

非耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应模型

孙威^①, 杨浩^{①*}, 赵其国^{①②}, 张明礼^①, 徐良将^①

① 南京师范大学地理科学学院, 南京 210023;

② 中国科学院南京土壤研究所, 南京 210008

* 联系人, E-mail: yanghao@nju.edu.cn

2012-10-25 收稿, 2012-12-24 接受, 2013-04-09 网络版发表

国家自然科学基金重点项目(41030751)、国家自然科学基金(41173094, 41103047)和江苏高校优势学科建设工程资助

摘要 在分析非耕作土壤侵蚀速率变化对土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量变化机制的基础上, 利用质量平衡模型建立了非耕作土壤侵蚀速率变化对土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量变化的响应模型; 并针对非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 示踪土壤侵蚀速率的模型, 通过土壤侵蚀速率变化对模型进行数值模拟, 结果证明: (1) “ $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法的测定值表征 100 a 或 200 a 以来的平均土壤侵蚀速率”的认识是不正确的; (2) 非耕作土壤剖面中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度在土壤侵蚀速率发生变化后, 随时间推移呈指数变化, 且土壤侵蚀速率与 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量呈反比例关系; (3) 非耕作土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量达到稳定态的时间受土壤侵蚀速率变化量和张弛质量深度影响. 研究结果对正确认识 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法的侵蚀速率测定值的表征时间具有理论指导意义.

关键词

$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量
土壤侵蚀速率
时间响应模型
非耕作

^{137}Cs 并非自然界存在的示踪核素, 它是 20 世纪 50~70 年代人类进行核试验或核泄漏产生的一种人工放射性核素, 是一种较好的测定平均土壤侵蚀速率的示踪核素. ^{137}Cs 的半衰期 30.2 a, 世界各国在利用 ^{137}Cs 测算中长期(约 40 a)土壤侵蚀速率方面, 取得了丰硕的成果^[1-4]. 国内张信宝等人^[5,6]、Yang 等人^[7,8]、刘纪远等人^[9-12]在土壤侵蚀的 ^{137}Cs 示踪技术建模、区域应用等方向进行了大量的深入研究. 土壤中 ^{137}Cs 的含量随着时间的发展不断减少, 测试的困难程度持续增大. 除此之外, 南半球土壤中 ^{137}Cs 含量低, 测试更加困难, 欧洲的一些国家和地区断定土壤中来源于切尔诺贝利核事故的 ^{137}Cs 含量十分困难, 因此一种能够取而代之的新型示踪核素 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 应运而生.

近年来一些学者探索性地应用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 核素测试土壤侵蚀^[13-15]. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 是 ^{238}U 衰变系列的一种自然产物, 半衰期 22.6 a, 源于惰性气体 ^{222}Rn (半衰期 3.8 d)的衰变. ^{222}Rn 是 ^{226}Ra (半衰期 1622 a)的衰变产物,

^{226}Ra 广泛分布于自然的土壤或岩石中. ^{210}Pb 在土壤由两部分组成, 土壤和岩石中的 ^{226}Ra 衰变产生的 ^{222}Rn 气体, 一部分在土壤和岩石中直接衰变为 ^{210}Pb , 另一部分逃逸至大气中, 然后再衰变为 ^{210}Pb 沉降到地表, 被表层土壤吸附. 大气沉降到地表土壤中的 ^{210}Pb 称为“非载体来源”的 ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$)^[16]. 与 ^{137}Cs 一样, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 通过干湿沉降到地面, 即刻被表层土壤颗粒吸附, 几乎不会被淋溶流失和植物摄取, 伴随被吸附土壤、泥沙颗粒的物理运动而迁移^[17].

目前一些学者应用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 作为示踪核素测试土壤侵蚀获得了可喜的成果^[18,19]. ^{137}Cs 是一种人工放射性核素, 由于土壤流失和自然衰变, 土壤中 ^{137}Cs 总量在不断减少, 因此在土壤分布中 ^{137}Cs 处于非稳定状态, 而 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 却在长期稳定的环境中处于稳定状态. 在使用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 测试农耕地的土壤流失方面, Walling 和 He^[18]进行了较全面的研究, 给出了估算稳定态耕作土壤侵蚀速率的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 质量平衡模型. 他

引用格式: 孙威, 杨浩, 赵其国, 等. 非耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应模型. 科学通报, 2013, 58: 1379-1384

