

# 近 50 年沂蒙山区两个不同岩性小流域塘库的拦沙效应

廖佳<sup>1</sup>, 张云奇<sup>1,2</sup>, 龙翼<sup>3</sup>, 安娟<sup>2</sup>, 郑江坤<sup>1</sup>

(1. 四川农业大学林学院, 成都 611130; 2. 山东省水土保持与环境保育重点实验室, 临沂大学资源环境学院, 山东 临沂 276005; 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:** 在沂蒙山区选取代表性花岗岩与石灰岩小流域各一处, 即分别为姜庄和泉安子小流域, 对比分析了两个不同岩性小流域塘库近 50 年的拦沙效应。沿主沟道方向于两个塘库中央位置各取 3 孔沉积物样芯, 参照流域人类活动和环境演变历史, 探明了各孔  $^{137}\text{Cs}$ 、 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 、黏粒和容重深度分布变化特征。以  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  示踪法进行沉积物断代, 参照塘库原始库容曲线, 计算建坝以来塘库不同时间段的年均淤沙量, 以表征拦沙效应。姜庄和泉安子塘库各孔、各时段拦沙效应的计算结果分别为  $(394 \pm 142) \sim (121 \pm 43) \text{ t/a}$  和  $(22 \pm 7) \sim (59 \pm 21) \text{ t/a}$ , 平均值分别为  $(208 \pm 75)$ ,  $(41 \pm 15) \text{ t/a}$ , 建库以来的总拦沙量分别为 10 475, 2 097 t。姜庄塘库拦沙效应明显大于泉安子塘库, 这是此两座塘库分别控制的花岗岩与石灰岩小流域在人类扰动作用下产沙强度的差异所致。近 50 年两个塘库拦沙效应的变化趋势反映了不同岩性小流域人类活动及其产沙强度响应的近期特征和规律。

**关键词:** 小塘库; 拦沙效应; 花岗岩; 石灰岩; 小流域

**中图分类号:** S157.1; S157.2

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1009-2242(2018)04-0051-07

**DOI:** 10.13870/j.cnki.stbcbx.2018.04.009

## Sediment Interception Effects of Two Reservoirs Controlling Contrasting Lithological Catchments in the Yimeng Mountain Region

LIAO Jia<sup>1</sup>, ZHANG Yunqi<sup>1, 2</sup>, LONG Yi<sup>3</sup>, AN Juan<sup>2</sup>, ZHENG Jiangkun<sup>1</sup>

(1. College of Forestry, Sichuan Agricultural University, Chengdu 611130; 2. Shandong Provincial Key Laboratory of Water and Soil Conservation and Environmental Protection, College of Resources and Environment, Linyi University, Linyi, Shandong 276005; 3. Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, Chengdu 610041)

**Abstract:** In this study, the reservoir deposits were used to compare the effect of dam construction on sediment interception from two representative small catchments underlain by granite and limestone, namely the Jiangzhuang and Quananzi catchments, respectively, over the past 50 years in the Yimeng Mountain Region. Three cores were collected from reservoirs in the both catchments. The activities of  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  at different depths, clay contents, and dry sediment bulk densities in cores from the two reservoirs were analysed with reference to human activity and environmental change in the catchment over the past 50 years. The chronologies of the cores were established by  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  dating methods. The mean annual sediment interception for different time periods since dam construction were estimated from each core by referring to the original reservoir capacity curve, which could be generally used to represent the sediment interception effect of the reservoir. The sediment interception effects estimated from the three cores in the Jiangzhuang and Quananzi reservoirs ranged between  $(394 \pm 142) \sim (121 \pm 43) \text{ t/year}$ , and  $(22 \pm 7) \sim (59 \pm 21) \text{ t/year}$ , with mean values of  $(208 \pm 75)$  and  $(41 \pm 15) \text{ t/year}$  respectively. The total sediment interceptions since the dam construction were about 10 475 and 2 097 t for Jiangzhuang and Quananzi reservoirs, respectively. Overall, the temporal trends of sediment interception associated with the two reservoirs reflect the different patterns of sediment yield response to the environmental change influenced by human activity in the two contrasting lithological small catchments over the past 50 years.

**Keywords:** small reservoir; sediment interception effect; granite; limestone; small catchment

自上世纪 50 年代,我国修建了大量水库,小型水库尤其众多,遍布各地山区。目前有记录的水库近 10 万座,95% 以上为小型水库<sup>[1]</sup>。这些水库为当地经济发展和居民生活提供了重要水源支撑,水库蓄水拦沙,同时降低了流域连通性,改变了地表泥沙输移过程<sup>[2-3]</sup>。研究水库拦沙效应,有助于认识水库修建对流域泥沙输移过程的改变程度和规律,也为流域管理提供科学依据。目前水库拦沙的研究多见于大型水库<sup>[4-5]</sup>,而为数众多的小型水库,其拦沙作用亦不容忽视,有关小流域塘库拦沙效应的研究报道较少。

沂蒙山区是北方土石山区的典型代表,花岗岩与石灰岩呈复区(交错)分布,人口密度高,土壤侵蚀及其危害严重<sup>[6-7]</sup>。两种岩性条件下,侵蚀产沙特征差异明显。近 50 年以来该区修建了数千座小型水库,深刻影响着地表泥沙过程,目前未见小型水库拦沙效应的相关报道。本研究选取沂蒙山区代表性花岗岩与石灰岩小流域各一处,对比分析了两个不同岩性小流域塘库近 50 年的拦沙效应。以<sup>137</sup>Cs 和<sup>210</sup>Pb<sub>ex</sub>示踪法进行沉积物断代,结合流域环境演变,将建库近 50 年的沉积过程分为几个重要阶段,作为分析近期拦沙效应变化的时段参照;确定各时段沉积层所处的深度范围,参照塘库原始库容曲线,计算各时段塘库的年均淤沙量,以表征塘库拦沙效应;通过对比分析,查明两个塘库拦沙效应的近期特征及变化趋势。这有助于认识暖温带花岗岩与石灰岩小流域塘库拦沙效应的异同和近期规律,为两种岩性条件下有针对性地进行流域管理提供科学参考。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

