

黄土丘陵区典型沟道侵蚀诱发的 CO₂ 通量估算

郝旺林^{1,2,3}, 夏彬^{1,2}, 许明祥^{1,2,4}

(1.中国科学院水利部水土保持研究所,陕西 杨凌 712100;2.中国科学院大学,北京 100190;
3.吕梁学院生命科学系,山西 吕梁 033000;4.西北农林科技大学水土保持研究所,陕西 杨凌 712100)

摘要:以黄土丘陵区典型侵蚀沟道为对象,基于沟道剖面有机碳和¹³⁷Cs 数据,采用碳库重分布模型估算了典型沟道侵蚀诱发的 CO₂ 通量,并通过检验模型预测效率、解析影响因子,提出了模型校正的思路。结果表明:(1)在长期侵蚀作用下,沟道侵蚀区和沉积区均表现为剧烈的侵蚀效应,侵蚀区侵蚀速率介于 30.99~46.44 mm/a,沉积区侵蚀速率介于 34.20~37.88 mm/a,沉积区土壤流失速率略小于侵蚀区;(2)碳库重分布模型估算显示,侵蚀区与沉积区均表现为较强烈的碳源效应,侵蚀区 CO₂ 通量介于 18.41~28.44 g/(m²·a),沉积区 CO₂ 通量介于 22.19~29.25 g/(m²·a);(3)侵蚀部位、土壤容重、有机碳含量、侵蚀量、沟道平均坡度、植被地上部与地下部生物量共同解释了碳库重分布模型预测效率的变异特征(R²=0.68),其中侵蚀部位、侵蚀量、有机碳含量、土壤容重、植被地下部对预测效率有强驱动效应;(4)引入被忽略的植被新输入有机碳库参数,有望校正碳库重分布模型,提升模型预测效率。该研究结果明确了碳库重分布模型在沟道侵蚀区相比沉积区有更高的 CO₂ 通量预测效率,为进一步提高模型的预测精度,可以考虑引入植被输入有机碳库作为校正参数。

关键词: 沟道侵蚀; CO₂ 通量; 有机碳; ¹³⁷Cs; 模型预测效率

中图分类号: X171.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1009-2242(2022)06-0179-10

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcxb.2022.06.023

Estimation of CO₂ Flux Induced by Gully Erosion on the Loess Hilly Region

HAO Wanglin^{1,2,3}, XIA Bin^{1,2}, XU Mingxiang^{1,2,4}

(1.*Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100*; 2.*University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190*; 3.*Department of Life Sciences, Lyuliang University, Lyuliang, Shanxi 033000*;
4.*Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100*)

Abstract: Gully erosion leads to massive soil loss, which aggravates the migration, loss and morphological changes of organic carbon, and thus induces CO₂ emission effects. Most of the previous studies on CO₂ emission effects of eroded soil were carried out at watershed and regional scales by model estimation, but not enough attention was paid to the CO₂ emission effects induced by gully erosion. According to the carbon pool redistribution model, organic carbon and Cesium-137 content of soil profiles from three gullies were used to estimate the CO₂ flux induced by gully erosion on the Loess Hilly Region, and the model prediction efficiency and its influencing factors were tested. The results showed that: (1) After long-term erosion, severe erosion occurred in both erosion area and sedimentary area of gullies in the three study areas. The erosion rate in erosion area was between 30.99 and 46.44 mm/a, and that in sedimentary area was between 34.20 and 37.88 mm/a, and the soil loss rate in eroded areas were slightly higher than that in deposition areas. (2) The stronger carbon source exists in both erosion and sedimentary areas. The modeling fluxes in erosion and sedimentary area of gullies ranged from 18.41 to 28.44 g/(m²·a), and from 22.19 to 29.25 g/(m²·a), respectively. (3) Erosion site, soil bulk density, soil organic carbon content, soil erosion amount, average slope of gully, aboveground biomass and underground biomass of vegetation jointly explained the variability of prediction efficiency of the carbon pool redistribution model (R²=0.68), among which erosion site, erosion amount,

收稿日期: 2022-04-17
资助项目: 国家自然科学基金项目(41771318, 41830758); 山西省高等学校科技创新项目(2020L0680); 吕梁市重点研发项目(2020SHFZ45)
第一作者: 郝旺林(1984—), 男, 山西五寨人, 讲师, 博士, 主要从事土壤生态与碳循环研究。E-mail: haowanglin@nwsuaf.edu.cn
通信作者: 许明祥(1972—), 男, 陕西吴起人, 研究员, 博士, 主要从事土壤生态与碳循环研究。E-mail: xumx@nwsuaf.edu.cn

organic carbon content, soil bulk density, and below-ground vegetation had strong driving effects on prediction efficiency. (4) The neglected parameter of new input organic carbon pool induced by vegetation should be introduced to correct the carbon pool redistribution model and improve the model prediction efficiency. It was clear that the carbon pool redistribution model had a higher prediction efficiency of CO₂ flux in gully erosion area compared with deposition area. In order to further improve the prediction accuracy of the model, the new organic carbon pool induced by vegetation should be considered as a calibration parameter incorporated in to the carbon pool redistribution model.

Keywords: gully erosion; CO₂ flux; organic carbon; ¹³⁷Cs; model prediction efficiency

黄土高原千沟万壑的地理景观是黄土地貌最为标志性的特征之一。作为黄土高原结构系统中重要的组成部分——沟道,是黄土高原物质交换最频繁、形态变化最剧烈的区域^[1]。黄土高原水土流失的泥沙主要来自于丘陵沟壑区的沟道系统,沟道产沙量约占黄土高原总侵蚀量的 80%^[2]。沟道侵蚀是通过短期内积累的径流在狭窄的渠道经常反复冲刷,把土壤剥离成具有一定深度的狭窄区域。它是人类活动诱发的土地变化和极端降雨共同作用的结果,也是土地退化的主要过程及严重的表现形式^[3]。因此,对沟道侵蚀的研究越来越受到重视^[4-5]。

沟道是流域中区别于坡面系统的另一种类型单元,具有其独特的泥沙运动规律和相应的因素驱动机制^[6]。沟道侵蚀整体过程具有三维本质,受到各种因素和过程的影响^[7],而沟道侵蚀一旦发生,发展的维度和景观的连通性迅速增加^[8],必然引发土壤大量流失和沉积物向下坡沉积,这个过程不仅造成土壤理化及生物学属性^[9]、水热环境等发生变化,而且加剧有机碳的迁移、流失和形态变化^[10],引起 CO₂ 通量的变化^[11],进而驱动区域陆地生态系统碳循环改变。因而,对沟道侵蚀诱发 CO₂ 通量评估有重要的意义。

关于沟道侵蚀的研究多集中在沟道的形态特征^[12]、发育过程^[13]、侵蚀模拟与预测^[4]等方面。近年来,随着研究不断深入,沟道侵蚀在碳循环中的作用开始逐步受到关注^[14],被称为“大地海绵”的泥炭地沟道侵蚀和内陆水域小河流沟道侵蚀诱发的介质——大气界面的 CO₂ 交换通量研究开始进入大众视野^[11,15]。目前,沟道侵蚀诱发的 CO₂ 通量主要借

助近地遥感技术^[16]和同位素示踪技术^[17],通过模型进行测算,这是典型的“黑箱”估算方式,测算模型一般建立在小流域尺度以及空间尺度更大的区域上^[18-19]。在使用的过程中,可能受到研究区域的限制产生一定的不确定性,同样实地监测的可操作性又随着研究区域面积增加而降低,因此,引入现有流域尺度的预测模型是目前成本较低的估算方式,而模型模拟的不确定性以及模型精度的评估显得尤为重要。

基于以上事实,本研究获取了黄土丘陵区典型的侵蚀沟道剖面有机碳和¹³⁷Cs 活度数据,利用碳库重分布模型^[18],估算了沟道侵蚀诱发的 CO₂ 通量,并根据沟道研究区 CO₂ 通量动态定点监测数据,对预测效率及其影响因子进行了点验证评价,以期为沟道侵蚀诱发 CO₂ 通量的准确估测提供一定的科学依据。

