和延缓产流的作用, 说明在库区实施的退耕还林工程生态效益良好。

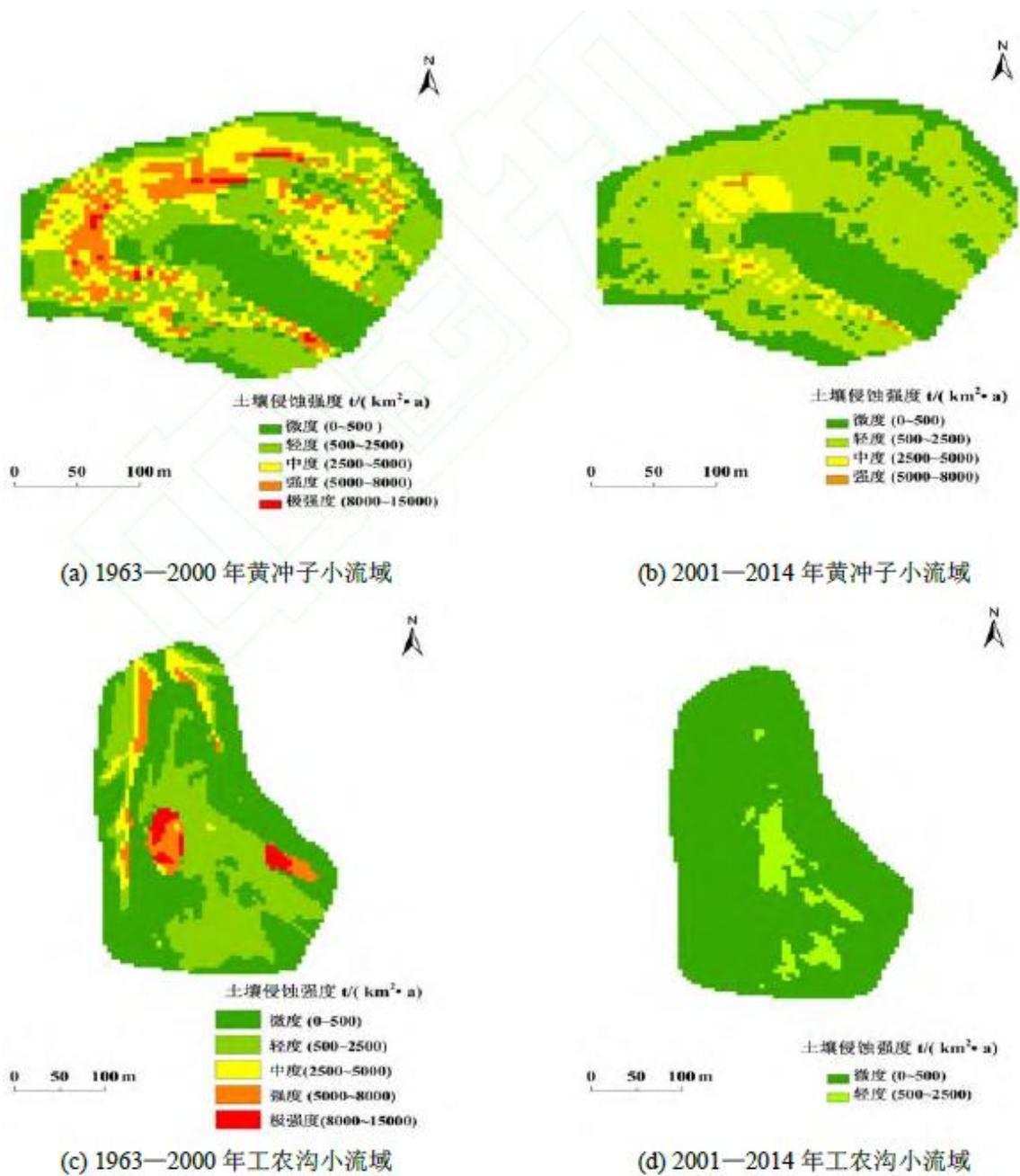


图2 土壤侵蚀强度分布图

Fig.2 Map of distribution characteristics of soil erosion intensity

工农沟小流域 1963—2000 年土壤侵蚀强度均大于 2001—2014 年，后一个时期的土壤侵蚀强度大幅减少，主要因素是以林地为主的小流域可以积极起到拦蓄降雨、增加入渗和延缓产流的作用，说明在库区实施的退耕还林工程生态效益良好。

