

土壤侵蚀和沉积对土壤理化性状的影响

张发民¹, 杜兰兰², 袁 瀛¹, 王山河¹, 郭胜利²

(1.陕西省水土保持勘测规划研究所(陕西省水土保持生态环境监测中心),西安 711000;

2.西北农林科技大学水土保持研究所,陕西 杨凌 712100)

摘要: 土壤侵蚀—沉积是影响陆地生态系统地球化学循环的重要机制之一。对土壤生物、化学和物理性质在侵蚀区和沉积区的空间分布特征进行系统分析,基于黄土高原地区的侵蚀—沉积地貌特征,模拟修建 5°,10°和 20° 3 个坡度的侵蚀区,并于每个侵蚀区底端连接水平的沉积区。试验期间(2015—2019 年)连续原位监测天然降雨条件下的径流量、泥沙量、土壤温度和水分,并采集土样分析土壤生物、物理和化学性质。结果表明:(1)随坡度增大,土壤侵蚀强度增强。相比 5°坡,10°和 20°坡的年径流量分别提高 30%~115%和 48%~207%,且年产沙量分别提高 146%~505%和 241%~742%;(2)沉积区土壤有机碳、可溶性有机碳、矿质氮、微生物量碳、氮的浓度和黏粒含量均显著高于侵蚀区,土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 相对丰度在侵蚀区显著高于沉积区,提高幅度为 2.0%~3.3%;(3)试验土壤性状在侵蚀区和沉积区之间的差异随坡度增大而增加。研究结果揭示了土壤理化性状对土壤侵蚀和沉积具有相反的响应。

关键词: 侵蚀; 沉积; 径流; 泥沙; 土壤性状

中图分类号:S153

文献标识码:A

文章编号:1009-2242(2021)06-0161-07

DOI:10.13870/j.cnki.stbxb.2021.06.022

Effects of Soil Erosion and Deposition on Soil Physical and Biochemical Properties

ZHANG Famin¹, DU Lanlan², YUAN Ying¹, WANG Shanhe¹, GUO Shengli²

(1.Shaanxi Institute of Soil and Water Conservation Survey and Planning, Shaanxi Province
Soil and Water Conservation Ecological Environment Monitoring Center, Xi'an 711000;

2.Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100)

Abstract: Soil erosion-deposition is one of the essential mechanisms affecting the geochemical cycle of terrestrial ecosystem. In this study, the spatial distribution characteristics of soil biological, chemical and physical properties in erosion sites and deposition sites were systematically analyzed. The erosion-deposition plots were constructed based on the erosion-deposition geomorphic characteristics of the China's Loess Plateau, including erosion sites with three slope gradients of 5°, 10° and 20°, and each erosion site was connected with a deposition site. During the experimental period (2015—2019), continuous in-situ monitoring of runoff, sediment, soil temperature and moisture under natural rainfall conditions were conducted. Soil samples were regularly collected for analyzing the physical and biochemical properties. The results showed that: (1) With the increasing of slope gradients, the intensity of soil erosion increased. In specific, compared with 5° slope, the annual runoff on 10° and 20° slopes increased by 30%~115% and 48%~207%, respectively, meanwhile, the annual sediment yield on the 10° and 20° slopes increased by 146%~505% and 241%~742%, respectively. (2) The concentrations of soil organic carbon, dissolved organic carbon, mineral nitrogen, soil microbial biomass carbon and nitrogen and the clay content in the deposition sites were all significantly higher than those in erosion sites. However, the relative abundance of $\delta^{13}\text{C}$ was 2.0%~3.3% higher in the erosion sites than that in the deposition sites. (3) The difference of soil properties between erosion site and deposition site increased with the increasing of slope gradients. Our results suggested that soil physical and chemical properties had opposite responses to soil erosion and deposition.

Keywords: soil erosion; deposition; runoff; sediment; soil properties

收稿日期:2021-08-04

资助项目:国家自然科学基金面上项目“侵蚀—沉积过程中轻组有机碳的变化机制”(41371279);2021 年省级水利发展资金水土保持项目“黄土高原沟壑区坡面水土流失状况变化及机理研究”

第一作者:张发民(1965—),男,本科,主要从事水土保持监测的相关研究。E-mail:249635189@qq.com

通信作者:杜兰兰(1990—),女,博士,主要从事土壤侵蚀与微生物群落研究。E-mail:llxbnlkjdx510@163.com

土壤侵蚀—沉积是陆地表面分布最广的土地退化形式之一,对陆地生态系统生物地球化学循环具有深远的影响^[1-5]。全球范围内,每年约有 750 亿 t 农田土壤受侵蚀作用发生空间重新分布,其中约 70%~90% 沉积在地势低洼的部位^[6]。