1 材料与方法

1.1 试验区概况

研究区位于陕西省延安市安塞区。该区域地处黄土高原腹地,为典型的黄土丘陵沟壑区,属暖温带半干旱季风气候。平均海拔 1 371 m,相对高差 100~300 m,年平均气温 8.8 ℃,多年平均降水量 505 mm,其中 7—9 月的降水量占全年降水的 60%以上。该区土壤侵蚀以细沟、浅沟侵蚀为主,地带性土壤已侵蚀殆尽,土壤以黄土母质上发育来的黄绵土为主。试验样地分别分布在任塔沟(109°15′32″—109°15′35″E, 36°51′26″—36°51′29″N)、洞则沟(109°14′01″—109°14′10″E, 36°56′22″—36°56′28″N)和花豹沟(109°21′37″—109°21′39″E, 36°58′32″—36°58′38″N)3 个小流域,土壤基本理化性状见表 1。

表 1 试验区土壤理化性质概况

试验区	容重/ (g · cm ⁻³)	有机碳/ (g · kg ⁻¹)	全氮/ (g · kg ⁻¹)	全磷/ (g · kg ⁻¹)	pH
任塔沟(RTG)	0.77~1.15	3.17~18.83	0.30~1.70	0.50~0.79	8.13~8.77
洞则沟(DZG)	0.72~0.91	1.21~10.59	0.13~0.88	0.43~0.84	8.35~8.85
花豹沟(HBG)	0.79~1.24	1.18~12.00	0.13~1.11	0.48~0.72	8.42~9.81

1.2 样地选取及试验设计

试验样地于 2019 年选取,在 1 : 10 000 的比例尺下,对卫星影像中长度>100 m 的沟道的地形特

征、形成条件以及空间分布格局进行识别,并选取具代表性沟道 3 条,沟道剖面呈“U”形,沟道两侧均能够有效反映侵蚀、沉积过程的完整坡面,坡麓处多有侵

蚀痕迹,且两侧谷坡已经稳定。样地植被类型主要包括:沙棘(*Hippophae rhamnoides*)、铁杆蒿(*Artemisia gmelinii*)、长芒草(*Stipa bungeana*)、白羊草(*Bothriochloa ischaemum*)、猪毛蒿(*Artemisia scoparia*)、狗尾草(*Setaria viridis*)等,样地植被以草本为主,灌木稀少且零星分布。样地(“U”形沟)地形、地貌见表 2。

采用地形剖面法将“U”形沟分为:Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ 4 个区域,Ⅰ~Ⅲ 每个区域从坡顶到坡脚顺坡布设 3

条(坡顶、坡中、坡底)取样坡面线,分别划定为对照区、侵蚀区①、②、沉积区,Ⅳ区域布设 1 条取样带,试验样地监测布置见图 1。

表 2 研究区域样点沟道地形、地貌特征							
试验区	沟道	沟道	沟道	沟道	沟头	沟道平均	沟道
	长度/m	宽度/m	深度/m	纵比降/%	坡度/(°)	坡度/(°)	面积/m ²
RTG	170	40	11.6	20.2	30.2	30	1482
DZG	165	35	8.2	19.7	29.5	25	1325
HBG	120	42	11.6	18.9	38.2	29	1085

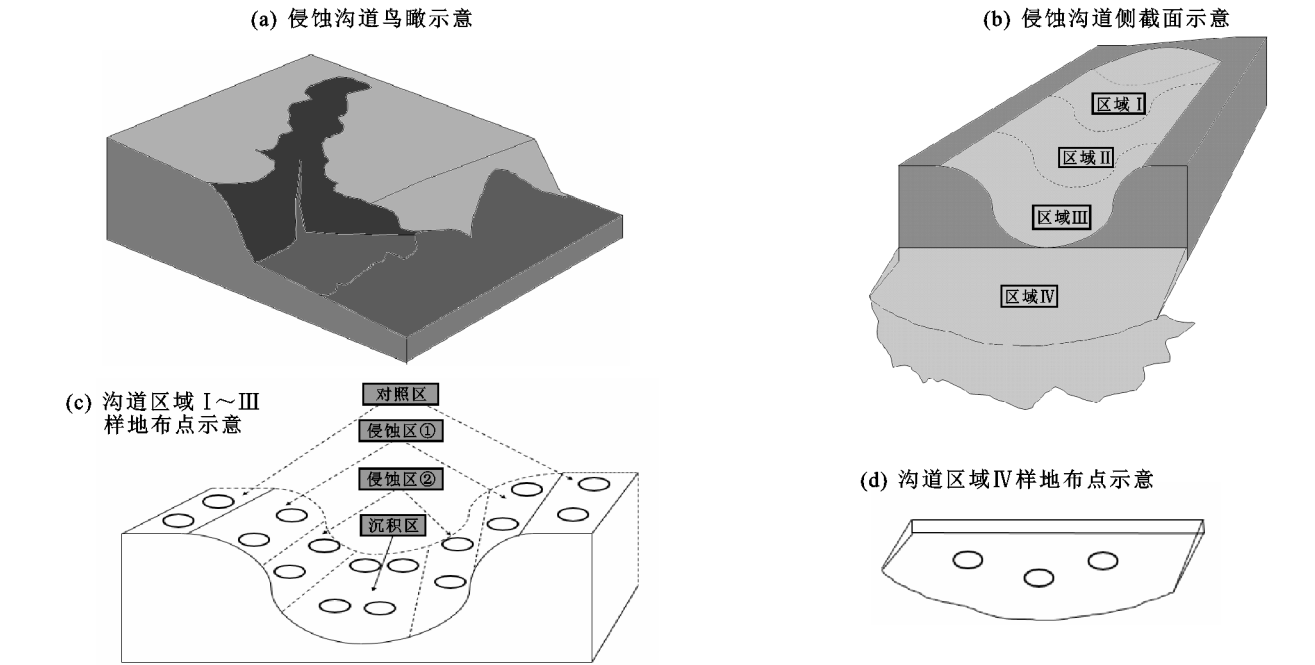


图 1 试验样地示意

1.3 测定指标与方法

土壤 CO₂ 实时通量及水热环境监测:在每条取样带上布设 6 个 CO₂ 通量监测点,使用土壤碳通量自动测量系统(LI-8100A, Li-Cor Inc, USA)在 2019 年 10 月至 2020 年 10 月之间逐月监测实时 CO₂ 通量,每次测定在月中(15—20 日)完成,测定时段选择上午 9:00—11:00,监测 CO₂ 通量的同时,采用土壤水分温度测定仪(WET-HH2, Delta-T Devices, UK)对水热变化状况进行监测。

土壤样品采集与处理:2019 年 10 月,在设定的样线区域内,用直径 7.0 cm 土钻采集 0—60 cm 土层土壤样品,取样时先清除采样点覆盖的杂草,每个样线区域内采用棋盘式采样,共采集 14 个样品进行混合。土壤样品经完全风干研磨后过 0.25,0.075 mm 筛,分别用于物理、化学指标测定和¹³⁷Cs 峰面积测定。

土壤理化性质:土壤容重(BD)采用环刀法进行测定;土壤全氮(TN)采用凯氏法消解,凯氏定氮仪测定;土壤全磷(TP)采用 H₂SO₄—HClO₄ 消解法测定;土壤有机碳(SOC)采用重铬酸钾容量法进行测定;土壤 pH 按照水土质量比为 2.5:1,使用 pH 计测定。

植被地上部和地下部采集及生物量测定:2019 年 10 月,在设定好的样带区域内,避开灌木,随机选择 0.5 m×0.5 m 小样方,分地上部和地下部(地下 0—30 cm)采集植物样本。将采集的植物样品带回室内,将每株茎叶和根系冲洗干净,分地上、地下部在纸质样品袋中进行分装,用烘箱 105 ℃ 杀青,80 ℃ 下烘至恒重。