2.2 小流域产沙量变化分析

2.2.1 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 定年结果

黄冲子塘库泥沙沉积柱剖面中, 1963 年 ^{137}Cs 峰值明显(图 3a), 比活度为 $7.39 \pm 0.42 \text{ Bq/kg}$, 位于质量深度 $68.67 \sim 74.07 \text{ g/cm}^2$; ^{210}Pb CRS 模式的定年结果表明质量深度 $68.67 \sim 74.07 \text{ g/cm}^2$ 处对应的年代为 1958—1965 年(表 1), 而该沉积深度刚好为 1963 年 ^{137}Cs 峰值出现的层位, 因此 ^{210}Pb CRS 模式得出的质量深度 $68.67 \sim 74.07 \text{ g/cm}^2$ 沉积泥沙的年代与 ^{137}Cs 时标对应的年代基本一致。同理, 工农沟塘库沉积柱芯 ^{137}Cs 比活度变化范围为 $(0 \pm 0.25) \sim (2.37 \pm 0.25) \text{ Bq/kg}$, 最大值出现在 $94.38 \sim 103.44 \text{ g/cm}^2$ 层位(图 3b), 采用 ^{210}Pb CRS 模式在该质量深度处的定年结果为 1957—1964 年(表 1), 也是 1963 年 ^{137}Cs 峰值出现的层位。通过 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 定年结果的交叉验证, 说明在库区小流域采用的 ^{210}Pb CRS 模式定年结果准确可靠。由前述可知, 黄冲子和工农沟塘库泥沙沉积样芯分别长 162cm 和 90cm, 以 1963 年泥沙沉积层为时间起点, 2 个塘库对应的沉积厚度分别为 114cm 和 72cm; 由于本研究以 6cm 等厚分割, 所以分别对应 19 个和 12 个泥沙沉积层, 依据 ^{210}Pb 定年方法即式(2), 黄冲子和工农沟小流域 1963—2014 年按塘库泥沙沉积时间分别被划分为 19 个和 12 个时段(表 1)。

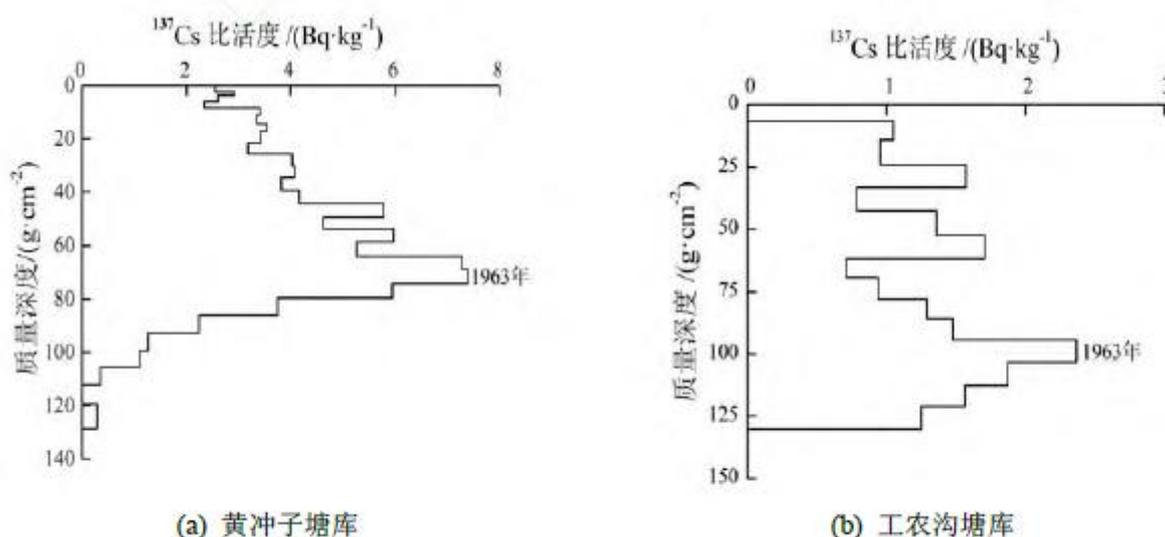


图 3 塘库泥沙沉积柱 ^{137}Cs 比活度变化

2.2.2 小流域不同时段产沙量

黄冲子和工农沟塘库均为人工挖筑而成, 塘库形状近似规则的锥台体。根据当地塘库工程实践, 取塘库的边坡坡度为 30° , 再根据塘库水面面积、水深、沉积泥沙厚度和实测干容重值计算塘库每层泥沙淤积量。