英文版见: Sun W, Yang H, Zhao Q G, et al. Response of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ inventory to changes in soil erosion rates on uncultivated land. Chin Sci Bull, 2013, 58: 1725-1730, doi: 10.1007/s11434-013-5693-6

们把连续耕作 100 a 以上的耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 赋存状态视为稳定态. 此后普遍认为, ^{137}Cs 法测的土壤侵蚀速率测定值表征 40 a 或 50 a 以来的平均值, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法土壤侵蚀速率测定值表征 100 a 或 200 a 以来的平均值^[20,21]. 最近作者通过对非耕作土的研究认识到, 100 a 仅仅是非耕作土壤侵蚀速率发生变化后, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量达到稳定态所经历的时间, 而不是 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法测定土壤侵蚀速率所表征的时间, 这与张信宝等人^[22]研究农耕地 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量稳定态时间所得到的结论一致. 本文阐明了非农耕地土壤侵蚀速率变化对 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量的响应机制, 通过响应模型计算了 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的时间响应, 以期纠正对 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法测得的土壤侵蚀速率表征时间的错误认识.

1 耕作土和非耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对土壤侵蚀速率变化的响应机制

1.1 稳定态耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对土壤侵蚀速率变化的响应机制

已有研究表明, 在犁耕均匀作用下, 农耕地土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 均匀分布于犁耕层深度内, 犁底层土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量极少^[13,19]; 张信宝等人^[22]给出了稳定态侵蚀农耕地土壤的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 质量平衡模型的简化形式, 即

$$I = (\lambda + h/H)A, \quad (1)$$

式中, λ 为 ^{210}Pb 衰变系数 (0.031 a^{-1}); I 为 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 沉降通量 ($\text{Bq m}^{-2} \text{ a}^{-1}$); h 为年侵蚀质量厚度 ($\text{kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$); H 为张弛质量深度 (kg m^{-2}); A 为土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度 (Bq m^{-2}).

张信宝等人^[19]通过对农耕地土壤的研究建立起 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 沉降通量与本底值的关系, 即

$$I = \lambda A_{\text{ref}}, \quad (2)$$

式中, A_{ref} 为 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 本底值 (Bq m^{-2}).

通过式(1)和(2)得到稳定态耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度 A 和年侵蚀厚度 h 之间的关系, 即

$$\lambda(A_{\text{ref}}/A - 1) = h/H. \quad (3)$$

利用式(3), 可以计算稳定状态下侵蚀耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的多年平均侵蚀速率.

若侵蚀速率发生变化后, 打破耕作土中原有的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 平衡, 利用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的流失、衰变、沉降的关系, 通过耕作土壤的面积活度随时间变化的微分方程建

立响应模型, 即

$$\frac{dA_t}{dt} = I - \left(\lambda + \frac{h_a}{H} \right) A_t. \quad (4)$$

式中, t 为侵蚀速率变化后所需的时间(a); A_t 为时间 t 时土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度 (Bq m^{-2}); h_a 为侵蚀速率变化后的年侵蚀厚度 ($\text{kg cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$).

若侵蚀速率从 h_0 变化到 h_a , 求解微分方程可得到

$$A_t = \frac{\lambda A_{\text{ref}}}{\lambda + h_a/H} + \left(\frac{\lambda A_{\text{ref}}}{\lambda + h_0/H} - \frac{\lambda A_{\text{ref}}}{\lambda + h_a/H} \right) e^{-(\lambda + h_a/H)t}. \quad (5)$$

时间 t 耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度与本底值的比例可表示为

$$R_t = \frac{\lambda}{\lambda + h_a/H} + \left(\frac{\lambda}{\lambda + h_0/H} - \frac{\lambda}{\lambda + h_a/H} \right) e^{-(\lambda + h_a/H)t}, \quad (6)$$

式中, R_t 为时间 t 土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度与本底值的比例.

以上是张信宝等人^[22]对耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化响应模型的研究, 这为本文进一步研究非耕作 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化响应模型提供了重要的参考依据, 下面对两个模型进行详细地分析和对比.