样品¹³⁷Cs 峰面积:采用美国 ORTEC 公司生产的 8192 道低本底 γ 能谱仪(GMX50P4-83),在 661.68keV 处测定¹³⁷Cs 全峰面积,γ 能谱仪的绝对探测效率为 0.007 8,测量时间为 28 800 s。样品测重少于 250 g 时应增加测量时间,以保证测试精度(样品测重以不少于 250 g 为宜)。

¹³⁷Cs 含量根据 γ 射线谱峰面积和测试时间计算:

$$I=\frac{A_n\cdot e^{\lambda t}}{P\cdot T_m}$$

(1)

式中: I 为校正后样品的核素活度(Bq); A_n 为样品的测量净峰面积(1/s); T_m 为测量时间(s); P 为探测效率; λ 为¹³⁷Cs 放射性衰变常数; t 为采样到分析样品的间隔时间(天/年)。

$$\lambda = \frac{\ln 2}{t_a} \tag{2}$$

式中： t_a 为半衰期(年)。

$$A = \frac{I \cdot S \cdot m'}{m} \tag{3}$$

式中： A 为 ^{137}Cs 的面积浓度(Bq/m^2)，代表土壤中 ^{137}Cs 的分布情况； S 为采样面积(m^2)； m 为测试样品的质量(kg)； m' 为样品的细颗粒部分的总质量(kg)。

1.4 侵蚀引发的 CO_2 通量计算模型

模型计算采用 Van Oost 等^[18]提出的碳库重分布模型，该方法假设土壤侵蚀的过程中不会引发额外的 CO_2 吸收/排放通量，以参考剖面的有机碳垂向分布剖面作为整个研究区域所有样点的起始有机碳剖面，令有机碳跟随土壤颗粒进行侵蚀和沉积运动，计算出假设条件下流域有机碳库在模拟时段内的重分布情况，而实测有机碳含量与各剖面的有机碳模拟值相减，即从侵蚀开始至采样研究时间段由泥沙运动引发的土壤有机碳库通量。模型模拟过程主要包括 3 部分：

(1) 有机碳初始剖面分布确立。一般认为，未受干扰的土壤 SOC 剖面分布符合指数函数形式^[18-19]：

$$\text{SOC}_z = \text{SOC}_{\text{dat}} + (\text{SOC}_{\text{topsoil}} - \text{SOC}_{\text{dat}}) \cdot e^{-kz} \tag{4}$$

式中： SOC_z 为地表下 z m 处土壤的含碳量(g/m^3)； SOC_{dat} 为土壤层的基准含碳量(g/m^3)； $\text{SOC}_{\text{topsoil}}$ 为土壤表层的含碳量(g/m^3)； k 为衰减系数($1/\text{m}$)。无量纲化处理式(4)得

$$\frac{\text{SOC}_z}{\text{SOC}_{\text{topsoil}}} = \frac{\text{SOC}_{\text{dat}}}{\text{SOC}_{\text{topsoil}}} + \left(1 - \frac{\text{SOC}_{\text{dat}}}{\text{SOC}_{\text{topsoil}}}\right) \cdot e^{-kz} \tag{5}$$

拟合 $\frac{\text{SOC}_{\text{dat}}}{\text{SOC}_{\text{topsoil}}}$ 以及 k ，控制 RMSE 在 40% 以内。对于

土层较薄的研究区域， $\frac{\text{SOC}_{\text{dat}}}{\text{SOC}_{\text{topsoil}}}$ 则被设定为 1 个小于 0.01 的数值。 $\text{SOC}_{\text{topsoil}}$ 值的确定则要基于“流域内土壤侵蚀不带来额外 CO_2 通量”的假设， $\text{SOC}_{\text{topsoil}}$ 的大小应使得初始剖面含碳量(g/m^2)等于稳定区(侵蚀痕迹不明显)的均值。

(2) 土壤侵蚀/沉积速率确定。土壤侵蚀速率 R_E (m/a)和淤积速率 R_D (m/a)采用 1990 年 Zhang^[20]提出的计算方法，假设 ^{137}Cs 全部沉降于 1963 年，提出了 ^{137}Cs 剖面指数分布形式：

$$A_h = A_o \cdot e^{-ah} \tag{6}$$

$$R_E/R_D = \frac{h}{t_s} \tag{7}$$

式中： A_h 为侵蚀/沉积地点面积活度(Bq/m^2)； A_o 为 ^{137}Cs 的背景值(Bq/m^2)； a 为 ^{137}Cs 深度分布系数(0.977)； h 为侵蚀/沉积厚度； t_s 为距 1963 年的年份(a)； R_E/R_D 为侵蚀/沉积速率(m/a)。

(3) CO_2 通量预测。碳库重分布模型的核心过程是通过计算各剖面在特定步长(模拟期 a 年)内土壤的侵蚀或者沉积量、有机碳含量的变化。 R_E 为年平均侵蚀速率，表层碳库深度为 D_{top} (m)。表层碳库在侵蚀作用下每年 $R_E \cdot D_{\text{top}}$ 的深度下移。若干年(T)后采集 D_p (m) 深度剖面内的土壤样品，土层剖面的测量真实含碳量为 SOC_{pmt} (g/m^2)，侵蚀区土壤变动诱发的 CO_2 通量 F_{sE} ($\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$)可以计算为：

$$F_{sE} = \frac{\text{SOC}_{\text{pmt}} - \text{SOC}_{\text{pcal}}}{T} \tag{8}$$

式中：假设侵蚀引发的泥沙运动过程中不产生额外的 CO_2 排放，剖面 D_p 内碳含量的模拟计算值为 SOC_{pcal} (g/m^2)，计算方法为

$$\text{SOC}_{\text{pcal}} = \text{SOC}_{\text{topE}(T)} + \int_{D_{\text{top}} - R_D D_{\text{top}} T}^{D_p + R_E D_{\text{top}} T} \text{SOC}_{z(0)} dz \tag{9}$$

式中： SOC_{top} 受侵蚀直接影响的表层碳库(0—30 cm)含碳量(g/m^2)。

沉积区，土壤沉积诱发的 CO_2 通量 F_{sD} [$\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$]为：

$$F_{sD} = \frac{\text{SOC}_{\text{pmt}} - \text{SOC}_{\text{pcal}}}{T} \tag{10}$$

$$\text{SOC}_{\text{pcal}} = \text{SOC}_{\text{topD}(T)} + \int_{D_{\text{top}} - R_D D_{\text{top}} T}^{D_p + R_E D_{\text{top}} T} \text{SOC}_{z(0)} dz \tag{11}$$

1.5 数据分析

采用 Origin 2021(Origin Lab, USA)软件绘图，SAS 8.0 软件进行相关分析、方差分析(ANOVA)及多重比较。

采用 AMOS 25 Graphics 软件(IBM, Armonk, NY, USA)构建结构方程模型(SEM)，量化分析驱动机制，识别直接和间接因素。在经验知识的基础上，建立 1 个基于自变量、响应变量之间的相关性分析的基础模型。通过分析基础模型，根据实际模型拟合参数(包括卡方(χ^2)统计量，整个模型 p 值，拟合优度指数(GFI)和近似均方根误差(RMSEA)对基础模型进行优化，在 $p=0.05$ 水平进行显著性分析。

2 结果与分析

2.1 不同试验区初始有机碳库垂向分布特征及衰减速率研究

在 3 个沟道区域分别获取参考剖面有机碳的垂向分布数据，根据有机碳剖面垂向分布拟合模型(5)要求，将 $\text{SOC}_{\text{dat}}/\text{SOC}_{\text{topsoil}}$ 的变化范围限定到 0~0.5 的范围，筛选 RMSE 最小的拟合模型，最终确定模型参数($\text{SOC}_{\text{dat}}/\text{SOC}_{\text{topsoil}}$ ， k)。各侵蚀沟道的参考剖面分布特征见图 2，拟合模型的 R^2 分别为 0.98, 0.89, 0.97, RMSE 分别为 2.4%，6.1%，2.8%，均远小于 40%，符合模型拟合精度要求。根据沟道区域初始有机碳剖面分布特征测算获得各试验区参考剖面有机碳含量，试验区 RTG、