DENDY^[33]研究表明暴雨期间水库的拦沙效率比较接近水库的实际拦沙效率, 并实测得到 11 个水库拦沙效率(82%~98.5%), 平均值为 90.6%。巨莉^[34]通过分析国内外塘(水)库的拦沙效率, 结果表明塘库拦沙效率取 90%符合小型水库工程实际情况。本研究根据前人研究成果和 2 个塘库实际情况, 取黄冲子和工农沟塘库拦沙效率均为 90%。由于塘库可作为小流域的侵蚀基准面, 流域内所有的侵蚀都发生在塘库以外的区域, 所以采用不同时段塘库泥沙淤积量除以塘库拦沙效率得到相应时段的小流域产沙量(表 1)。

黄冲子小流域产沙量最大值和最小值分别发生在 1963—1965 年和 2010—2012 年; 工农沟小流域产沙量最大值和最小值分别发生在 2001—2006 年和 2010—2014 年。黄冲子和工农沟小流域不同时段产沙量的变异系数分别为 0.28 和 0.19。1963—2014 年黄冲子小流域产沙量整体呈下降趋势($R^2 = 0.766$), 工农沟小流域 1963—2014 年产沙量变化趋势不明显($R^2=0.022$), 但

其 2001—2014 年小流域产沙量减少趋势明显 ($R^2 = 0.978$)。

2.3 小流域泥沙输移比变化分析

2.3.1 不同时段泥沙输移比估算

本研究严格按照土壤侵蚀学中泥沙输移比的定义，估算黄冲子和工农沟小流域不同时段泥沙输移比。以 1991—1993 年时段为例，黄冲子小流域的土壤侵蚀量为 1991 年、1992 年和 1993 年土壤侵蚀量之和，为 410.75t，小流域同时段的产沙量为 92.98t（表 1），因此同一时段内，流域产沙量与流域侵蚀量的比值即泥沙输移比为 0.23。其它各时段的泥沙输移比计算方法与上述算法相似。

表 1 黄冲子和工农沟小流域不同时段产沙量
 Tab.1 Sediment yields for different time-interval in the Huangchongzi and Gongnonggou catchments

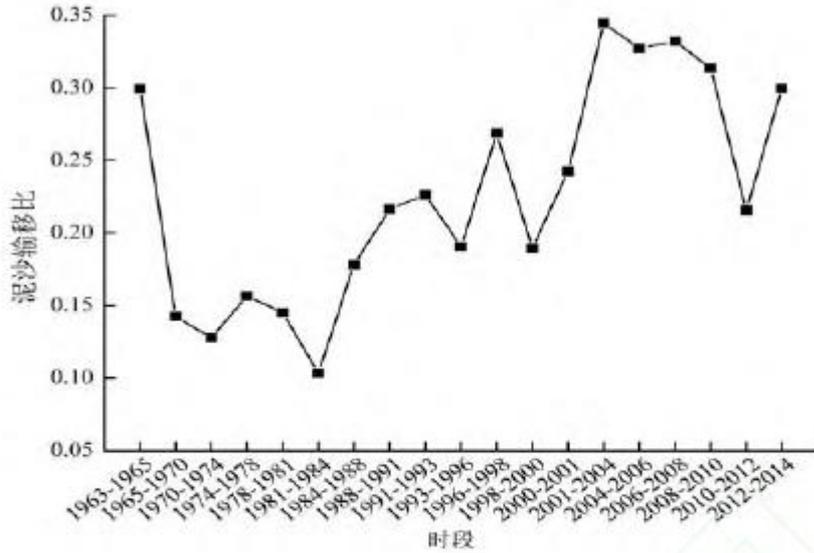
黄冲子小流域				工农沟小流域			
质量深度/ (g·cm ⁻²)	CRS 模 式定年	时段	产沙量 /t	质量深度/ (g·cm ⁻²)	CRS 模 式定年	时段	产沙 量/t
0~2.31	2012 年	2012—2014 年	52.67	0~6.33	2010 年	2010—2014 年	73.31
2.31~3.77	2010 年	2010—2012 年	33.16	6.33~14.01	2006 年	2006—2010 年	88.03
3.77~6.01	2008 年	2008—2010 年	50.40	14.01~24.00	2001 年	2001—2006 年	113.13
6.01~8.39	2006 年	2006—2008 年	53.04	24.00~33.33	2000 年	2000—2001 年	104.40
8.39~10.93	2004 年	2004—2006 年	56.10	33.33~42.61	1996 年	1996—2000 年	102.61
10.93~14.45	2001 年	2001—2004 年	77.34	42.61~52.53	1993 年	1993—1996 年	108.56
14.45~17.21	2000 年	2000—2001 年	59.98	52.53~61.70	1989 年	1989—1993 年	99.10
17.21~21.62	1998 年	1998—2000 年	95.13	61.70~69.16	1985 年	1985—1989 年	79.60
21.62~25.80	1996 年	1996—1998 年	89.38	69.16~77.91	1979 年	1979—1985 年	92.32
25.80~30.11	1993 年	1993—1996 年	91.31	77.91~85.83	1973 年	1973—1979 年	82.66
30.11~34.53	1991 年	1991—1993 年	92.98	85.83~94.38	1964 年	1964—1973 年	88.07
34.53~39.42	1988 年	1988—1991 年	101.85	94.38~103.44	1957 年	1957—1964 年	92.15
39.42~44.28	1984 年	1984—1988 年	100.56				
44.28~49.44	1981 年	1981—1984 年	105.74				
49.44~53.98	1978 年	1978—1981 年	92.21				
53.98~58.74	1974 年	1974—1978 年	95.88				
58.74~63.84	1970 年	1970—1974 年	101.99				
63.84~68.67	1965 年	1965—1970 年	95.68				
68.67~74.07	1958 年	1958—1965 年	106.01				