1.2 稳定态非耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量与土壤侵蚀速率的关系

非耕作土壤中, 示踪核素 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 受降水下渗、颗粒分选、地表富集等影响, 在土壤剖面中呈指数递减的分布特征^[13]. 由于土壤侵蚀和衰变, 土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量不断减少; 同时, 大气源源不断地为地表土壤提供 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 来源, 弥补了因土壤侵蚀和衰变造成的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量损失; 在长期稳定的地表环境下, 当土壤侵蚀和衰变引起的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 减少与大气 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 沉降补给达到动态平衡, 即认为处于稳定态.

非耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 表层浓度最高, 随深度增加 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量迅速减少, 具有向下按照指数衰减的分布特征, 其分布特征可以表示为

$$A_x = Ae^{-x/H}, \quad (7)$$

式中, A_x 为质量深度 x 下的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积浓度 (Bq m^{-2}); A 为土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积浓度 (Bq m^{-2}); H 为土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 分布张弛质量深度 (kg m^{-2}); x 为质量深度 (kg m^{-2}).

通过式(7)可以知道, 非耕作土壤受到土壤侵蚀时的流失量为 $(1 - e^{-h/H})A$, 作者给出稳定态非耕作土壤的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 质量平衡模型, 模型的简化形式如下

$$I = (\lambda + 1 - e^{-h/H})A, \quad (8)$$

式中, λ 为 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 衰变系数(0.031 a^{-1}); I 为 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 沉降通量($\text{Bq m}^{-2} \text{ a}^{-1}$); h 为年侵蚀质量厚度($\text{kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$); H 为张弛质量深度(kg m^{-2}); A 为土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度(Bq m^{-2}).

综合式(2)和(8), 建立稳定态非耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 年侵蚀质量厚度 h 与面积活度 A 之间的关系, 即

$$h = -H \ln(\lambda + 1 - \lambda A_{\text{ref}}/A). \quad (9)$$

利用式(9), 可计算出非耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 稳定态下侵蚀非耕作土的多年平均侵蚀速率.

1.3 非耕作土壤侵蚀速率变化后 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量的响应机制

示踪核素 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 随降水沉降到地表, 被土壤表层的颗粒吸附后, 伴随土壤和泥沙的物理运动发生迁移^[17,18]; 因此可以利用土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量的多少估算土壤侵蚀速率的大小^[23,24]. 在非耕作土中, 土壤侵蚀速率越高, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的面积活度越低; 反之, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的面积活度越高. 非耕作土壤剖面中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度呈指数递减分布特征, 不同侵蚀速率的非耕作土 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度可由图 1 显示. 当土壤侵蚀速率增大时, 土壤侵蚀流失的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 量增加, 土壤剖面中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度随之慢慢降低, 直至大气沉降补充的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 与因土壤侵蚀流失和衰变减少的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 重新达到平衡, 非耕作层内的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度值最终重获稳定. 当土壤侵蚀速率减小时, 土壤剖面中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 逐渐累积导致面积活度逐渐增加, 直至非耕作土的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 输入与输出达到新的稳定态.

2 非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化响应模型

2.1 响应模型的建立

侵蚀速率发生变化后, 非耕作土壤的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 平衡被打破, 非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度随时间变化的微分方程如下

$$\frac{dA_t}{dt} = I - (\lambda + 1 - e^{-h/H})A_t, \quad (10)$$

式中, t 为侵蚀速率变化后所经历的时间(a); h 为侵蚀速率变化后的年侵蚀质量厚度($\text{kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$).

当 $t=0$ 时, $A_t=A_0$, 侵蚀速率变化前的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度, 由式(9)得到

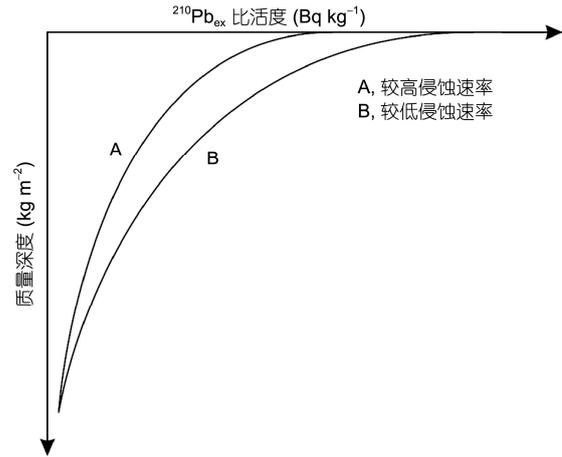


图 1 非农耕地侵蚀速率与非农耕地 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度相关性示意图

$$A_0 = \frac{\lambda A_{\text{ref}}}{\lambda + 1 - e^{-h_0/H}}, \quad (11)$$

式中, h_0 为侵蚀速率变化前的年侵蚀质量厚度($\text{kg cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$).