沂蒙山区(约 17 180 km<sup>2</sup>)地处鲁中南(图 1),属暖温带季风气候区,全年降水量约 800~900 mm,70% 集中于 7—9 月,多暴雨。人口密度约 630 人/km<sup>2</sup>,山麓和丘陵区为农耕地,作物以小麦(*Triticumaestivum*)、玉米(*Zea mays*)和花生(*Arachis hypogaea*)为主。森林集中于山顶和深切谷地,当前覆盖率不足 20%。呈复区分布的花岗岩与石灰岩占该区总面积 80% 以上,花岗岩风化壳发育棕壤,土层厚,质地粗,结构力弱,在耕作扰动下侵蚀严重。石灰岩地区发育褐土,与基岩“突变”接触<sup>[8]</sup>,土层薄,质地细,抗蚀性强,石质裸地与农耕地镶嵌交错,景观高度破碎化,石漠化明显<sup>[6]</sup>。

选取姜庄和泉安子小流域为研究对象,分别为沂蒙山区典型花岗岩和石灰岩小流域,其控制水库本研究分别称为姜庄和泉安子塘库(图 1)。姜庄小流域面积 17 hm<sup>2</sup>,平均坡度约 8°。覆盖棕壤,平均厚度 <100 cm。

1958 年以前森林覆盖率达 70%，“大跃进”时期大规模伐木,覆盖率仅剩约 10%。随后扰动较弱,草灌得以迅速恢复。1973 年后耕地扩张,原有林木及恢复的草灌几乎被清除,1986 年流域北侧修一条乡村公路。上世纪 90 年代以来,农业机械化推进,耕作强度增加。如今,流域主沟道两侧植有稀疏人工林,亦有草灌生长。姜庄塘库建成于 1953 年底,原库容 36.7×10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>,现库容约 23.1×10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>(图 2a)。平均淤积厚度约 2.2 m,建成至今溢洪 3 次。泉安子小流域面积 24 hm<sup>2</sup>,平均坡度约 12°。石灰岩与褐土交错分布,土层厚度一般少于 30 cm。起初森林覆盖率约 40%,1958 年被砍伐殆尽,此后草灌得到一定恢复。上世纪 70 年代中期以来,耕地扩张耕作加强,石漠化显著。泉安子塘库建成于 1959 年初,原库容 32.8×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>,现库容约 29.6×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>(图 2b)。平均淤积厚度约 0.7 m,建成至今溢洪 2 次。2001 年,一条乡村道路修建经过流域西南侧。

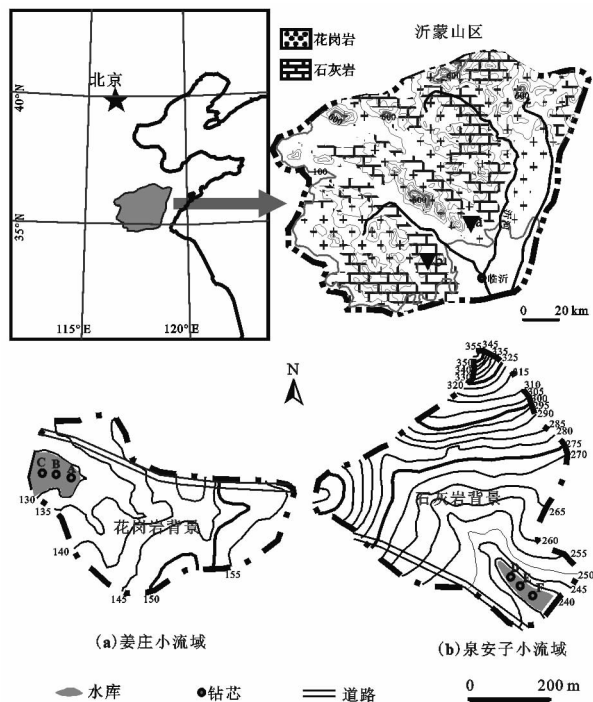
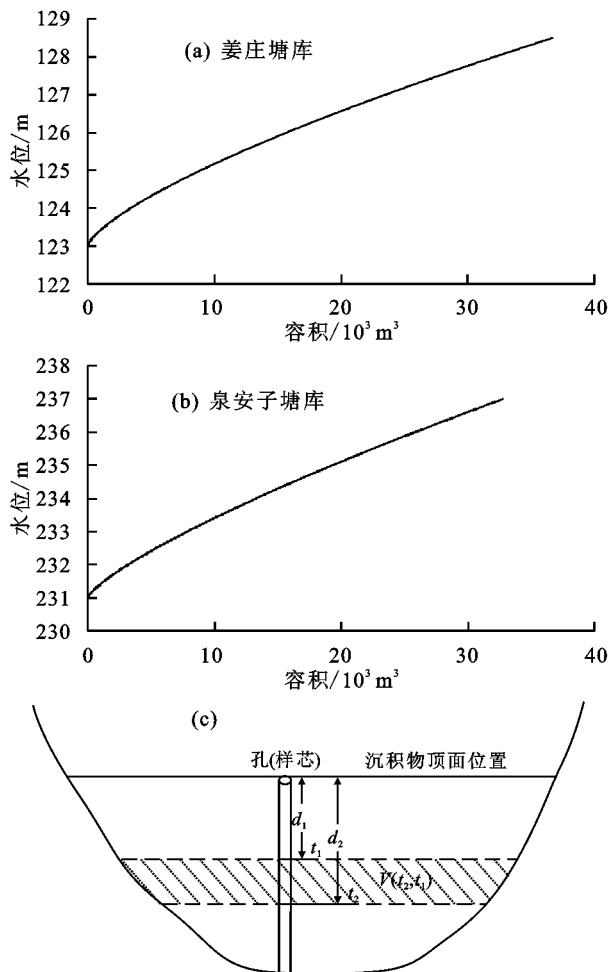


图 1 沂蒙山区及研究小流域

### 1.2 样品采集与测试

姜庄塘库沉积物样品采集于 2012 年 4 月,雨季前,表层可认为是 2011 年的沉积。选取 A、B、C 3 处样点,以 GXY1—C 钻机进行打钻,钻孔内径 11 cm,打钻深度分别为 202,248,257 cm,以 4~10 cm 的厚度进行分层。分层厚度参照沉积物颗粒和颜色的目测变化,无明显变化的较厚层位分层厚度较大,反之则较小。泉安子小流域塘库样品采集于 2013 年 5 月,表层可认为是 2012 年的沉积。时值旱季,库存水量少,大部分库底出露,选取 D、E、F 3 处样点,人工