注：68.67~74.07g/cm²和 94.38~103.44 g/cm²为 ¹³⁷Cs 峰值出现的层位（1963 年）。

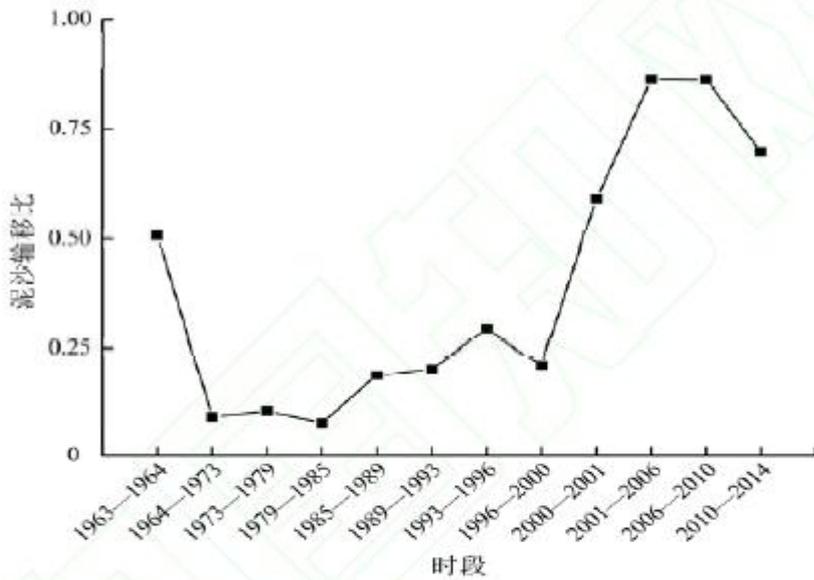
2.3.2 不同时段泥沙输移比变化特征

通过上述小流域不同时段的泥沙输移比估算可知：近 52a 以来，黄冲子小流域各时段泥沙输移比介于 0.10~0.34 之间，其变异系数为 0.33；而工农沟小流域各时段泥沙输移比变化范围为 0.07~0.86，其变异系数高达 0.82，均呈中等程度变异（图 4）。黄冲子小流域 1981—1984 年泥沙输移比为 0.10，而 1963—1965 年为 0.30，约是 1981—1984 年的 3 倍，这可能与 60 年代初大量植被被砍伐有关（全民炼钢后期）。黄冲子小流域 2001—2004 年和工农沟小流域 2001—2006 年泥沙输移比分别为 0.34