土壤侵蚀和沉积对环境因子空间分布具有相反的调控机制。土壤侵蚀过程中,径流冲刷破坏土壤并选择性转移细小土壤颗粒和轻组有机质,使得土壤持水能力下降,细颗粒含量降低,养分含量减少^[1,7-9]。与之相反,径流和泥沙迁移使得大量水分、养分元素和细小颗粒等在沉积区累积^[10-12]。魏孝荣等^[5]在黄土高原沟壑区较长坡地上的研究表明,相比坡顶侵蚀部位,坡底沉积部位显著富集大量的土壤有机碳、全氮、全磷和 <0.005 mm 的小颗粒;Berhe 等^[10]研究发现,沉积部位土壤氮的储量是侵蚀部位的 3 倍;刘兆云等^[13]对浙江亚热带地区侵蚀—沉积地貌中土壤有机碳的研究也得到相似的结果。然而,也有研究^[14]结果表明,土壤侵蚀对土壤有机质的空间分布没有显著影响,且土壤细小颗粒的流失程度随降雨强度^[15]和坡度^[16]而变化。Dungait^[17]研究发现,相比侵蚀部位,沉积部位的粗颗粒含量更高;孔维波^[18]在黄土高原长武地区的研究发现,土壤有机碳和总氮浓度均表现为侵蚀部位显著高于沉积部位。综上所述可知,土壤侵蚀和沉积对土壤环境因子的影响尚未得到一致的结论,需要进一步的深入研究。为此,本研究基于黄土高原地区的侵蚀—沉积地貌特征,模拟修建了 3 个坡度(5° , 10° , 20°)的侵蚀区,并于每个侵蚀区下端连接相应的沉积区。试验期间,连续 5 年监测产流、产沙量,分析土壤物理、化学性质,深入探究了土壤侵蚀—沉积对土壤环境因子的影响机制。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

试验于“陕西长武农田生态系统国家野外科学观测研究站”(简称“长武站”)进行。长武站位于陕西省咸阳市长武县王东沟小流域($35^{\circ}13'—35^{\circ}16'N$, $107^{\circ}40'—107^{\circ}42'E$)。该地区夏季高温多雨,冬季寒冷干燥,属于大陆性季风气候。年均降水量为 560 mm,7—9 月降水量占年总量的 54% 左右。年均蒸发量为 1 565 mm。年平均气温 $9.4^{\circ}C$, $\geq 10^{\circ}C$ 积温为 $3\ 029^{\circ}C$,年日照时间为 2 230 h,日照率为 51%,年辐射总量为 $484\text{ kJ}/\text{cm}^2$,无霜期 171 天。表层土壤(0—20 cm)有机碳浓度为 $6.50\text{ g}/\text{kg}$,全氮含量 $0.62\text{ g}/\text{kg}$,碱解氮含量 $37.0\text{ mg}/\text{kg}$,速效磷含量 $3.0\text{ mg}/\text{kg}$,速效钾含量 $129.3\text{ mg}/\text{kg}$,碳酸钙 10.5%,pH 8.4。土壤黏粒含量($<0.002\text{ mm}$) 14%,田间持水量 22.4%,土壤凋萎含水量 9.0%。土壤类型主要为黏壤质黑垆土,母质为深厚的中壤质马兰黄土,土层深厚,土质疏松。

1.2 试验设计

本研究于 2014 年 4 月在长武站修建了侵蚀—沉积径流小区。径流小区由侵蚀区(长 $\times$ 宽 $\times$ 高为 $500\text{ cm}\times 100\text{ cm}\times 200\text{ cm}$)和沉积区(长 $\times$ 宽 $\times$ 高为 $100\text{ cm}\times 100\text{ cm}\times 200\text{ cm}$)两部分构成。侵蚀区包括 3 个坡度(5° , 10° , 20°)的坡地,各重复 4 次,且每个侵蚀坡下端连接有沉积区(0°)。其中 3 个用于长期监测土壤温度和水分,并采集土壤样品来分析土壤生物、物理和化学性质,第 4 个重复则仅用于长期监测径流和泥沙。试验期间,为避免其他因素对小区土壤性质可能存在的干扰,侵蚀区和沉积区没有种植任何植被作物,长期保持地表裸露,且一旦出现杂草,则手工拔除。