若侵蚀速率发生改变, 即从 h_0 变化到 h_a , 解微分方程式(4)可获得 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度的时间响应模型, 即

$$A_t = \frac{\lambda A_{\text{ref}}}{\lambda + 1 - e^{-h_a/H}} + \left(\frac{\lambda A_{\text{ref}}}{\lambda + 1 - e^{-h_0/H}} - \frac{\lambda A_{\text{ref}}}{\lambda + 1 - e^{-h_a/H}} \right) e^{-(\lambda + 1 - e^{-h_a/H})t}. \quad (12)$$

式(12)为非耕作地土壤侵蚀速率发生变化后 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度的时间响应模型. 当 $t > 100 \text{ a}$ 时, 式(12)中的“ $e^{-(\lambda + 1 - e^{-h_a/H})t} < 10^{-3}$ ”, 可近似为 0, 面积活度 A_t 为恒定值不再发生变化, 土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 处于新的稳定态. 这和 Walling 与 He^[18] 的观点, 即“发生 100 a 以上持续耕种、土壤侵蚀均匀的农耕地, 可以认为土壤中的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 处于稳定态状态”相一致. 100 a 是土壤侵蚀的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量达到稳定态所需的时间, 目前流行的“100 a 是 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法测定的侵蚀速率所表征的时间”的看法是不科学的. 本文中给出的式(9)适合于计算 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 达到稳定态后的非耕作土壤侵蚀速率.

2.2 非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化响应过程模拟

时间 t 土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度和本底值的比例可表述为

$$R_t = \frac{A_t}{A_{ref}} \quad (13)$$

式中, R_t 为时间 t 非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度和本底值的比例值.

当 $t \rightarrow \infty$, 非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度将最终达到稳定态, 即

$$A_a = \frac{\lambda A_{ref}}{\lambda + 1 - e^{-h_a/H}} \quad (14)$$

式中, A_a 为在稳定态状况下, 与年侵蚀质量厚度 h_a 相应的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度 (Bq m^{-2}). 把式(12)带入式(13)得

$$R_t = \frac{\lambda}{\lambda + 1 - e^{-h_a/H}} + \left(\frac{\lambda}{\lambda + 1 - e^{-h_0/H}} - \frac{\lambda}{\lambda + 1 - e^{-h_a/H}} \right) e^{-(\lambda + 1 - e^{-h_a/H})t} \quad (15)$$

作者利用式(15)模拟了非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的面积活度和本底值比例关系随时间的变化情况. 图 2 是两种情况的土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量随时间的变化情况, 取张弛质量深度 $H=250 \text{ kg m}^{-2}$, 曲线 A1 代表侵蚀速率从 $h_0=10 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 减小至 $h_a=1 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 曲线 A2 代表侵蚀速率从 $h_0=1 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 增大至 $h_a=10 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. 由图 2 可知, 土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度和 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 本底值的比例值(R_t)随着时间增加呈指数变化. 侵蚀速率增加, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度减小; 反之则增大. 若 $t \rightarrow +\infty$, 土壤的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度为侵蚀速率(h_a)对应的稳定态 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度 A_a . 侵蚀速率改变后的前几年, 土壤的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度急剧变化, 20 a 后明显减缓, 50 a 后非常缓慢, 100 a 后已接近稳定态值. 曲线 A1 与曲线 A2 在 14 a 处相交, 曲线 A1 的比例值从 0.442 增大至到 0.614, 变化量为 0.172; 曲线 A2 的比例值从 0.886 减小至 0.608, 变化量为 0.278. 理论上, 利用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 质量平衡模型计算的土壤侵蚀速率, 应为 100 a 以上的稳定态的非耕作土. 实际上野外采样时, 常常很难查明取样点土壤侵蚀和土地利用的变化历史, 有些取样点未必是持续 100 a 以上的稳定态非耕地. 若非耕作土壤的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 未达到稳定态, 根据取样点的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度, 利用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 稳定态质量平衡模型得到的侵蚀速率值(图 2 右侧纵坐标轴上的对应值)与实际值存在一定误差. 其误差随侵蚀速率变化年限的增加而不断减少, 计算值也逐渐接近于变化后的实际侵蚀速率.