和 0.86，大于其它时段的泥沙输移比，这可能与退耕还林初期林地郁闭度低，以及人类活动干扰地表强烈等有关。



(a) 黄冲子小流域



(b) 工农沟小流域

图 4 不同时段泥沙输移比变化

Fig.4 Changes of sediment delivery ratio for different time-interval in the Huangchongzi and Gongonggou catchments

2.3.3 水土保持治理前后泥沙输移比变化

黄冲子小流域 1963—1965 年和 1996—1998 年的泥沙输移比分别为 0.30 和 0.27，该时段黄冲子小流域以农地为主，土壤侵蚀模数分别为 1843.12 t/(km²·a) 和 1730.78 t/(km²·a)；自 2001 年库区小流域实施退耕还林工程以来，黄冲子小流

域 2010—2012 年泥沙输移比为 0.22, 土壤侵蚀模数为 800.55 t/(km²·a), 说明小流域水土保持治理后, 泥沙输移比有所下降, 该结论与长江上游其它地区基本一致^[10]。为了深入理解泥沙输移比的变化特征和应用价值, 本文选择 1963—2000 年(水土保持治理前)和 2001—2014 年(水土保持治理后)的泥沙输移比进行分析。黄冲子小流域 1963—2000 年产沙量和土壤侵蚀量分别为 1228.71t 和 5462.33t, 泥沙输移比为 0.22; 2001—2014 年产沙量和土壤侵蚀量分别为 322.71t 和 762.99t, 泥沙输移比为 0.42。工农沟小流域 1963—2000 年产沙量和土壤侵蚀量分别为 849.48t 和 4212.03t, 泥沙输移比为 0.20; 2001—2014 年产沙量和土壤侵蚀量分别为 274.47t 和 304.72t, 泥沙输移比为 0.90。水土保持治理后, 小流域泥沙输移比却呈上升趋势, 表明泥沙输移比在实际应用中具有不确定性。

2001—2014 年工农沟小流域泥沙输移比(0.90)大于黄冲子小流域泥沙输移比(0.42), 可能与工农沟小流域纵比降较大(图 1), 横断面比较狭窄, 流域的径流具有较大的能量, 将侵蚀泥沙大多都能输送到塘库有关。但是黄冲子小流域和工农沟小流域 1963—2014 年的泥沙输移比均值均为 0.25。

3. 讨论

王丹等^[35]研究表明三峡库区泥沙输移比介于 0.12~0.97 之间, 库区均值为 0.48; 其中, 中、西部的平行岭谷区泥沙输移比为低值区, 变化范围为 0.12~0.30。巨莉等^[34]估算三峡库区腹地后头塘小流域 1963—2011 年的泥沙输移比为 0.28。本文小流域位于库区中部平行岭谷区, 黄冲子小流域 1963—2000 年和

1963—2014 年泥沙输移比分别为 0.22 和 0.25, 工农沟小流域 1963—2000 年和 1963—2014 年泥沙输移比分别为 0.20 和 0.25, 大多数时段的泥沙输移比也都小于 0.3。本文计算的库区小流域泥沙输移比与最新研究成果基本一致, 说明在三峡库区综合利用 RUSLE 模型和 137Cs 技术估算的小流域泥沙输移比科学合理, 具有潜在的使用价值。

许炯心等^[36]研究表明, 小流域经过 50 多年的水土保持治理, 泥沙输移比从接近 1.00 下降到 0.27。本研究表明, 自 2001 年小流域实施退耕还林工程以来, 黄冲子小流域产沙量下降明显, 2001—2014 年土壤侵蚀量与 1963—2000 年相比, 减少幅度较大, 说明水土保持治理效果良好, 但是黄冲子小流域泥沙输移比从 1963—2000 年的 0.22 却上升到 2001—2014 年的 0.42; 如果从其它时段的泥沙输移比来看, 黄冲子小流域水土保持治理后的(2010—2012 年)泥沙输移比却又小于水土保持治理前的(1996—1998 年)的泥沙输移比。因此, 泥沙输移比的数值大小不能简单表征流域水土保持治理效果的优劣。时段的选择, 对泥沙输移比的估算非常重要, 特别是应用其进行水土保持效益评价时。时段太长没有实际意义和应用价值, 时段太短代表性不够, 一般至少不少于两个水文系列年^[11]。