1.3 降雨量、大气温度、径流和泥沙监测

降雨量和大气温度等气象资料均来源于长武站的气象站。在每个用于监测径流和泥沙的侵蚀区下端出口处均放置 1 个内径为 40 cm、高为 40 cm 的圆柱形径流桶,采用分流法,于一级径流桶距桶顶 5 cm 处,设 9 个等孔径分水孔,中间 1 孔通向二级径流桶,其余 8 孔左右排列,使泄水畅通外流,以便在产流产沙较多的情况下能够准确计算单次降雨产生的径流量和泥沙量。降雨侵蚀事件发生后,首先,立即测量径流桶内径流和泥沙悬浊液的深度并称重,以计算径流桶内的径流和泥沙的总重量和总体积。其次,将径流桶中的径流泥沙混合均匀(悬浊液)。若产流产沙较多时,利用 500 mL 广口瓶依次从每个径流桶中采取悬浊液子样品,3 次重复;若产流产沙较少时,则收集全部径流泥沙。最后,将采集的悬浊液子样静置于阴凉处,待泥沙完全沉淀后利用洗耳球将上清液移除,风干称重,以分析计算泥沙干重,用以计算泥沙浓度(泥沙干重与悬浊液体积的比值)。单次侵蚀事件的产沙量是泥沙浓度与悬浊液体积的乘积。径流体积为悬浊液质量与产沙量的差值除以水的密度($1\text{ g}/\text{mL}$)。每年内所有侵蚀事件中所产生的径流的体积加和为年径流量,相应的每次降雨侵蚀产生的泥沙重量加和是年产沙量。单位面积(平方公里)上年产沙量为年侵蚀速率。

1.4 土样采集及土壤生物、物理和化学性质测定

试验期间,约每年 11 月底进行土样采集,用于土壤生物、物理和化学性质分析。在每个侵蚀区和沉积区各自随机选择 5 个点,利用直径为 3 cm 的手钻采取 0—10 cm 的土壤样品,并将同一侵蚀区或沉积区的 5 个样品分别混合均匀,手动去除其中的杂草根和残体。随后,立即将混合样分为 2 部分:第一部分风干后用于土壤理化性质分析;第二部分储存在 $4^{\circ}C$ 冰箱,后续分析硝铵态氮、微生物量碳、氮。

土壤有机碳(soil organic carbon, SOC)分析采用重铬酸钾外加热法^[19]。利用 60 mL 0.5 mol 的

K₂SO₄ 浸提土壤样品,并利用总碳分析仪(TOC-VC-SH, Shimadzu, Japan)测定土壤可溶性碳(soil dissolved organic carbon, DOC)。土壤总氮(total nitrogen, TN)测定采用凯氏定氮法^[20]。利用 1 mol/L 的 HCl 浸提土壤,然后利用流动分析仪(Bran+Luebbe GmbH, Germany)测定其中的土壤硝、铵态氮(soil nitrate nitrogen, NO₃⁻-N; soil ammonium nitrogen, NH₄⁺-N)。根据 Vance 等^[21]和 Brookes 等^[22]的研究,采用氯仿熏蒸法测定土壤微生物量碳氮(soil microbial biomass carbon, MBC; soil microbial biomass nitrogen, MBN)。土壤机械组成采用 MS 2000 激光粒度仪(Malvern Instruments, Worcestershire, UK)分析。为了探究 SOC 化学组成在侵蚀区和沉积区的空间分布特征,本研究于 2019 年 11 月采集土样,按照 Xiao 等^[23]的分析方法对土壤有机碳 δ¹³C 进行分析。分析过程为:将土壤风干处理,过 0.149 mm 的筛子;接着,取 3.0 g 风干土壤置于 50 mL 的小烧杯中,并加入 6.0 mL、2.5 mol 的 HCl 搅拌,放置 24 h 后除去其中的无机碳。离心倒掉 HCl,并用蒸馏水清洗残余的 HCl。土壤经纯化处理后用 MAT253 型同位素比质谱仪(ThermoFisher Scientific, Waltham, MA, USA)测定其 δ¹³C 值。采用 PDB 标准,测定误差±0.1‰,δ¹³C 值采用国际通用标准形式:

$$\delta^{13}\text{C} = ((R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}) / R_{\text{standard}}) \times 1000 \quad (1)$$