DZG、HBG 各侵蚀沟道参考剖面表层有机碳含量平均值 分别为7 657.56,5 261.32,6 428.84 g/m³。

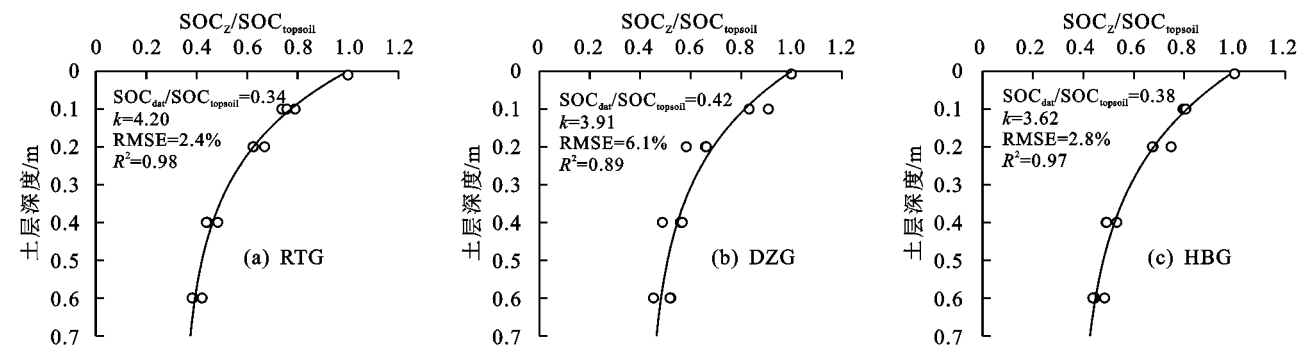


图2 研究区域初始有机碳剖面

SOC_{dat}/SOC_{topsoil}、 k 2 个模型参数直接决定试验区有机碳分布的剖面形态。SOC_{dat}/SOC_{topsoil} 表征各试验区表层以下有机碳库的相对含量, k 直接决定有机碳随着剖面垂直深度变化的衰减速率。任塔沟(RTG)、洞则沟(DZG)、花豹沟(HBG)3 个试验区 k 值分别为 0.34,0.42,0.38,其中 DZG 的有机碳衰减速率相对较大,而 RTG 有机碳衰减速率相对较小。RTG 的有机碳表层有机碳含量相对较高,而 DZG 相对较低。根据模型参数SOC_{dat}/SOC_{topsoil},以及初始SOC_{topsoil} 值可以确定,RTG 的下层有机碳库含量要高于 HBG 和 DZG。

通过分析土壤样品,获得试验区不同部位 0—30 cm 剖面真实有机碳含量(表 3)。RTG 沉积区 0—30

cm 剖面有机碳含量介于 1 530.57~1 712.28 g/m²,侵蚀区 0—30 cm 剖面有机碳含量介于 1 399.79~1 488.74 g/m²,沉积有机碳含量均高于侵蚀区;DZG 沉积区 0—30 cm 剖面有机碳含量介于 537.96~785.95 g/m²,侵蚀区 0—30 cm 剖面有机碳含量介于 830.58~857.37 g/m²,沉积有机碳含量则均低于侵蚀区;HBG 沉积区 0—30 cm 剖面有机碳含量介于 491.88~693.86 g/m²,侵蚀区 0—30 cm 剖面有机碳含量介于 532.68~758.02 g/m²,沉积有机碳含量同样均低于侵蚀区。在 3 个试验区,侵蚀区和沉积区 0—30 cm 剖面有机碳特征表现不一致,并不是传统认为的侵蚀区低有机碳含量、沉积区高有机碳含量。

表3 试验区沟道不同部位(0—30 cm)真实有机碳含量 单位:g/m²

试验区	I—E	II—E	III—E	E 平均	I—D	II—D	III—D	IV—TD	D 平均
RTG	1488.74	1428.91	1399.79	1439.15	1712.28	1614.56	1530.57	1609.57	1616.75
DZG	848.81	857.37	830.58	845.59	774.21	628.02	537.96	785.95	681.54
HBG	683.98	532.68	758.02	658.23	619.60	572.12	693.86	491.88	594.37

进一步分析试验区侵蚀沟道不同部位土壤容重变化特征(表 4),RTG 侵蚀区的土壤容重介于 0.86~0.99 g/cm³,沉积区土壤容重介于 1.01~1.12 g/cm³,沉积区土壤容重均高于侵蚀区;DZG 侵蚀区的土壤容重介于 0.74~0.80 g/cm³,沉积区土壤容重介

于 0.84~0.88 g/cm³,沉积区土壤容重同样均高于侵蚀区;HBG 侵蚀区的土壤容重介于 0.87~1.03 g/cm³,沉积区土壤容重介于 1.00~1.25 g/cm³,沉积区土壤容重亦均高于侵蚀区;3 个试验区的土壤均表现为沉积区高容重、侵蚀区低容重。

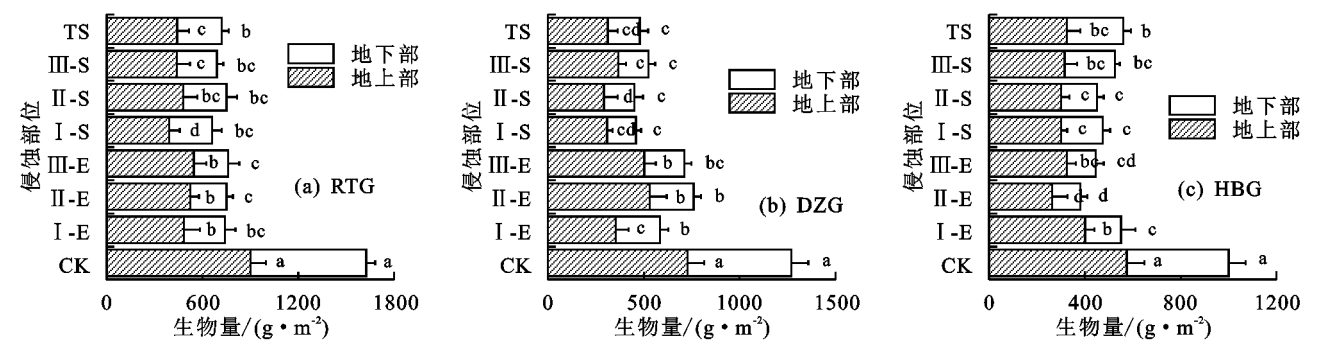
表4 试验区沟道不同部位土壤容重 单位:g/cm³

试验区	I—E	II—E	III—E	E 平均	I—D	II—D	III—D	IV—TD	D 平均
RTG	0.93	0.86	0.99	0.93	1.07	1.01	1.04	1.12	1.06
DZG	0.76	0.74	0.80	0.77	0.87	0.88	0.84	0.85	0.86
HBG	0.91	1.03	0.87	0.94	1.21	1.21	1.00	1.25	1.17

2.2 不同试验区沟道不同部位植被覆盖情况及侵蚀/沉积速率研究

3 个试验区沟道覆盖植被主要为草本植物,为了明确植被地上部和地下部在沟道不同部位分布情况,对植被地上部、地下部生物量作了进一步分析(图 3)。各研究区域沟道不同部位植被地上部、地下部生物量均存在显著差异($p<0.05$),且相比对照区,沟道各部位植被的