4. 结论

(1) 黄冲子小流域和工农沟小流域 1963—2014 年平均土壤侵蚀量分别为 119.72 t 和 86.86 t, 变异系数分别为 0.76 和 0.86, 年际波动非常剧烈。2001—2014 年平均土壤侵蚀量较 1963—2000 年大幅减少, 表明库区生态环境得到明显改善。

(2) 塘库淤积泥沙的 210Pbex CRS 模式定年结果准确可靠。根据 137Cs 和 210Pbex CRS 模式定年结果, 黄冲子小流域和工农沟小流域不同时段产沙量的变异系数分别为 0.28 和 0.19。黄冲子小流域 1963—2014 年产沙量下降趋势明显(R²=0.766), 工农沟小流域 2001—2014 年产沙量呈减少趋势(R² = 0.978)。

(3) 黄冲子小流域和工农沟小流域不同时段泥沙输移比的变异系数分别为 0.33 和 0.82; 近 52a 库区小流域泥沙输移比波动较大, 特别是在全民炼钢后期和退耕还林初期。

(4) 时段的科学选择对泥沙输移比的估算影响很大, 特别是将泥沙输移比应用到小流域水土保持效益评价时。

参考文献

- [1]蔡强国, 范昊明. 泥沙输移比影响因子及其关系模型研究现状与评述 [J]. 地理科学进展, 2004, 23 (5): 1-9.
- [2]ZHOU Weifeng, WU Bingfang. Assessment of soil erosion and sediment delivery ratio using remote sensing and GIS: a case study of upstream Chaobaihe River catchment, north China [J]. International Journal of Sediment Research, 2008, 23 (2): 167-173.
- [3]FU X D, JIANG L W, WU B S, et al. Sediment delivery ratio and its uncertainties on flood event scale: Quantification for the Lower Yellow River [J]. Science China (Technological Sciences), 2010, 53 (3): 854-862.
- [4]DONG Y F, WU Y Q, ZHANG T Y, et al. The sediment delivery ratio in a small catchment in the black soil region of northeast China [J]. International Journal of Sediment Research, 2013, 28 (1): 111-117.
- [5]LEE S E, KANG S H. Estimating the GIS-based soil loss and sediment delivery ratio to the sea for four major basins in South Korea [J]. Water Science and Technology, 2013, 68 (1): 124-133.
- [6]GERICKE A. Soil loss estimation and empirical relationships for sediment delivery ratios of European river catchments [J]. International journal of river basin management, 2015, 13 (2): 179-202.7 SAYGIN S D, OZCAN A U, BASARAN M, et al. The combined RUSLE/SDR approach integrated with GIS and geostatistics to estimate annual sediment flux rates in the semi-arid catchment, Turkey [J]. Environmental Earth Sciences, 2014, 71 (4): 1605-1618.
- [8]SINGH H V, PANUSKA J, THOMPSON A M. Estimating sediment delivery ratios for grassed waterways using WEPP [J]. Land Degradation & Development, 2017: 1-11.
- [9]GOLOSOV V, COLLINS A L, TANG Q, et al. Sediment transfer at different spatial and temporal scales in the Sichun hilly basin, China: synthesizing data from multiple approaches and preliminary interpretation in the context of climatic and anthropogenic drivers [J]. Science of the Total Environment, 2017, 589: 1-11.
- [10]谢旺成, 李天宏. 流域泥沙输移比研究进展 [J]. 北京大学学报: 自然科学版, 2012, 48 (4): 685-694.
- [11]景可. 长江上游泥沙输移比初探 [J]. 泥沙研究, 2002 (1): 53-59.
- [12]李林育, 焦菊英, 陈杨. 泥沙输移比的研究方法及成果分析 [J]. 中国水土保持科学, 2009 (6): 113-122.
- [13]张晓明, 曹文洪, 武思宏, 等. 泥沙输移比尺度依存及分形特征 [J]. 水利学报, 2013 (10): 1225-1232.
- [14]张信宝, 白晓永, 李豪, 等. 西南喀斯特流域泥沙来源、输移、平衡的思考—基于坡地土壤与洼地、塘库沉积物 ^{137}Cs 含量的对比 [J]. 地球与环境, 2017, 45 (3): 247-258.
- [15]王志杰, 简金世, 焦菊英, 等. 基于 RUSLE 的松花江流域不同侵蚀类型区泥沙输移比估算 [J]. 水土保持研究, 2013, 20 (5): 50-56.