式中: R_{sample} 为土壤样品中重组碳(¹³C)与轻组(¹²C)的比值(¹³C/¹²C); R_{standard} 为指标准比值^[24]。

土壤水分和土壤温度测定采用土壤温度和水分数据采集系统(EM50, DECAGON, USA)进行连续监测,在侵蚀区坡上、坡中、坡下以及沉积区基座的 10 cm 距离处分别埋藏数据采集器探针,埋深 10 cm,每 30 min 进行 1 次数据采集。

1.5 数据分析

在 SPSS ver. 20.0 软件中进行单因素方差分析,并利用 Duncan 检验($P < 0.05$)来分析土壤物理化学性质在不同坡度间区或侵蚀区与沉积区之间的差异显著性。制图均采用 Sigma Plot ver. 12.5 软件。

2 结果与分析

2.1 径流和泥沙变化特征

试验期间(2015—2019 年)年径流量和产沙量均表现出随坡度增大而升高的趋势(表 1)。相比 5°, 10°和 20°坡的年径流量分别提高 30%~115%和 48%~207%;10°和 20°坡的产沙量分别提高 146%~505%和 241%~742%。相似地,土壤侵蚀速率随着坡度的增大而增大,10°和 20°坡的侵蚀速率相对 5°坡

分别增加 2.4~6.0, 3.4~8.3 倍。

表 1 2015—2019 年不同坡度条件下年径流量、产沙量和侵蚀速率变化特征

年份	年降水量/mm	坡度/(°)	径流量/ m ³	产沙量/ kg	侵蚀速率/ (t·km ⁻² ·a ⁻¹)
2015	520	5	0.14	5.2	1050
		10	0.24	24.1	4827
		20	0.43	43.8	8754
2016	523	5	0.27	14.1	2824
		10	0.58	44.7	8939
		20	0.58	48.1	9624
2017	560	5	0.23	2.1	423
		10	0.30	12.7	2549
		20	0.34	15.8	3159
2018	598	5	0.30	7.4	1489
		10	0.39	18.2	3632
		20	0.48	27.5	5499
2019	760	5	0.30	10.5	2109
		10	0.46	42.5	8492
		20	0.58	57.3	11451

2.2 侵蚀区和沉积区土壤温度和水分的变化特征

侵蚀区和沉积区土壤温度呈现出一致的季节变化特征(图 1b~图 1d),且与大气温度变化规律基本一致(图 1a)。最低土壤温度出现在冬季的 12 月,而最高温则出现在夏季的 7 月或 8 月。

试验期间,侵蚀区土壤温度(5°, 18.0 °C; 10°, 17.9 °C; 20°, 17.7 °C)高于沉积区(5°, 17.1 °C; 10°, 17.2 °C; 20°, 17.1 °C),提高幅度为 3.7%~5.5%(图 1b~图 1d)。不论是不同坡度的侵蚀区之间还是不同坡度的沉积区之间,温度变化差异均较小。

侵蚀区和沉积区土壤水分动态变化特征基本一致(图 2a~图 2c),且与降雨在时间尺度上的分布特征相似(图 2d)。当降雨发生时,土壤含水量迅速升高。例如,2015 年 6 月 23 日降雨 34 mm 后,侵蚀区和沉积区土壤水分含量较前 1 日分别升高 37.1%~48.1%和 25.8%~38.1%。相似地,当 2019 年 7 月 16 日降雨 41 mm 之后,侵蚀区和沉积区土壤水分含量较前 1 日分别升高 10.5%~13.9%和 4.7%~10.1%。同时,本研究区雨热同期,夏季 7, 8 月降雨频繁,且蒸发较大,故随着降雨事件的发生土壤水分含量波动较大。

无论是土壤水分含量的日动态变化特征,还是试验期间的平均含水量,均表现为侵蚀区土壤水分含量(5°, 10°, 20°侵蚀区平均含水量分别为 0.24, 0.23, 0.22 m³/m³)低于沉积区(5°, 10°, 20°沉积区平均含水量分别为 0.26, 0.27, 0.28 m³/m³);且随着坡度增大,沉积区土壤水分含量较侵蚀区提高幅度越来越大(5°, 4.5%; 10°, 15.3%; 20°, 21.8%)。此外,土壤水分