地上部和地下部生物量分布相对较低。RTG、DZG、HBG 沟道侵蚀区地上部生物量整体高于沉积区地上部生物量。3 个试验区沟道不同部位植被地下部生物量局部差异较大,DZG、HTG 沟道侵蚀区植被地下部平均生物量高于沉积区植被地下部平均生物量,而 RTG 沟道侵蚀区植被地下部平均生物量低于沉积区植被地下部平均生物量,这可能跟土壤属性的局部差异有关。



注:图中不同小写字母表示 0.05 水平差异显著。

图 3 试验区沟道不同部位植被生物量特征

根据试验获取的 3 个研究区域内各 11 个代表性剖面的¹³⁷Cs 核素活度数据,结合试验区¹³⁷Cs 背景值 1 237 Bq/m²,利用模型计算各代表性剖面的侵蚀、沉积速率,各剖面的侵蚀/沉积平均速率见表 5。RTG、DZG、HBG 3 个研究区域沟道侵蚀区平均侵蚀速率分别为 30.99, 46.44, 45.83 mm/a,由于整体坡度较大,且植被覆盖度较

小,3 个研究区域的侵蚀强度均已达到剧烈侵蚀(根据水利部颁布的土壤侵蚀分级标准^[21]),DZG 和 HBG 侵蚀区侵蚀速率分别约为 RTG 侵蚀速率的 1.49,1.47 倍。RTG、DZG、HBG 3 个研究区域沟道沉积区平均侵蚀速率 34.20,37.88,36.57 mm/a,DZG 和 HBG 沉积区侵蚀速率分别为 RTG 侵蚀速率的 1.11,1.06 倍。

表 5 试验区沟道不同部位侵蚀—沉积速率									单位: mm/a
试验区	I—E	II—E	III—E	E 平均	I—D	II—D	III—D	IV—TD	D 平均
RTG	31.50	31.96	29.51	30.99	33.38	33.73	34.28	35.42	34.20
DZG	48.52	47.75	43.07	46.44	35.72	35.56	40.48	39.75	37.88
HBG	49.76	39.75	47.98	45.83	42.66	34.71	37.57	31.34	36.57

注: E 为坡中、坡麓侵蚀区; D 为坡脚、坡底沉积区; TD 为泥沙出口淤积区; 正值代表侵蚀, 负值代表沉积。

2.3 不同试验区 CO₂ 通量模型估算

基于侵蚀沟道各采样点有机碳剖面分布情况、侵蚀/沉积速率、侵蚀作用时长、剖面变化情况数据,结合通量测算模型(6)和模型(8),进一步测算沟道各采样位点由侵蚀/沉积引发的 CO₂ 通量(表 6)。RTG、DZG、HBG 侵蚀和沉积区域均表现为碳排放,

RTG、DZG、HBG 侵蚀区平均 CO₂ 通量分别为 21.86, 18.41, 28.44 g/(m² · a), 沉积区平均通量分别为 19.19, 20.64, 29.25 g/(m² · a)。试验区 RTG、DZG、HBG 均表现为侵蚀区 CO₂ 通量大于沉积区通量,这可能与 3 个研究区域土壤剖面中有机碳剖面分布模型参数 $C_{\text{dat}}/C_{\text{topsoil}}$, k 有一定关联。

表 6 试验区侵蚀、沉积引发的 CO ₂ 通量									单位: g/(m ² · a)
试验区	I—E	II—E	III—E	E 平均	I—D	II—D	III—D	IV—TD	D 平均
RTG	21.06	22.21	22.30	21.86	20.37	22.16	23.75	22.49	22.19
DZG	18.54	18.32	18.37	18.41	18.77	21.36	23.47	18.97	20.64
HBG	28.43	29.94	26.94	28.44	28.82	28.50	26.79	32.89	29.25

注: E 为坡中、坡麓侵蚀区; D 为坡脚、坡底沉积区; TD 为泥沙出口淤积区; 正值代表 CO₂ 排放, 负值代表 CO₂ 吸收。

2.4 模型预测效率评估

为了进一步探讨模型测算的不确定性,对各研究区域侵蚀区、沉积模型模拟 CO₂ 通量和实测 CO₂ 通量进行正比例函数拟合,设定函数斜率 k 为模型预测效率(图 4)。RTG 沟道侵蚀区、沉积区的预测效率分别为 0.39, 0.32(图 4a); DZG 沟道侵蚀区、沉积区的预测效率分别为 0.51, 0.38(图 4b); HBG 沟道侵蚀区、沉积区的预测效率分别为 0.66, 0.31(图 4c); RTG 沟道侵蚀区预测效率均低于 DZG、HBG 预测效率,而 3 个研究区域沟道沉积区预测效率较为接近,介于 0.31~0.38。总体分析,3 个区域的模型预测效率均表现为侵蚀区大于沉积区,这表明预测模型

在沉积区对 CO₂ 通量预测效果并不及侵蚀区。

基于结构方程模型(SEMs),构建土壤属性—植被特征—沟道地貌—侵蚀情况—模型预测效率之间的驱动机制(图 5)。选取土壤容重、土壤有机碳含量、沟道侵蚀部位、侵蚀发生情况、沟道地貌地形特征、植被覆盖情况等相关变量,整合到结构方程模型中,通过模型构建、检查、校正,最终获得最佳结构方程($p=0.25$, $\text{GFI}=0.91$, $\text{RMSEA}=0.08$)。模型变量侵蚀部位、土壤容重、土壤有机碳含量、土壤侵蚀量、沟道平均坡度、植被地上部生物量、地下部生物量解释了模型预测效率 68% 的变化($R^2=0.68$)。侵蚀部位(侵蚀区、沉积区)、沟道平均坡度、土壤侵蚀量、土壤有机碳、土壤容重、植被地上部生

物量、地下生物量等变量对模型预测效率不仅存在直接效应,也存在通过其他变量发生关联的间接驱动效应。以上变量对模型预测效应的总体效应分别为 0.631, 0.063, 0.300, -0.524, -0.191, -0.038,

-0.103(见图 6),其中侵蚀部位、沟道坡度、侵蚀量显示正向驱动效应,其余变量显示负向驱动效应,因素中侵蚀部位、侵蚀量、有机碳含量、土壤容重、植被地下部显示强驱动效应,对模型校正有重要影响。