挖开沉积物剖面,深度分别为66,68,76 cm,分层厚度约2 cm。各点取样深度均至石质库底。



注:(a)、(b)分别来自汪沟和新庄镇水利站。

图2 两个塘库原始库容曲线和拦沙效应计算

全部样品经冷冻干燥、研磨、过筛(2 mm)、称重,封闭20 d送测。 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量用配备n型高纯锗探头(LOAX HPGe)的低能量、低本底 $\gamma$ 能谱仪测定。样品的 $^{137}\text{Cs}$ 含量根据662 keV谱峰面积求算; $^{210}\text{Pb}$ 总含量根据46.5 keV谱峰面积求算; $^{222}\text{Rn}$ ( $^{226}\text{Ra}$ )含量根据其子体 $^{214}\text{Pb}$ 的谱峰面积(351.9 keV)求算; $^{210}\text{Pb}$ 总含量与 $^{222}\text{Rn}$ ( $^{226}\text{Ra}$ )含量的差值即是 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量。用激光粒度仪(Mastersizer 2000)测试样品粒径组份。样品干重除以体积得到各分层样的容重。

### 1.3 沉积物断代

$^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 示踪法是最常见的现代沉积定年手段,广泛应用于水库、湖泊、河漫滩、河口等环境的沉积物定年<sup>[9-11]</sup>。 $^{137}\text{Cs}$ 是人工核素,可提供1963年集中沉降时期的可靠时标<sup>[12]</sup>。 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 是天然核素,沉降通量基本常年稳定,可用于近100年的沉积物断代,基于不同假定应用相应模型,即可确定沉积物年代<sup>[13]</sup>。常见模型为:CIC(Constant Initial Concentration)模型<sup>[14]</sup>和CRS(Constant Rate of Supply)模型<sup>[15]</sup>以及 $^{137}\text{Cs}$ 时标与 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 结合的C-CRS(Composite CRS)模型<sup>[16]</sup>。

鉴于本研究塘库系近50年沉积,以C-CRS模型断代,结果更为准确可靠(公式1)<sup>[17]</sup>。

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{I_{(d_a \sim d_b)}}{e^{-\lambda t_a} I_{(d_a \sim d_b)} - (e^{-\lambda t_a} - e^{-\lambda t_b}) I_{(d_a \sim d)}} \quad (1)$$

式中: $t$ 为 $d$ 深度处的沉积物年代,即自该处沉积发生至采样年份的历时(a); $I_d$ 为自沉积物 $d$ 深度处至库底的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度( $\text{Bq}/\text{m}^2$ ); $\lambda$ 为 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 衰变系数; $t_a$ 、 $t_b$ 分别为 $d_a$ 、 $d_b$ 深度处沉积物的已知年代,据 $^{137}\text{Cs}$ 时标确定(a); $I_{(d_a \sim d_b)}$ 为沉积物 $d_a \sim d_b$ 深度范围的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度( $\text{Bq}/\text{m}^2$ ); $I_{(d_a \sim d)}$ 为沉积物 $d_a \sim d$ 深度范围的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度( $\text{Bq}/\text{m}^2$ )。

### 1.4 拦沙效应计算

将建坝近50年流域环境演变历史划分为的几个重要阶段,作为分析近期拦沙效应的时段参照。根据断代结果,确认各时段沉积物所处的深度范围,参照原始库容曲线确定各深度范围沉积物的体积,计算各时段的年均拦沙量(图2c,公式2)。

$$LS_{(t_2, t_1)} = \frac{V_{(t_2, t_1)} \gamma}{1000(t_1 - t_2)} = \frac{(V_{d_1} - V_{d_2}) \gamma}{1000(t_1 - t_2)} \quad (2)$$

式中: $d_1$ 和 $d_2$ 分别为自沉积物顶面向下的深度(cm); $t_1$ 和 $t_2$ 分别为 $d_1$ 和 $d_2$ 深度处沉积物的时间(a); $V(t_2, t_1)$ 为 $t_2 \sim t_1$ 时段的沉积量,即拦沙量( $\text{m}^3$ ); $V_{d_1}$ 和 $V_{d_2}$ 分别为 $d_1$ 和 $d_2$ 深度处对应的水库原始库容( $\text{m}^3$ ); $\gamma$ 为沉积物容重( $\text{kg}/\text{m}^3$ ); $LS_{(t_2, t_1)}$ 为 $t_2 \sim t_1$ 时段的年均拦沙量,即拦沙效应(t/a)。各孔分别计算各时段拦沙效应,每个塘库3孔各时段计算结果的平均值,即用以表征该塘库各时段的拦沙效应。由于两个塘库泄洪次数少,各时段拦沙效应反映了流域产沙强度的变化。

## 2 结果与分析

### 2.1 沉积物剖面 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度、黏粒含量及容重

2.1.1 姜庄小流域塘库沉积物剖面 姜庄塘库A、B、C 3个钻孔 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度、黏粒含量及容重的结果见图3。为便于讨论,沉积物断代结果以年份形式呈于右侧纵轴(图4)。

总体而言,A~C 3个钻孔的 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度、黏粒含量及容重随深度变化较为复杂。3个钻孔 $^{137}\text{Cs}$ 的深度分布规律大致相似,自下而上从无到有,达到最大峰值后又逐渐降低,最大峰值皆出现于中下部位置,A、B、C分别为102,135,150 cm,对应于1963年 $^{137}\text{Cs}$ 集中沉降。因此3个钻孔 $^{137}\text{Cs}$ 剖面可反映该区 $^{137}\text{Cs}$ 沉降的基本历史,也表明取样深度包含了取样点全部 $^{137}\text{Cs}$ 分布的深度范围。 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度A钻孔总体呈自上而下降低趋势,但不同于一般沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 随深度的指数衰减,B、C两钻孔 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 深度分布较为复杂,这与流域内花岗岩风化壳发育的松散棕壤和强烈人为扰动有关。