图 3 是不同非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应示意图, 曲线 B1 代表侵蚀速率从 $h_0=4$

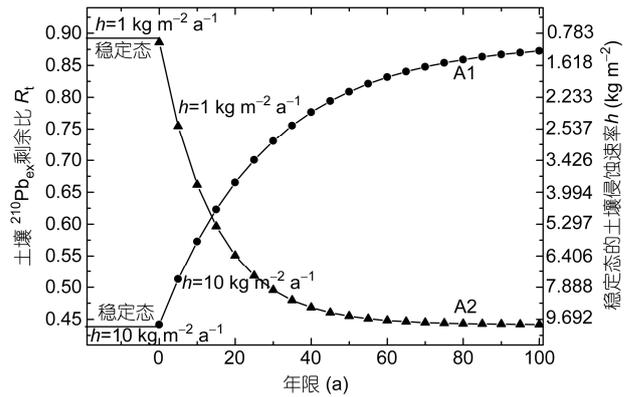


图 2 非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应

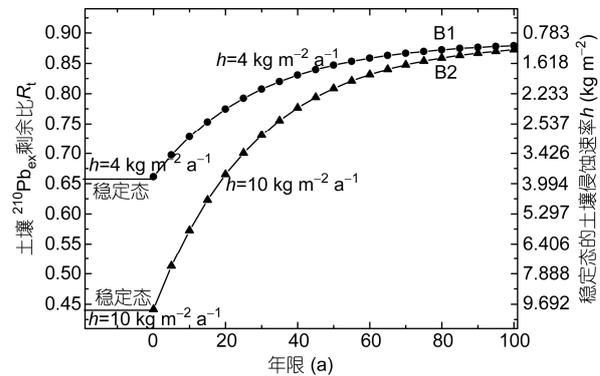


图 3 不同非耕作地 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应

$\text{kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 减小至 $h_a=1 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 曲线 B2 代表侵蚀速率从 $h_0=10 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 减小至 $h_a=1 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. 从图中可以看到, 侵蚀速率同时减小到 $2 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 曲线 B1 需要 26 a, 曲线 B2 需要 46 a; 当侵蚀速率同时减小到 $1.5 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 曲线 B1 需要 44 a, 曲线 B2 需要 64 a; 说明侵蚀速率变化量越小, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量达到稳定态的时间越小; 反之, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量达到稳定态的时间越大.

图 4 是不同张弛质量深度的非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应示意图, 曲线 C1 和曲线 C2 代表张弛质量深度为 $H=250 \text{ kg m}^{-2}$ 的非耕作土, 曲线 C3 和曲线 C4 代表张弛质量深度为 $H=150 \text{ kg m}^{-2}$ 的非耕作土. 从图中可以看出, 在相同时间内张弛质量深度不同则非耕作土壤侵蚀速率变化大小不同; 图 4 中土壤侵蚀速率变化量相同, 20 a 后曲线 C1 从 $1 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 增大至 $6.40 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 曲线 C3 从 $1 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 增大至 $7.19 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 曲线 C2 从 $10 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 减小至 $3.93 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 曲线 C4 从 $10 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 减小至 $3.28 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$; 40 a 后曲线 C1 增大至 $8.95 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$,

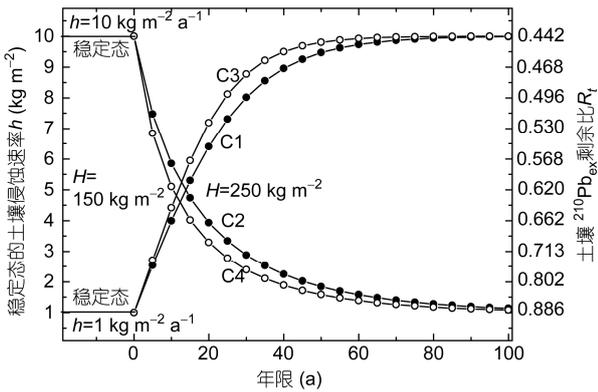


图 4 不同张弛质量深度的非耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应

曲线 C3 增大至 $9.50 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 曲线 C2 从减小至 $2.25 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 曲线 C4 减小至 $1.88 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. 理论上, 不同张弛质量深度的非耕作土, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的赋存状态到达稳定态的时间都趋近于无穷大; 但张弛质量深度会对非耕作土侵蚀速率产生影响, 张弛深度越小, 土侵蚀速率变化越大; 反之, 越小.