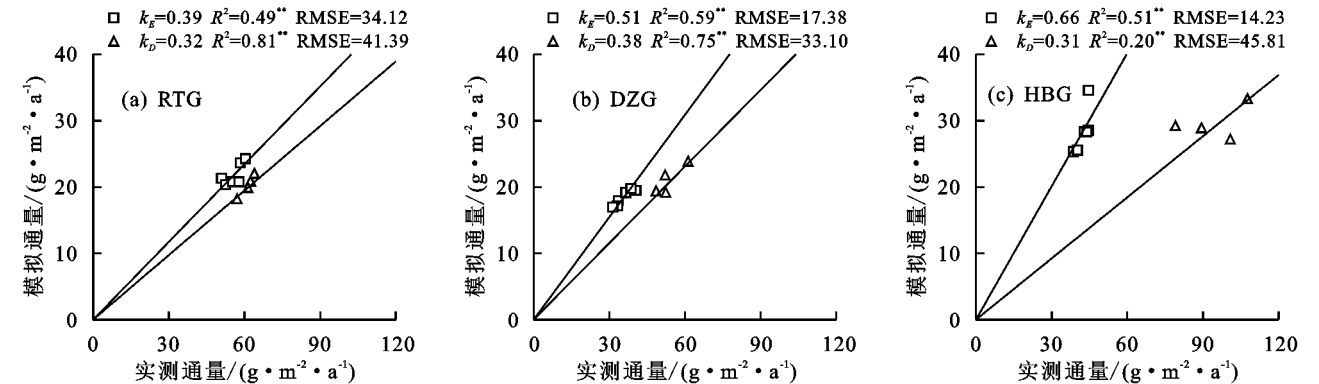


图 4 研究区域 CO₂ 通量模型预测效率

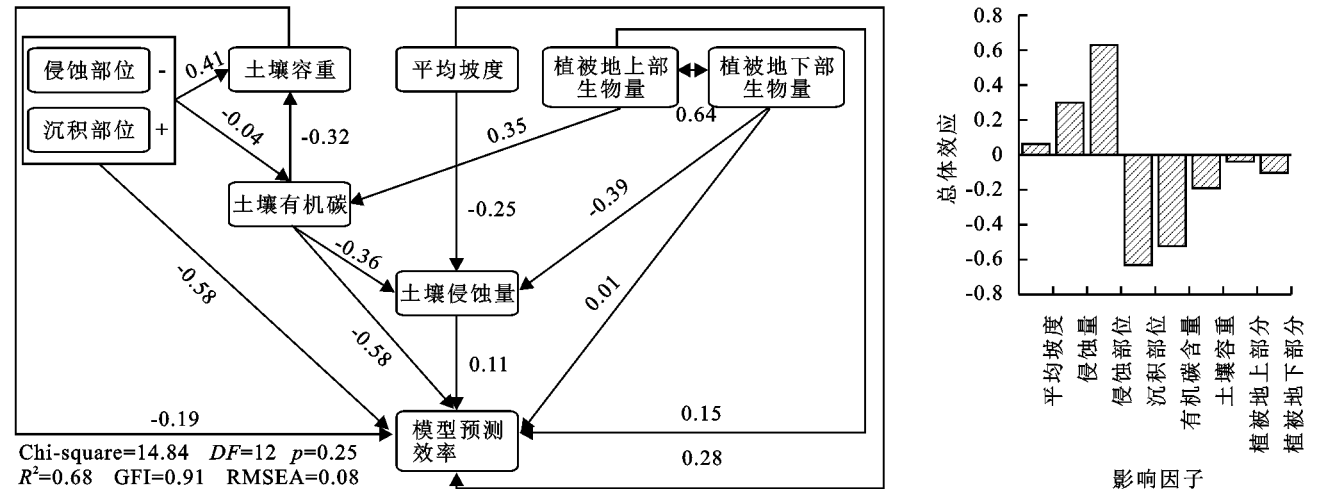


图 5 结构方程模型解析 CO₂ 通量模型预测效率驱动机制

进一步分析沟道不同部位实测 CO₂ 通量与模拟 CO₂ 通量差值分布特征(图 6)。RTG 沟道侵蚀区实测 CO₂ 通量与模拟 CO₂ 通量差值介于 32.04~35.90 g/(m²·a),沉积区 CO₂ 通量差值介于 39.28~42.37 g/(m²·a),且侵蚀区、沉积区实测 CO₂ 通量与模拟 CO₂ 通量分别表现出相似的变化特征;DZG 沟道侵蚀区实测 CO₂ 通量与模拟 CO₂ 通量差值介于 16.51~18.59 g/(m²·a),沉积区 CO₂ 通量差值介于 29.59~37.77 g/(m²·a),侵蚀区、沉积区实测 CO₂ 通量与模拟 CO₂ 通量亦分别表现出相似的变化特征;HBG 沟道侵蚀区实测 CO₂ 通量与模拟 CO₂ 通量差值介于 11.69~15.41 g/(m²·a),沉积区 CO₂ 通量差值介于 50.29~74.07 g/(m²·a),侵蚀区实测 CO₂ 通量与模拟 CO₂ 通量表现出相似的变化特征,而沉积区实测 CO₂ 通量与模拟 CO₂ 通量变化特征呈现一定的局部差异。

综合分析沟道不同部位模拟 CO₂ 通量的不确定性以及驱动因素(图 5、图 6)。模拟 CO₂ 通量的不确定性主要来自于侵蚀相关因子和有机碳分布以及影响有机碳分布的相关因子,从模型本身出发可归纳为

2 部分原因,土壤侵蚀速率与碳分布、变化过程,土壤侵蚀速率在使用¹³⁷Cs 核素标记的过程可能会由于背景值的差异引发侵蚀量测算误差,但主要的不确定性来自于碳库的变化过程中一个重要的过程未被纳入,即植被新输入有机碳的过程,这个过程在基于假设侵蚀引发的泥沙运动过程中不产生额外的 CO₂ 排放,模拟计算剖面 D_p 内碳含量 SOC_{p_{cal}}(g/m²)时未被考虑,因此,假设这一过程需要纳入模型,按照不同部位计算过程见公式(12)和公式(13):

$$SOC_{p_{cal}}' = SOC_{top_{E(T)}} + SOC_{NI(T)} + \int_{D_{top} - R_{ED_{top}}T}^{D_{p} - R_{ED_{top}}T} SOC_{z(0)} dz \quad (12)$$

$$SOC_{p_{cal}}' = SOC_{top_{D(T)}} + SOC_{NI(T)} + \int_{D_{top} - R_{D_{top}}T}^{D_{p} - R_{D_{top}}T} SOC_{z(0)} dz \quad (13)$$