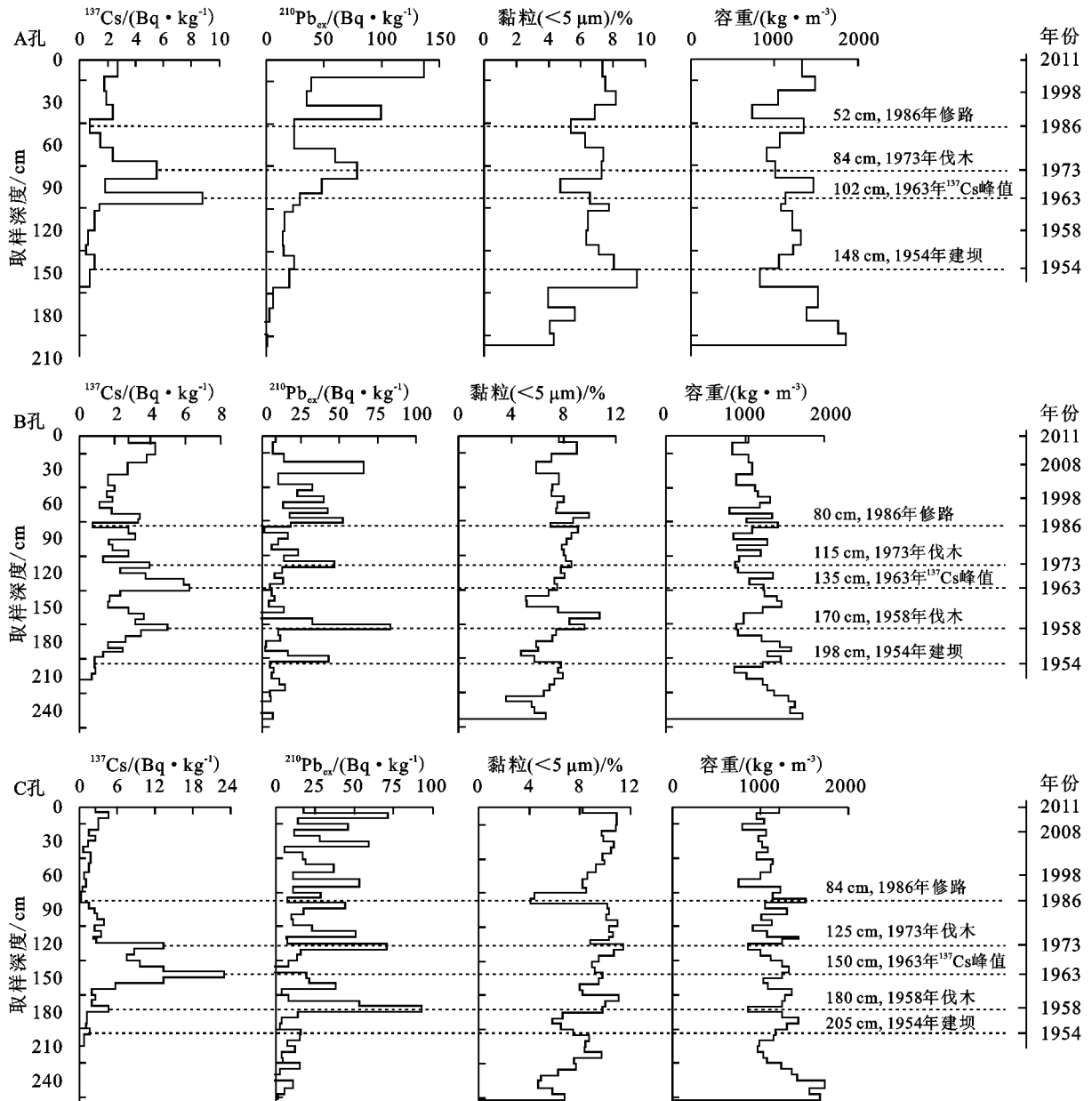


图 3 姜庄塘库 A、B、C 孔  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  活度、黏粒含量及容重

A 孔 52 cm、B 孔 80 cm、C 孔 84 cm 处,  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  活度、黏粒含量均相对较低而容重较高。此系 1986 年流域北侧修路所致, 修路需要挖土填方, 导致源自深层土的入库泥沙增加。相对于表层土, 深层土  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  含量低或不含, 更接近风化壳, 质地粗, 容重大。A 孔 84 cm、B 孔 115 cm、C 孔 125 cm 处, 均存在一个  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  的峰值, 黏粒含量高而容重低。这与 1973 年伐木有关, 伐木导致源自表层土的入库泥沙增加。相对于深层土, 表层土  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  含量高, 生物活动或耕作扰动强, 质地细, 容重低。B 孔 170 cm、C 孔 180 cm 处, 亦均存在  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  峰值, 黏粒含量高容重低, 这是 1958 年流域内集中伐木的结果。B 钻孔 170~198 cm、C 钻孔 180~205 cm,  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  活度较低, 黏粒含量低而容重高, 系由建库初期沟壁坍塌所致。A 孔 148 cm、B 孔

198 cm、C 孔 205 cm 以下, 随深度黏粒含量降低而容重增加, 可认为是 1953 年建坝以前的原始沟道沉积。这部分原始沉积早于  $^{137}\text{Cs}$  初始沉降时间, 但此深度以下仍有少量  $^{137}\text{Cs}$  分布, 是核素扩散的结果。因此, A~C 剖面可在一定程度上反映流域人类活动和环境演变的大致历史。

2.1.2 泉安子小流域塘库沉积物剖面 泉安子小流域塘库 D、E、F 3 个孔的  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  活度、黏粒含量及容重的测试结果见图 4。

D~F 3 孔的  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  活度、黏粒含量及容重随深度的变化规律分别大致相似。 $^{137}\text{Cs}$  活度总体而言, 下部高于上部, 最大峰值皆出现于下部, 对应于 1963 年  $^{137}\text{Cs}$  集中沉降, 底部  $^{137}\text{Cs}$  活度并非 0, 且自下而上很快达到最大值, 此系建库时间(1959 年)晚于  $^{137}\text{Cs}$  初始沉降时间(1954 年)所致。故 3 孔的  $^{137}\text{Cs}$  深度分布,