图 5 是非耕作与耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应示意图, 作者把论文中的非耕作 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应模型与张信宝等人^[22]的耕作 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应模型作对比. 张弛质量深度 $H=250 \text{ kg m}^{-2}$, 分别给出侵蚀速率从 $h_0=1 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 增大至 $h_a=10 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 和侵蚀速率从 $h_0=10 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 减小至 $h_a=1 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 的两条曲线. 曲线 D1 与曲线 D2 代表非耕作模型, 曲线 D3 和曲线 D4 代表张信宝等人^[22]的耕作模型, 发现曲线 D1 与曲线 D3 重合, 曲线 D2 与曲线 D4 重合. 结果显示, 不论是非耕作还是耕作, 在 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应机制方面, 表现出高度一致性, 本文不但证明了张信宝等人^[22]研究的农耕地土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应模型的正确性, 也是对张信宝等人^[22]构建的模型的进一步补充说明.

3 结论

(i) 目前普遍认为的“100 a 或 200 a 为 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$

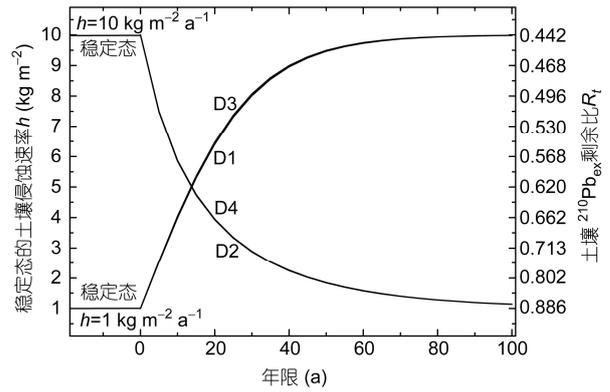


图 5 非耕作与耕作土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应

法测定较长的平均土壤侵蚀速率的测定值”这一说法, 是不科学的. 100 a 仅仅是非耕作土壤侵蚀速率发生变化后, 土壤剖面中的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量达到稳定态的最短时间, 而不是 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法测定的土壤侵蚀速率所表征的时间.

(ii) 非耕作土壤侵蚀速率发生变化后, 土壤剖面中的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度即刻作出响应, 随着时间的推移呈指数减少或者增加. 若侵蚀速率减小, 面积活度增加; 若侵蚀速率增大, 面积活度减少; 土壤侵蚀速率与 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量呈反比例关系. 土壤侵蚀速率改变后的前些年, 土壤中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 面积活度往往会剧烈变化, 20 a 以后明显减缓, 50 a 以后非常缓慢, 100 a 以后几乎接近稳定态值.

(iii) 非耕作土壤侵蚀速率变化量与 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的张弛质量深度和稳定态的时间有关, 侵蚀速率变化量越小、达到稳定态的时间越快; 反之, 达到稳定态的时间越慢; 张弛质量深度越小, 土壤侵蚀速率变化越大; 反之, 越小.

(iv) 本文通过数值模型与张信宝等人^[22]研究的农耕地 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应模型进行对比, 结果发现无论是耕作土还是非耕作土, 在示踪机理上表现出一致性. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 是一种理想的可以代替 ^{137}Cs 用于测定土壤侵蚀速率的示踪核素, 它不仅可以测定 100 a 以上长期的土壤侵蚀速率, 还可以调查近期土地利用变化的土壤侵蚀响应.

致谢 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所张信宝研究员对本文提出了宝贵建议, 特此致谢.