式中: SOC_{NI(T)} 为 T 年内植被新输入的有机碳总量,计算过程见公式(14)。

$$SOC_{NI(T)} = \sum_{i=1}^T SOC_{NI_i} \quad (14)$$

式中: SOC_{NI_i} 为每年植被生长引起的新有机碳输入,计算过程见公式(15)。

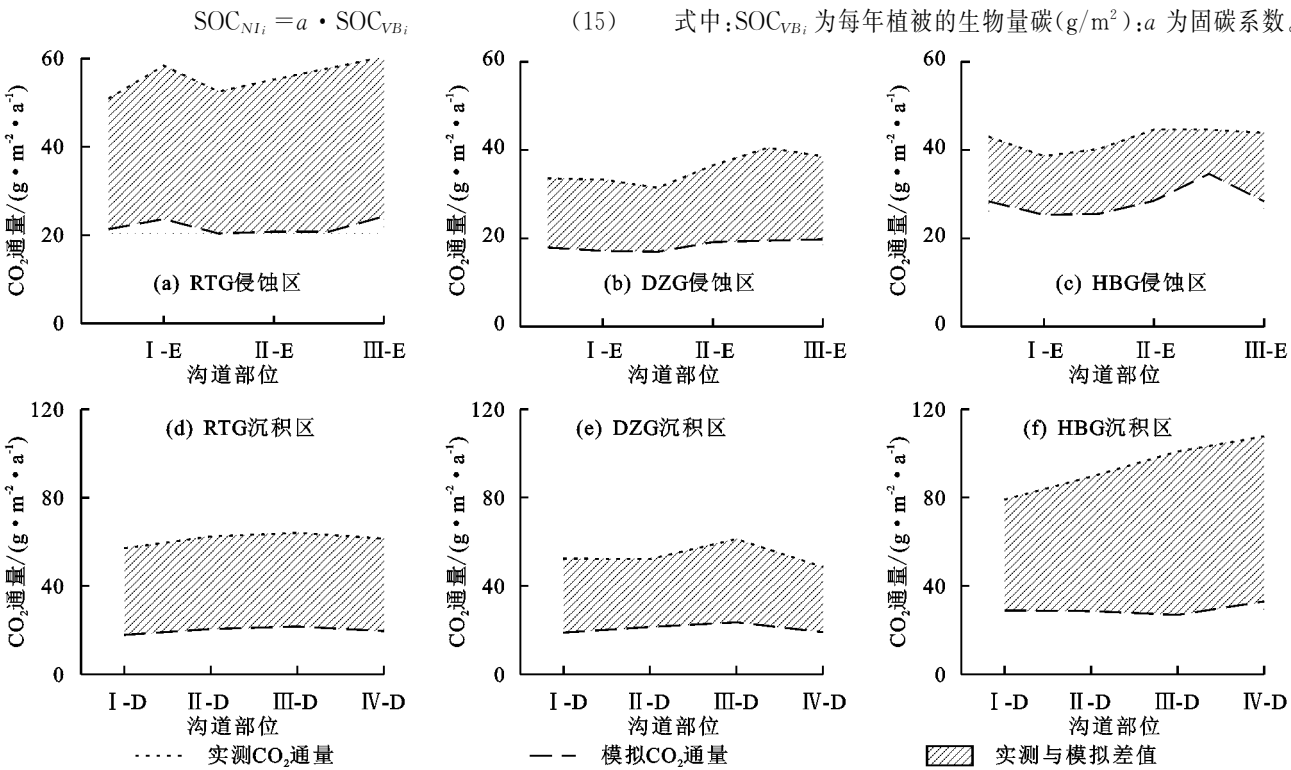


图 6 模拟 CO₂ 通量与实测 CO₂ 通量差值特征

为了进一步验证假设,模拟 CO₂ 通量与实测 CO₂ 的差值可以视为 T 年内 $SOC_{p_{cal}}$ 与 $SOC_{p_{cal}}$ 差值平均值,即为 $SOC_{NI(T)}/T$,对 SOC_{NI_i} 与 SOC_{VB_i} 进行相关性分析(表 7),各试验区沟道侵蚀区和沉积区的有机碳输入量与植被生物量呈显著($p<0.05$),这印证假设的科学性,碳库重分布模型忽略了植被输入的新有机碳,因此在模型校正的过程中,可以引入植被新输入有机碳,并进行时间序列的优化,从而提升模型预测效率。

表 7 试验区有机碳输入量与植被生物量相关性分析

试验区	部位	土壤新输入有机碳	植被生物量碳(SOC_{VB_i})
RTG	E	$SOC_{NI(T)}$	0.55 *
	D		0.68 *
DZG	E	$SOC_{NI(T)}$	0.74 *
	D		0.73 *
HBG	E	$SOC_{NI(T)}$	0.79 *
	D		0.52 *

注: * 表示在 0.05 水平差异显著。

3 讨论

3.1 沟道侵蚀速率及引发的 CO₂ 通量

沟道侵蚀往往是沉积物的主要来源^[22-23],沟道过程具有三维特性,受多种因素和过程的影响,往往也来自一个长期的前期历史,侵蚀最初迅速增长到大尺寸是一个短暂的过程,短暂过程过后进入稳定期^[23]。因而,沟道演化主要分为活动(占沟道寿命的 5%)和稳定(占沟道寿命的 95%)2 个阶段,在活动期的沟蚀的大小(长度、深度、面积、体积)随时间迅速增加,沟

槽具有明显的自组织系统特征,河床的切割和加宽过程引发了侧壁的滑坡,导致沟槽河床变窄和淤积,从而增加侵蚀速率。稳定期则以沟边缓慢质量运动为主^[22],稳定期侵蚀而产生的泥沙大约比活动期短暂沟侵蚀产生的泥沙小 1 个数量级^[24]。本研究中,根据试验获取的代表性剖面¹³⁷Cs 数据测算的沟道侵蚀区平均侵蚀速率分别为 30.99,46.44,45.83 mm/a,沉积区平均侵蚀速率 34.20,37.88,36.57 mm/a,侵蚀强度均已达到剧烈侵蚀程度,这是由于研究区地处黄土丘陵沟壑区,土质松散、黄土颗粒较细,土壤水分含量低,早期的植被覆盖度较差,长期的人为活动和强降雨事件导致土壤被冲刷、切割^[5,7],这一过程不断加剧土壤粗糙度的丢失,从而减小对径流的阻力,土壤侵蚀不断加剧,在细沟侵蚀的基础上,沟道的切割和加宽,不断发育形成较大的沟壑^[25],在这一阶段,侵蚀发展剧烈,土壤损失量巨大,整体侵蚀速率较大。随着时间推移进入稳定期后,前期沟道的切割,使得沟道整体坡度较大,引发沟壁的滑坡,在沟道沉积区引起土壤的短暂淤积^[26],沉积区侵蚀速率会相对降低。但由于地表营养物质和土壤质地的衰减,植被覆盖度较小,侵蚀速率虽然随着时间推移有所下降,但整个沟道发育时间段内,沟道侵蚀区和沉积区整体表现为较为强烈的侵蚀。

沟蚀是最重要的侵蚀过程之一,通常涉及大量土壤的流失和(在某些情况下)沉积。沟道的形成意味着坡面径流的改变、径流滞后时间的缩短和径流量的

增加^[5]。稀疏的植被覆盖导致边界粗糙度的减小,从而减少对坡面径流的阻力。因此,径流的侵蚀能力增加,砂粒含量增加,土壤中有机质等可用营养物质不断流失,同时也降低其团聚体的稳定性^[3,27]。植被和水文环境的破坏,反作用于土壤物理和生物地球化学性质,改变区域固碳能力,导致碳损失增加,随泥沙裹挟向下游转移。剧烈的侵蚀影响下,沟道沉积区并没有因为本身位置的特性使其成为碳汇区。长期侵蚀造成的沟道表土不断冲刷破坏,沟道植被破坏,下层土壤暴露,溶解性有机碳损失和分解风险增加,导致 CO₂ 排放速率的增加^[11,15]。本研究中,研究区域沟道侵蚀和沉积区均表现为强烈碳源,这表明沟道在长期侵蚀作用下,土壤表层固定或者输入的有机碳,或横向迁移跟随泥沙进入下游,或纵向迁移,沉积土壤下层,矿化并向大气排放,总体上由于输入和输出的负差额导致强烈的 CO₂ 通量,这意味着黄土丘陵区沟道在强烈侵蚀作用下诱发了 CO₂ 的排放,而并非吸收,侵蚀对 CO₂ 排放表现为正反馈。不同试验区侵蚀区和沉积区 CO₂ 排放通量存在局部差异,这可能与研究区域沟道土壤剖面中有机碳的含量分布有关。由于土壤理化属性不同,侵蚀引发的有机碳剖面纵向衰减速率区域差异引起 CO₂ 排放的空间差异。

3.2 预测模型的不确定性及多因素作用机理

本研究中侵蚀和沉积诱发的 CO₂ 通量测算使用的是 Van Oost 等^[18]提出的基于参照点的通量分离法,该法是建立在碳库的重分布基础上,根据真实碳库含量和模拟碳库含量的差值进行测算的模型。该模型主要分为侵蚀/沉积速率的确定和剖面有机碳变化量的测算两方面,涉及剖面¹³⁷Cs 活度数据、区域¹³⁷Cs 背景数据,有机碳纵向剖面分布数据和横向分布数据,因此在测算过程中,这些数据的准确获取,直接影响模型的预测效率。同样,影响模型变量的潜在因子也可能间接发生作用,如土壤的理化属性、植被地上、地下部生物量、沟道的基本特征等。

本研究中模型预测显示,侵蚀区模型预测 CO₂ 通量范围 18.41~28.44 g/(m²·a),沉积区通量范围 19.19~29.25 g/(m²·a),沟道侵蚀区和沉积区均属于碳源,且强度略强于前人^[18,28-29]研究的欧美流域,这在很大程度上可以归因于侵蚀携带和输运的泥沙以及泥沙裹挟的有机碳、¹³⁷Cs 在侵蚀过程中的分选,使得有机碳和标记¹³⁷Cs 核素产生富集效应^[30],进而引发区域的差异性。本研究中模型预测效率是基于模拟通量和点验证实测通量的比值来测算的,实测工作均在沟道侵蚀稳定期完成,基本能代表沟道侵蚀诱发 CO₂ 通量的稳定常态。沟道侵蚀区和沉积区预测效率分别介于 0.39~0.66,0.31~0.38,侵蚀区相比沉