可总体反映建库以来的<sup>137</sup>Cs 沉降历史,也表明本研究取样深度包含了取样点建库以来集聚的全部<sup>137</sup>Cs。<sup>3</sup> 钻孔<sup>210</sup>Pb<sub>ex</sub>活度随深度呈指数降低,这符合一般塘库沉积物中<sup>210</sup>Pb<sub>ex</sub>活度随深度变化的一般规律<sup>[13]</sup>。<sup>3</sup> 孔底

部<sup>210</sup>Pb<sub>ex</sub>活度均大于 0,系因沉积年限为近 50 年,少于<sup>210</sup>Pb 的 5 个半衰期,底部沉积物中总<sup>210</sup>Pb 尚未实现与<sup>226</sup>Ra 的平衡<sup>[18]</sup>。自上而下,<sup>3</sup> 孔黏粒含量总体无明显变化,容重略呈增加趋势。

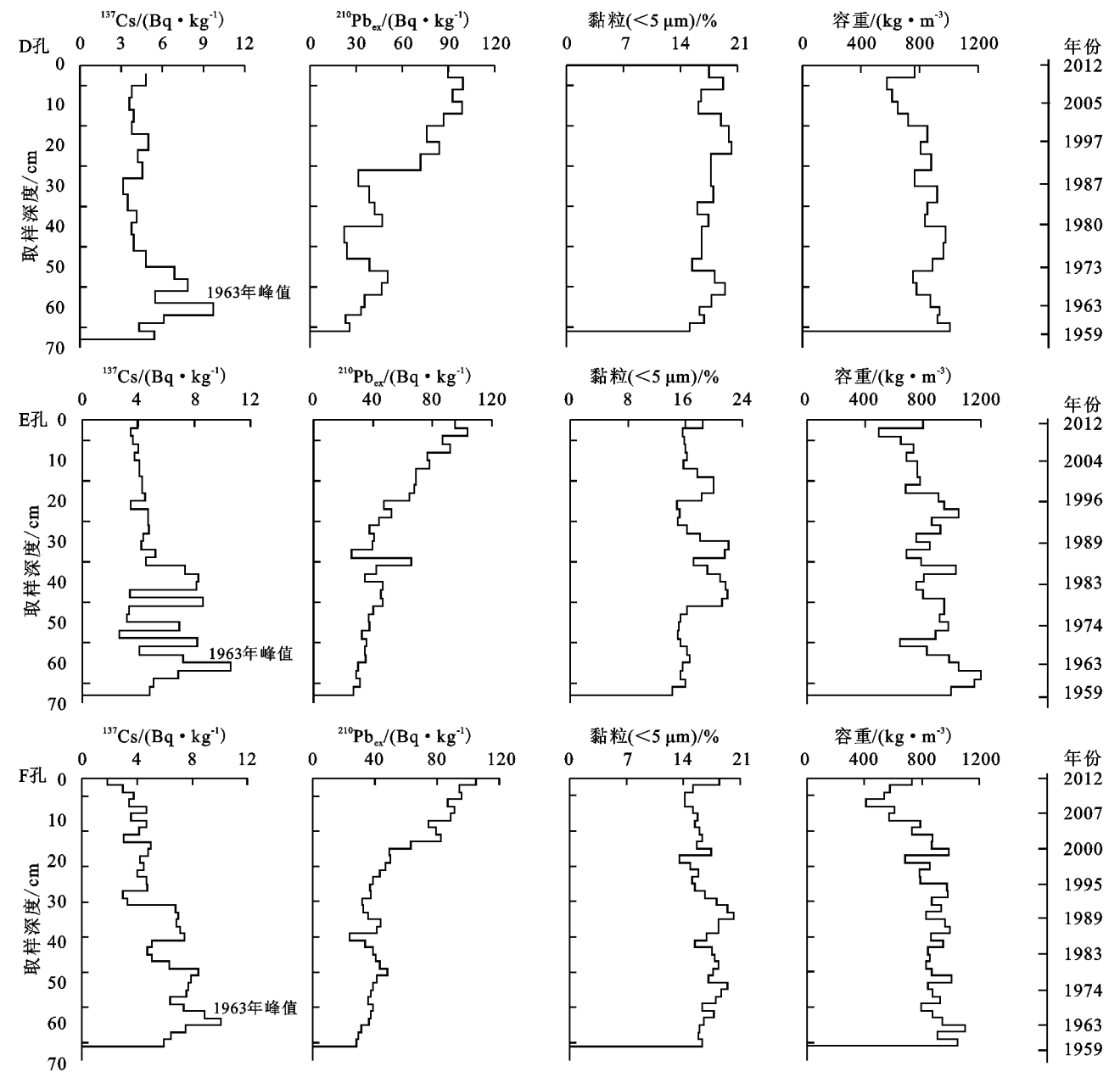


图 4 泉安子塘库 D、E、F 孔<sup>137</sup>Cs 和<sup>210</sup>Pb<sub>ex</sub>活度、黏粒含量及容重

2.2 拦沙效应

2.2.1 姜庄塘库拦沙效应 根据沉积物定年结果结合流域环境演变历史,将近 50 年姜庄塘库的沉积过程划分为 5 个时段,即:1954—1962 年、1963—1972 年、1973—1985 年、1986—1997 年和 1998—2011 年,计算各时段的拦沙效应。A~C 各孔各阶段年均拦沙量的计算结果及各阶段 3 孔计算结果的平均值,即拦沙效应(图 5)。

总的来说,A、B、C 3 孔求得各时段拦沙效应介于(394±142)~(121±43)t/a,平均值为(208±75)t/a。<sup>3</sup> 孔求得 1953 年建坝以来的总拦沙量约分别

为 8 902,11 129,11 395 t,平均值 10 475 t,可大致代表建坝以来的总拦沙效应。建坝近 50 年来,<sup>3</sup> 孔计算结果的变化趋势相似,最高值均出现于 1954—1962 年时段,随后均迅速降低,于 1963—1972 年时段达到最低值,此后总体呈增加趋势,该趋势主要系人类扰动作用下的流域产沙强度变化所致。1954—1962 年最高值是因 1958 年集中伐木,产沙强度大,此后人类扰动强度较弱,草灌得以迅速恢复,产沙强度大幅降低,1963—1972 年期间拦沙效应达到最低值。自上世纪 70 年代中期以来,随着“包产到户”实施和改革开放推进,人类扰动强度逐渐增加,尤其上