参考文献

- 1 Pennock D J, Lemmon D S, de Jong E. Cesium-137 measured erosion rates for five parent-material groups in southwestern Saskatchewan. *Can J Soil Sci*, 1995, 75: 205–210
- 2 Walling D E, Quine T A. Use of ^{137}Cs measurements to investigate soil erosion on arable fields in the UK: Potential applications and limitations. *J Soil Sci*, 1991, 42: 147–165
- 3 Walling D E, Woodward J C. Use of radiometric fingerprints to derive information on suspended sediment sources. *IAHS Publ*, 1992, 210: 153–164
- 4 Wallbrink P J, Murray A. Determining soil loss using the inventory ratio of excess lead-210 to cesium-137. *Soil Sci Soc Am J*, 1996, 60: 1201–1208
- 5 张信宝, 李少龙, 王成华, 等. 黄土高原小流域泥沙来源的 ^{137}Cs 研究. *科学通报*, 1989, 34: 210–213
- 6 Zhang X B, Higgit D L, Walling D E. A preliminary assessment of the potential for use caesium-137 to estimate rates of soil erosion in the Loess Plateau of China. *Hydrol Sci J*, 1990, 35: 243–252
- 7 Yang H, Chang Q, Du M, et al. Quantitative model of soil erosion rate using ^{137}Cs for uncultivated soil. *Soil Sci*, 1998, 163: 248–257
- 8 Yang H, Du M, Chang Q, et al. Quantitative model for estimating soil erosion rates using ^{137}Cs . *Pedosphere*, 1998, 8: 211–220
- 9 刘纪远, 齐永青, 师华定, 等. 蒙古高原塔里亚特-锡林郭勒样带土壤风蚀速率的 ^{137}Cs 示踪分析. *科学通报*, 2007, 52: 2785–2791
- 10 胡云锋, 刘纪远, 庄大方, 等. 风蚀土壤剖面 ^{137}Cs 的分布及侵蚀速率的估算. *科学通报*, 2005, 50: 933–937
- 11 齐永青, 刘纪远, 师华定, 等. 蒙古高原北部典型草原区土壤风蚀的 ^{137}Cs 示踪法研究. *科学通报*, 2008, 53: 1070–1076
- 12 邵全琴, 肖桐, 刘纪远, 等. 三江源区典型高寒草甸土壤侵蚀的 ^{137}Cs 定量分析. *科学通报*, 2011, 56: 1019–1025
- 13 He Q, Walling D E. The distribution of fallout ^{137}Cs and ^{210}Pb in undisturbed and cultivated soil. *Appl Radiat Isot*, 1997, 48: 677–690
- 14 Mabit L, Benmansour M, Walling D E. Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^7Be for assessing soil erosion and sedimentation. *J Environ Radioact*, 2008, 99: 1799–1807
- 15 Walling D E, Collins A L, Sickingabula H M. Using unsupported lead-210 measurements to investigate soil erosion and sediment delivery in a small Zambian catchment. *Geomorphology*, 2003, 52: 193–213
- 16 Robbins R A. Geochemical and geophysical application of radioactive lead. In: Nriagu J O, ed. *The Biogeochemistry of Lead in the Environment*. Amsterdam: Elsevier, 1978. 286–383
- 17 Zapata F. The use of environmental radionuclides as tracers in soil erosion and sedimentation investigations: Recent advances and future developments. *Soil Till Res*, 2003, 69: 3–13
- 18 Walling D E, He Q. Using fallout lead-210 measurements to estimate soil erosion on cultivated land. *Soil Sci Soc Am J*, 1999, 63: 1404–1412
- 19 张信宝, Walling D E, 冯明义, 等. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 在土壤中的深度分布和通过 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法估算土壤侵蚀速率模型. *科学通报*, 2003, 48: 502–506
- 20 Zheng J J, He X B, Walling D, et al. Assessing soil erosion rates on manually-tilled hillslopes in the Sichuan hilly basin using ^{137}Cs and $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ measurements. *Pedosphere*, 2007, 17: 273–283
- 21 Li Y, Zhang Q W, Reicosky D C, et al. Using ^{137}Cs and $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ for quantifying soil organic carbon redistribution affected by intensive tillage on steep slopes. *Soil Till Res*, 2006, 86: 176–184
- 22 张信宝, 张云齐, 贺秀斌, 等. 农耕地土壤 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 含量对侵蚀速率变化的响应模型. *土壤学报*, 2010, 47: 593–597
- 23 Walling D E, He Q, Quine T A. Use of Caesium-137 and Lead-210 as tracers in soil erosion investigations. In: Batalla R J, Garcia C, eds. *Tracer Technologies for Hydrological System*. Wallingford: IAHS Publication, 1995. 163–172
- 24 Wallbrink P J, Murray A S. Determining soil loss using the inventory ratio of excess Lead-210 to Cesium-137. *Soil Sci Soc Am J*, 1996, 60: 1201–1208