积模型预测效率较高。这是由于在沟道侵蚀发育过程中,侵蚀区表土不断被剥离,土壤侵蚀量较大,土壤物理属性大幅度衰减,沟道平均坡度增加,植被附着减少,有机碳不断因侵蚀搬运和矿化锐减,坡面 SOC 含量较低,且分布较为均匀,而沟道沉积区地处低洼沉积区,表土不断发生淤积、侵蚀、再淤积、再侵蚀,剖面碳库和¹³⁷Cs 标记核素分布较为复杂、规律性不强,因而引起模型测算的不确定性。在本研究中,影响模型估算不确定性的一个重要因素就是原始模型中对各类有机碳输入与输出过程的全面考虑,在提出校正模型的假设并进行理论验证过程中发现,植被的生物量碳与模型校正假设的土壤新输入有机碳呈显著的正相关关系,这一结果可以表明,植被生长作用下的土壤新输入的有机碳很有可能被原始模型假设碳库分布时忽略,从而引起碳通量被低估;同样,侵蚀过程中泥沙搬运的有机碳真实含量受到侵蚀泥沙估算量准确性的影响。为了进一步增加模型的测算准确性和适用性,在模型使用时应进行校准,可以考虑加入有机碳波动校准参数(综合考虑侵蚀流失和增加的有机碳,土壤植被和枯落物变化导致新输入的有机碳)和侵蚀因子校准参数(综合考虑沟道地形地貌特征,侵蚀/沉积发生情况、时间,核准侵蚀发生量)。

4 结论

(1)在长期侵蚀作用下,沟道侵蚀区和沉积区均表现为剧烈的侵蚀效应,侵蚀区侵蚀速率介于 30.99~46.44 mm/a,沉积区侵蚀速率介于 34.20~37.88 mm/a,且沉积区的土壤流失速率略低于侵蚀区。

(2)碳库重分布模型估算显示,沟道侵蚀区与沉积区均表现为较强烈的碳源效应,侵蚀区 CO₂ 通量介于 18.41~28.44 g/(m²·a),沉积区 CO₂ 通量介于 22.19~29.25 g/(m²·a)。

(3)侵蚀部位、土壤容重、有机碳含量、侵蚀量、沟道坡度、植被地上部与地下部生物量共同解释了碳库重分布模型预测效率的变异特征($R^2=0.68$),侵蚀部位、侵蚀量、有机碳含量、土壤容重、植被地下部对预测效率有强驱动效应。

(4)引入被忽略的植被新输入有机碳库参数,有望校正碳库重分布模型,提升模型预测效率。

参考文献:

- [1] 刘林,李金峰,王小平.黄土高原沟壑丘陵区沟道侵蚀与洞穴侵蚀特征[J].水土保持通报,2015,35(1):14-19.
- [2] 刘林,王小平,孙瑞卿.半干旱黄土丘陵沟壑区沟道侵蚀特征研究[J].水土保持研究,2015,22(1):38-43.
- [3] Billi P, Dramis F. Geomorphological investigation on gully erosion in the Rift Valley and the northern highlands of Ethiopia[J].Catena,2003,50(2/3/4):353-368.

- [4] 邓成龙,袁宝印.末次间冰期以来黄河中游黄土高原沟谷侵蚀—堆积过程初探[J].地理学报,2001,56(1):92-98.
- [5] 王光谦,李铁键,贺莉,等.黄土丘陵沟壑区沟道的水沙运动模拟[J].泥沙研究,2008(3):19-25.
- [6] Guan Y B, Yang S T, Zhao C S, et al. Monitoring long-term gully erosion and topographic thresholds in the marginal zone of the Chinese Loess Plateau[J].Soil and Tillage Research,2021,205:e104800.
- [7] 刘晓冰,张兴义.沟道侵蚀的多样性和发生过程及研究展望[J].土壤与作物,2018,7(2):90-102.
- [8] Castillo C, Gomez J A. A century of gully erosion research: Urgency, complexity and study approaches[J].Earth-Science Reviews,2016,160:300-319.
- [9] Shahab H, Emami H, Haghnia G H. Effects of gully erosion on soil quality indices in northwestern Iran[J].Journal of Agricultural Science and Technology,2018,20(6):1317-1329.
- [10] Liu C, Li Z W, Chang X F, et al. Soil carbon and nitrogen sources and redistribution as affected by erosion and deposition processes: A case study in a loess hilly-gully catchment, China [J]. Agriculture Ecosystems and Environment,2018,253(1):11-22.
- [11] Clay G D, Dixon S, Evans M G, et al. Carbon dioxide fluxes and DOC concentrations of eroding blanket peat gullies[J].Earth Surface Processes and Landforms,2012,37(5):562-571.
- [12] Shen, H O, Zheng F L, Wen L L, et al. An experimental study of rill erosion and morphology[J].Geomorphology,2015,231:193-201.
- [13] Sidorchuk A. Stages in gully evolution and self-organized criticality[J].Earth Surface Processes and Landforms,2006,31(11):1329-1344.
- [14] Wang Z Q, Wang R, Sun Q Q, et al. Soil CO₂ emissions from different slope gradients and positions in the semiarid Loess Plateau of China[J].Ecological Engineering,2017,105:231-239.
- [15] Evans M, Lindsay J. Impact of gully erosion on carbon sequestration in blanket peatlands [J]. Climate Research,2010,45(1):31-41.
- [16] Gudino-Elizondo N, Biggs T W, Castillo C, et al. Measuring ephemeral gully erosion rates and topographical thresholds in an urban watershed using unmanned aerial systems and structure from motion photogrammetric techniques[J].Land Degradation and Development,2018,29(6):1896-1905.
- [17] Teramage M T, Carasco L, Coppin F. Impact of drying and wetting cycles on Cs—137 ageing in forest soils contaminated with different input forms[J].Journal of Environmental Radioactivity,2019,203:93-97.
- [18] Van Oost K, Quine T A, Govers G, et al. The impact of agricultural soil erosion on the global carbon cycle [J].Science,2007,318(5850):626-629.
- [19] Van Oost K, Govers G, Quine T A, et al. Landscape-scale modeling of carbon cycling under the impact of soil redistribution: The role of tillage erosion[J].Global Biogeochemical Cycles,2005,19(4):GB4014.
- [20] Zhang X, Higgitt D L, Walling D E. A preliminary assessment of the potential for using Cesium—137 to estimate rates of soil-erosion in the Loess Plateau of China[J].Hydrological Sciences Journal,1990,35(3):243-252.
- [21] 中华人民共和国水利部.土壤侵蚀分类分级标准 SL 190—2007[S].北京:中国水利水电出版社,2000.
- [22] Samani A N, Wasson R J, Malekian A. Application of multiple sediment fingerprinting techniques to determine the sediment source contribution of gully erosion: Review and case study from Boushehr province, southwestern Iran[J].Progress in Physical Geography-Earth and Environment,2011,35(3):375-391.
- [23] Valentin C, Poesen J, Li Y. Gully erosion: Impacts, factors and control[J].Catena,2005,63(2/3):132-153.
- [24] Poesen J W, Vandaele K, Wesemael B V. Contribution of gully erosion to sediment production in cultivated lands and rangelands[J].Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives.iahs,1996,236:251-266.
- [25] 张鸾,师长兴,杜俊,等.黄土丘陵沟壑区沟道小流域泥沙存贮—释放初探[J].水土保持研究,2009,16(4):39-44.
- [26] 李斌兵,郑粉莉,张鹏.黄土高原丘陵沟壑区小流域浅沟和切沟侵蚀区的界定[J].水土保持通报,2008,28(5):16-20.
- [27] Tang W J, Liu H H, Liu B Y. Effects of gully erosion and gully filling on soil degradation in the black soil region of Northeast China[J].Journal of Mountain Science,2013,10(5):913-922.
- [28] Quinton J N, Govers G, Van Oost K, et al. The impact of agricultural soil erosion on biogeochemical cycling[J].Nature Geoscience,2010,3(5):311-314.
- [29] Van Oost K, Govers G, Quine T A, et al. Comment on "Managing soil carbon" (I)[J].Science,2004,305(5690):1567.
- [30] Kuhn N J. Erodibility of soil and organic matter: Independence of organic matter resistance to interrill erosion[J].Earth Surface Processes and Landforms,2007,32(5):794-802.