世纪 90 年代末以来机械化耕作推进,产沙强度增加, 拦沙效应亦随之增加。

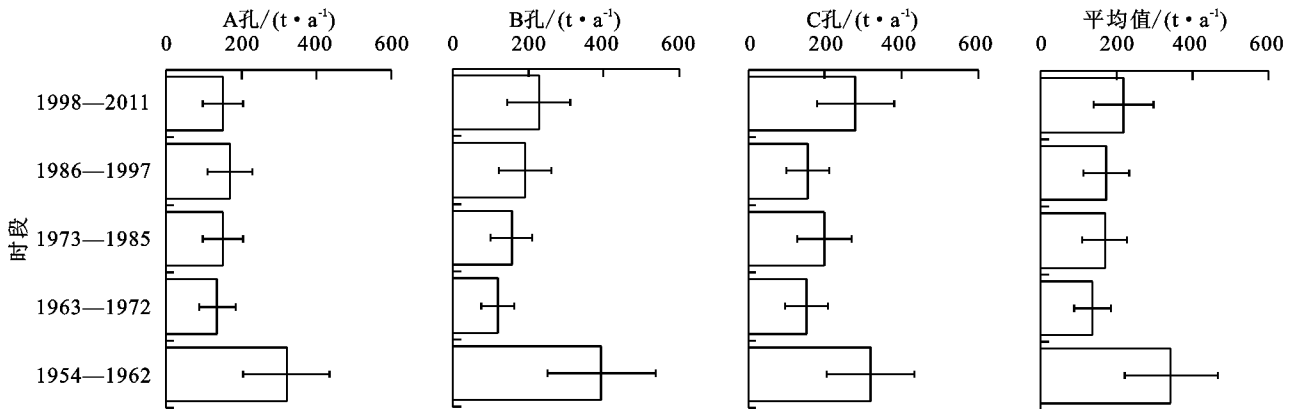


图 5 姜庄塘库 A、B、C 3 孔各时段拦沙效应计算结果及其平均值

2.2.2 泉安子塘库拦沙效应 两个小流域同处沂蒙山区,经济社会和环境演变的历史有一定相似性,根据沉积物定年结果结合流域环境演变历史,也为便于比较,将近 50 年泉安子塘库的沉积过程划分为与姜庄塘库相似的 5 个阶段,即:1959—1962 年、1963—

1972 年、1973—1985 年、1986—1997 年和 1998—2012 年,计算各阶段的拦沙效应。

从图 6 可以看出,D~F 各孔各阶段年均拦沙量的计算结果及 3 孔各阶段计算结果的平均值,即拦沙效应。

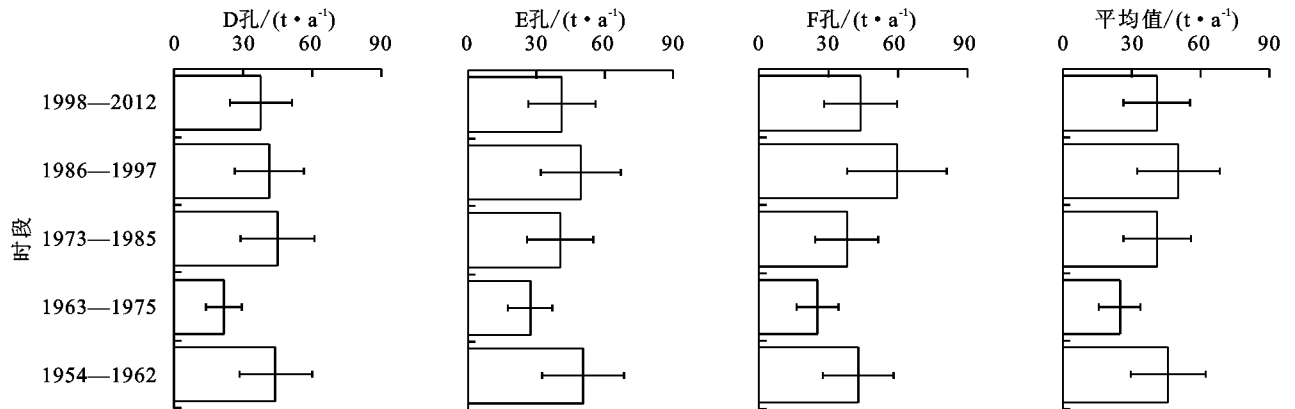


图 6 泉安子塘库 D、E、F 3 孔各时段拦沙效应计算结果及其平均值

总体上,D、E、F 3 孔求得各时段拦沙效应介于  $(22 \pm 7) \sim (59 \pm 21) \text{ t/a}$ ,平均值为  $(41 \pm 15) \text{ t/a}$ 。3 孔求得 1959 年建坝以来的总拦沙量约分别为 1 975, 2 079, 2 237 t,平均值 2 097 t,可大致表征建坝以来的总拦沙效应。建坝近 50 年来,3 孔计算结果的变化趋势大致相似。1959—1962 年时段 3 孔的计算结果均大于 1963—1972 年时段,此后总体呈增加趋势,该趋势受控于流域人类扰动作用下产沙强度的历史变化。1958 年集中伐木,导致流域产沙强度变大,这种影响在 1959—1962 年时段仍在持续,故拦沙效应较大;在这之后人类扰动强度较弱,草灌得到一定恢复,产沙强度降低,1963—1972 年期间拦沙效应达到最低值;此后随着人类活动强度逐渐增加,产沙强度增加,拦沙效应随之增加。但最后时段(1998—2012 年)3 钻孔拦沙效应计算结果均低于其上一时段(1986—1997 年),这与上世纪 90 年代末以来,人类扰动强度的降低,产沙强度减小有关。石灰岩地区土层浅薄,加之水土地下漏失,石漠化显著,因此土地生