-
- [16]JU Li, WEN Anbang, LONG Yi, et al. Using ^{137}Cs tracing methods to estimate soil redistribution rates and to construct a sediment budget for a small agricultural catchment in the Three Gorges Reservoir Region, China [J]. *Journal of Mountain Science*, 2013, 10 (3): 428-436.
- [17]张一澜, 文安邦, 俱战省, 等. 基于 3S 和 ^{137}Cs 技术的三峡库区小流域泥沙输移比研究 [J]. *水土保持学报*, 2014, 28 (3): 46-51.
- [18]刘纪根, 蔡强国, 张平仓. 岔巴沟流域泥沙输移比时空分异特征及影响因素 [J]. *水土保持通报*, 2007, 27 (5): 6-10.
- [19]甘彩红, 赵岩洁, 李阳兵. 三峡库区腹地流域类型与土壤侵蚀的关系 [J]. *水土保持通报*, 2015, 35 (6): 291-295.
- [20]WISCHEIMER W H, SMITH D D. Predicting rainfall erosion losses: a guide for conservation planning [C]. United States Department of Agricultural-handbook. 1978, No.537.
- [21]蔡崇法, 丁树文, 史志华, 等. 应用 USLE 模型与地理信息系统 IDRISI 预测小流域土壤侵蚀量的研究 [J]. *水土保持学报*, 2000, 14 (2): 19-24.
- [22]史东梅, 陈正发, 蒋光毅, 等. 紫色丘陵区几种土壤可蚀性 K 值估算方法的比较[J]. *北京林业大学学报*, 2012, 34 (1): 32-38.
- [23]张宏鸣, 杨勤科, 李锐, 等. 流域分布式侵蚀学坡长的估算方法研究[J]. *水利学报*, 2012, 43 (4): 437-444.
- [24]刘洪鹤, 龙翼, 严冬春, 等. 不同分辨率 DEM 提取三峡库区地形参数的精度分析[J]. *长江科学院院报*, 2010, 27 (11): 21-24.
- [25]田耀武, 黄志霖, 曾立雄, 等. DEM 格网对 Ann AGNPS 预测山地小流域径流和物质输出的影响 [J]. *环境科学学报*, 2009, 29 (4): 846-853.
- [26]LIU B Y, NEARING M A, RISSE L M. Slope gradient effects on soil loss for steep slopes [J]. *Transactions of the ASAE*, 1994, 37 (6): 1835-1840.
- [27]LIU B Y, NEARING M A, SHI P J, et al. Slope length effects on soil loss for steep slopes [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2000, 64 (5): 1759-1763.
- [28]LIU B Y, ZHANG K L, XIE Y. An empirical soil loss equation [C] // *Proceedings of the Twentieth International Soil Conservation Organization Conference, Vol II — process of soil erosion and its environment effect*. Beijing: Tsinghau University Press, 2002: 21-25.
- [29]刘宝元, 刘瑛娜, 张科利, 等. 中国水土保持措施分类 [J]. *水土保持学报*, 2013, 27 (2): 80-84.
- [30]YAO Z H, YANG Q K, XIE H X, et al. Application of Chinese soil loss equation (CSLE) to analyze the spatial and temporal variations in soil erosion on the Loess Plateau of China [J]. *Journal of Food Agriculture & Environment*, 2012, 10 (3/4): 1285-1293.

[31]LONG Y, ZHANG X B, WEN A B, et al. ^{137}Cs finger printing technique for erosion and sedimentation studies [J]. *Journal of Mountain Science*, 2012, 9 (1): 34-40.

[32]万国江. 现代沉积的 ^{210}Pb 计年 [J]. *第四纪研究*, 1997 (3): 230-239. 33 DENDY F E. Sediment trap efficiency of small reservoirs [J]. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 1974, 17: 898-901.

[34]巨莉. 三峡库区小流域寢室产沙对土地利用变化的响应 [D]. 成都: 中科院成都山地灾害与环境研究所, 2013.

[35]王丹, 邵景安, 王金亮, 等. 近 20a 三峡库区泥沙输移比估算与吸附态氮磷污染负荷模拟 [J]. *农业工程学报*, 2015, 31 (15): 167-176.

[36]许炯心, 孙季. 水土保持措施对流域泥沙输移比的影响 [J]. *水科学进展*, 2004, 15 (1): 29-34.