产力低下,耕作强度亦受限制。与此同时城市化进程加速,更多青壮年劳动力外出务工,客观上减少了耕作扰动,产沙强度下降,拦沙效应随之减小。

### 3 讨论

#### 3.1 两个塘库沉积物剖面特征比较

总体上,姜庄塘库 A~C 3 孔的<sup>137</sup>Cs 和<sup>210</sup>Pb<sub>ex</sub>活度、黏粒含量及容重深度分布变化较泉安子塘库 D~F 3 孔更为复杂。这在一定程度上反映了流域人类扰动对姜庄塘库沉积物剖面影响大,而对泉安子塘库沉积物剖面影响小。A~C 的复杂下形态由表层土与深层土的来沙比例变化所致,受人类活动影响较大,如修路会导致源自深层土的泥沙比例增加,而植被破坏则导致来自表层土的泥沙比例增加。这与花岗岩风化壳发育的棕壤土层较厚、土质松散、易受扰动及表层与深层土壤性质差异显著有关。而石灰岩小流域则完全不同,褐土的土层单薄,与基岩“突变”接触,风化壳缺失,全部土壤均可视为表层土。此外褐土质地较细,D~F 孔的黏粒含量明显高于 A~C

孔,亦可反映出褐土的黏粒高于棕壤,与棕壤相比不易被扰动,加之裸露石灰岩与薄层褐土交错分布,限制了耕作强度的增加。也因如此,A~C剖面可反映流域人类活动和环境演变的大致历史,记录重要环境事件,而D~F剖面则不明显。故两个塘库沉积物剖面 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度、黏粒含量及容重的差异,反映了两个小流域花岗岩与石灰岩岩性背景迥异,以及由此衍生的土壤性质、人类扰动强度及其产沙响应的不同。

### 3.2 两个塘库拦沙效应的异同

两个塘库拦沙效应反映了两种岩性小流域产沙强度及其对人类活动的响应特征。尽管姜庄小流域面积和坡度均小于泉安子小流域,但姜庄塘库的拦沙效应明显大于泉安子塘库,1963年以来姜庄塘库的拦沙总量约4倍于泉安子塘库,这是此两座塘库分别控制的花岗岩与石灰岩小流域在人类扰动作用下产沙强度差异所致。首先,石灰岩发育的褐土,其抗蚀性高于花岗岩发育的棕壤;其次,土层厚度褐土小于棕壤,石灰岩地区裸岩与薄层褐土交错分布,石漠化现象显著,花岗岩地区则不然;再者,由于地下岩溶裂隙发育,水分易漏失,石灰岩地区保水能力差,土地生产力有限,人口密度低于花岗岩地区,人类扰动强度亦低。由于抗蚀性差异,即便在相同扰动情况下,褐土侵蚀强度依然小于棕壤<sup>[19]</sup>。简言之,泉安子塘库拦沙效应小于姜庄塘库,反映了褐土可侵蚀量少于棕壤,抗蚀性大于棕壤,受扰动强度小于棕壤。

近50年两个塘库拦沙效应的变化趋势既有相似又有不同。相似之处在于,自上世纪50年代建坝至70年代早期,两个塘库拦沙效应均减小,此后总体呈增加之势。该趋势反映了两个小流域相似的人地关系演化历史及产沙强度的响应过程。如1958年集中伐木,70年代以来的农地扩张耕作加强,均导致产沙强度增加,而60年代初至70年代初的植被恢复则降低产沙强度。不同之处则在于,自1997年以后,姜庄塘库拦沙效应持续增加,而泉安子塘库拦沙效应则有所降低,反映出两个不同岩性小流域人类活动及其产沙强度响应的特征差异。石灰岩背景的泉安子小流域,薄层褐土与石漠化,使得可流失土壤越来越少,也限制了耕作扰动的持续加强,机械化耕作难以开展,加之越来越多青壮年外出务工,人类扰动强度有所降低,产沙强度、拦沙效应随之减小。相比之下,花岗岩背景的姜庄小流域,棕壤土层较厚,无裸岩出露,无地下漏失,水土条件较好,耕作强度持续增加,尤其90年代以来,机械化耕作不断推进,人类扰动强度持续增加,产沙强度、拦沙效应随之增加。

## 4 结论

(1)姜庄塘库 $^{137}\text{Cs}$ 和 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 活度、黏粒含量及容

重深度分布较泉安子塘库复杂,可认为前者受流域人类活动的影响大于后者。反映了两个小流域花岗岩与石灰岩岩性背景差异以及由此衍生的土壤性质、人类扰动强度及其产沙响应的不同。

(2)尽管姜庄小流域面积和坡度小于泉安子小流域,但姜庄塘库的拦沙效应明显大于泉安子塘库,1963年以来姜庄塘库的拦沙总量约4倍于泉安子塘库,这是两个不同岩性小流域在人类扰动作用下产沙强度差异所致。

(3)上世纪50至70年代早期两个塘库拦沙效应均减小,此后呈增加之势,反映了两个小流域相似的人地关系演化历史及产沙强度的响应过程。1997年后,姜庄塘库拦沙效应持续增加而泉安子塘库则降低,反映出两个不同岩性小流域人类活动及其产沙强度响应的差异。

### 参考文献:

- [1] 汪安南.中国水利统计年鉴2016[M].北京:水利水电出版社,2016.
- [2] 焦菊英,王万忠,李靖,等.黄土高原丘陵沟壑区淤地坝的淤地拦沙效益分析[J].农业工程学报,2003,19(6):302-306.
- [3] Fang H Y. Impact of land use change and dam construction on soil erosion and sediment yield in the black soil region, northeastern China[J]. Land Degradation and Development,2017,28(4):1482-1492.
- [4] 师长兴,杜俊.长江上游输沙量阶段性变化和原因分析[J].泥沙研究,2009(4):17-24.
- [5] 李景保,代勇,欧朝敏,等.长江三峡水库蓄水运用对洞庭湖水沙特性的影响[J].水土保持学报,2011,25(3):215-219.
- [6] 张俊民.山东省山地丘陵区土壤[M].济南:山东科学技术出版社,1986.
- [7] Zhang Y Q, Long Y, An J, et al. Spatial patterns of  $^{137}\text{Cs}$  inventories and soil erosion from earth-banked terraces in the Yimeng Mountains, China[J]. Journal of Environmental Radioactivity,2014,136(10):1-9.
- [8] 张信宝,王世杰,贺秀斌,等.碳酸盐岩风化壳中的土壤蠕滑与岩溶坡地的土壤地下漏失[J].地球与环境,2007,35(3):202-206.
- [9] Seleznev A A, Yarmoshenko I V, Sergeev A P.  $^{137}\text{Cs}$  in puddle sediments as timescale tracer in urban environment[J]. Journal of Environmental Radioactivity,2015,142(4):9-13.
- [10] Anjum R, Gao J C, Tang Q, et al. Linking sedimentary total organic carbon to  $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$  chronology from Changshou Lake in the Three Gorges Reservoir Region, China[J]. Chemosphere,2017,174(5):243-252.

(下转第66页)

- [9] Worthington S R H. Diagnostic tests for conceptualizing transport in bedrock aquifers[J]. *Journal of Hydrology*, 2015, 529(Part 1):365-372.
- [10] Sohrt J, Ries F, Sauter M, et al. Significance of preferential flow at the rock soil interface in a semi-arid karst environment[J]. *Catena*, 2014, 123:1-10.
- [11] Fu Z Y, Chen H S, Zhang W, et al. Subsurface flow in a soil-mantled subtropical dolomite karst slope: A field rainfall simulation study [J]. *Geomorphology*, 2015, 250:1-14.
- [12] Dvory N Z, Livshitz Y, Kuznetsov M, et al. The effect of hydrogeological conditions on variability and dynamic of groundwater recharge in a carbonate aquifer at local scale [J]. *Journal of Hydrology*, 2016, 535:480-494.
- [13] 王发, 付智勇, 陈洪松, 等. 喀斯特洼地退耕和耕作土壤优先流特征[J]. *水土保持学报*, 2016, 30(1):111-116.
- [14] 韦本辉, 甘秀芹, 申章佑, 等. 粉垄栽培甘蔗试验增产效果[J]. *中国农业科学*, 2011, 44(21):4544-4550.
- [15] 盛丰, 张利勇, 吴丹. 土壤优先流模型理论与观测技术的研究进展[J]. *农业工程学报*, 2016, 32(6):1-10.
- [16] Flury M, Flühler H, Jury W A, et al. Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study[J]. *Water Resources Research*, 1994, 30(7):1945-1954.
- [17] Van Schaik N. Spatial variability of infiltration patterns related to site characteristics in a semi-arid watershed[J]. *Catena*, 2009, 78(1):36-47.
- [18] 曾志远, 曹锦铎. 分数维几何学在地学和土壤制图学上的应用[J]. *土壤*, 1991, 23(3):117-122.
- [19] 吴庆华, 张家发, 蔺文静, 等. 土壤水流模式染色剂示踪及优先流程度评估[J]. *农业工程学报*, 2014, 30(7):82-90.
- [20] 吴庆华, 朱国胜, 崔皓东, 等. 降雨强度对优先流特征的影响及其数值模拟[J]. *农业工程学报*, 2014, 30(20):118-127.
- [21] 王红兰, 蒋舜媛, 崔俊芳, 等. 紫色土坡耕地土壤大孔隙流的定量评价[J]. *农业工程学报*, 2017, 33(22):167-174.
- [22] 牛海, 李和平, 赵萌莉, 等. 毛乌素沙地不同水分梯度根系垂直分布与土壤水分关系的研究[J]. *干旱区资源与环境*, 2008, 22(2):157-163.
- [23] Tobella A B, Reese H, Almaw A, et al. The effect of trees on preferential flow and soil infiltrability in an agroforestry parkland in semiarid Burkina Faso [J]. *Water Resources Research*, 2014, 50(4):3342-3354.
- [24] Bogner C, Mirzaei M, Ruy S, et al. Microtopography, water storage and flow patterns in a fine-textured soil under agricultural use [J]. *Hydrological Processes*, 2013, 27(12):1797-1806.
- [25] Etana A, Larsbo M, Keller T, et al. Persistent subsoil compaction and its effects on preferential flow patterns in a loamy till soil[J]. *Geoderma*, 2013, 192(1):430-436.
- [26] 戴翠婷, 刘窑军, 王天巍, 等. 三峡库区高砾石含量紫色土优先流形态特征[J]. *水土保持学报*, 2017, 31(1):103-108, 115.
- [27] 张东旭, 张洪江, 程金花. 基于多指标评价和分形维数的坡耕地优先流定量分析[J]. *农业机械学报*, 2017, 48(12):214-220, 277.
- [28] 闫加亮, 赵文智, 张勇勇. 绿洲农田土壤优先流特征及其对灌溉量的响应[J]. *应用生态学报*, 2015, 26(5):1454-1460.

(上接第 57 页)

- [11] Yang W F, Zhao X F, Zhang F, et al. Identification of the earlier human-induced sedimentation change in Daya Bay, northern South China Sea using  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$ [J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2018, 126(1):334-337.
- [12] Zapata F. Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides [M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2002.
- [13] Appleby P G, Oldfield F, Thompson R, et al.  $^{210}\text{Pb}$  dating of annually laminated lake sediments from Finland[J]. *Nature*, 1979, 280(5717):53-55.
- [14] Appleby P G, Oldfield F. The assessment of  $^{210}\text{Pb}$  data from sites with varying sediment accumulation rates [J]. *Hydrobiologia*, 1983, 103(1):29-35.
- [15] Appleby P G, Oldfield F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported  $^{210}\text{Pb}$  to the sediment[J]. *Catena*, 1978, 5(1):1-8.
- [16] Hernández J. A  $^{210}\text{Pb}$ -based chronological model for recent sediments with random entries of mass and activities: Model development[J]. *Journal of Environmental Radioactivity*, 2016, 151(1):64-74.
- [17] Zhang X C, Zhang G H, Garbrecht J D, et al. Dating sediment in a fast sedimentation reservoir using cesium-137 and lead-210[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2015, 79(3):948-956.
- [18] Mabit L, Benmansour M, Abril J M, et al. Fallout  $^{210}\text{Pb}$  as a soil and sediment tracer in catchment sediment budget investigations: A review[J]. *Earth-Science Reviews*, 2014, 138(11):335-351.
- [19] 王志伟, 艾钊, 张国庆, 等. 沂蒙山区坡面侵蚀过程[J]. *中国水土保持科学*, 2013, 11(5):42-47.