含量随坡度变化较大。就侵蚀区而言,不同坡度间土壤含水量表现为 $5^{\circ}>10^{\circ}>20^{\circ}$;相反,沉积区土壤含

水量随着坡度增大显著升高, 10° 和 20° 相比 5° 分别提高 6.5%和 8.9%。

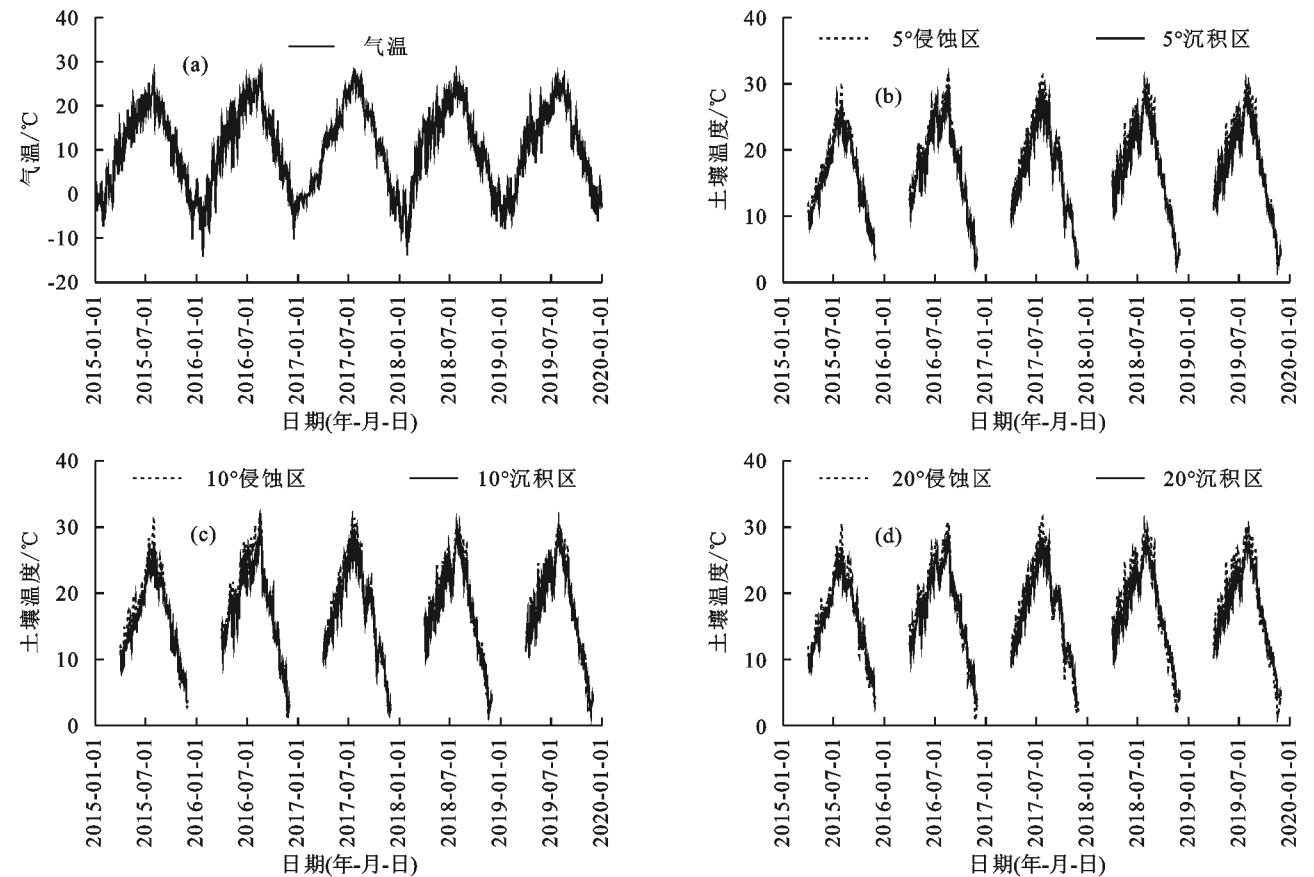


图 1 不同坡度侵蚀区和沉积区土壤温度变化特征

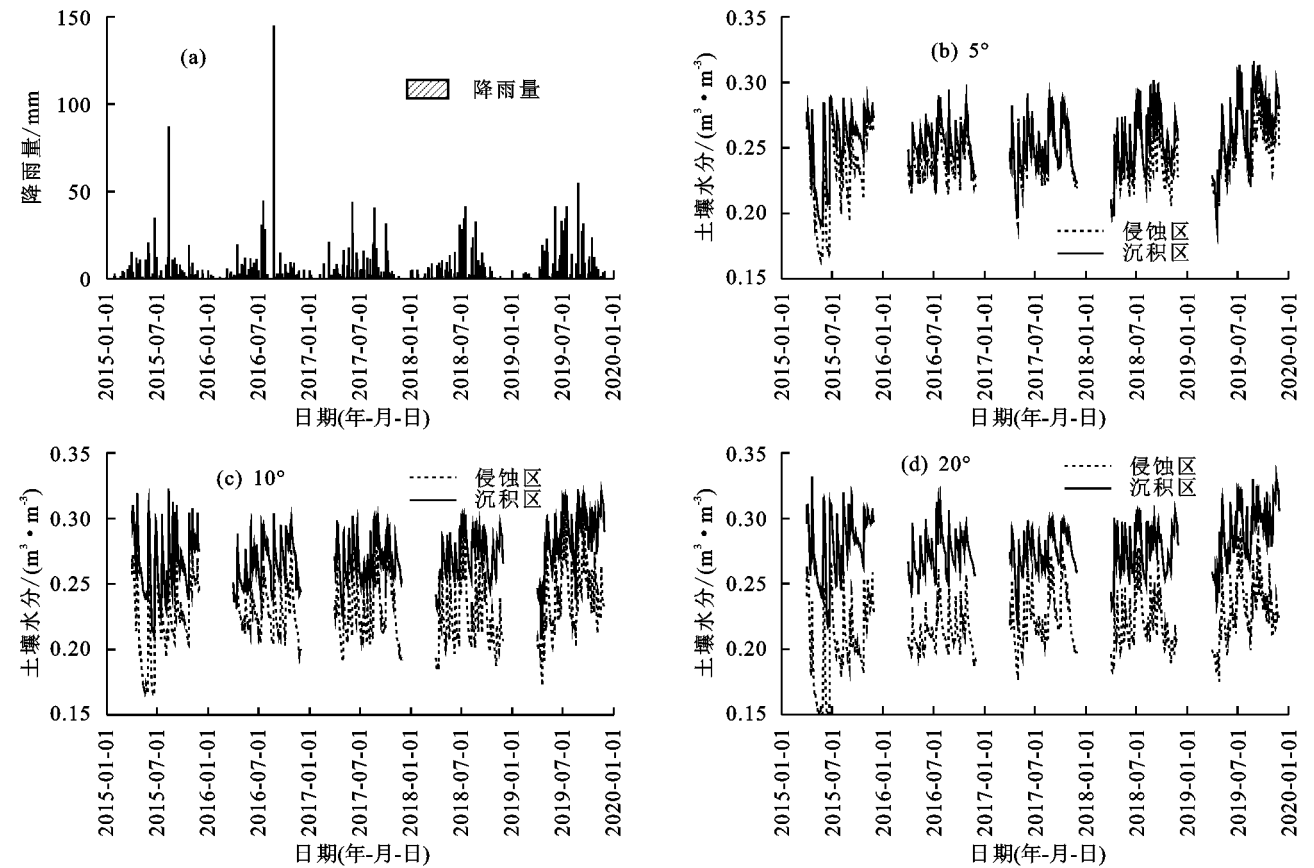


图 2 不同坡度侵蚀区和沉积区土壤水分变化特征

2.3 侵蚀区和沉积区土壤生物、物理化学性质的变化特征

试验期间(2015—2019 年),SOC、TN、矿质养分、微生物量碳、氮以及黏粒等土壤理化性质的平均值均表现为沉积区大于侵蚀区(表 2 和表 3)。不同坡度沉积区 SOC 浓度较侵蚀区提高的幅度分别为 5°,2.6%;10°,7.2%;20°,6.4%($P<0.05$);沉积区 DOC、N_{min}和 TN 浓度相比侵蚀区分别升高 0.9%~17.6%,33.4%~53.5%和 0.5%~8.5%($P<0.05$);相似地,MBC 和 MBN 在沉积区的浓度相比侵蚀区显著升高 7.9%~64.9%和 71.5%~185.0%($P<0.05$)。同时,沉积区黏粒含量高于侵蚀区,但沉积区粉粒和砂粒含量小于侵蚀区。与 5°相比,10°,20°坡的土壤理化性质在侵蚀区和沉积区之间的差异更为明显(表 2 和表 3)。此外,土壤 δ¹³C 相对丰度在侵蚀

区高于沉积区,提高幅度为 2.0%~3.3%($P<0.05$,表 2 和表 3)。

土壤性质在不同坡度间存在较大的差异(表 2 和表 3)。相比 5°侵蚀区,10°,20°侵蚀区的 SOC、DOC、N_{min}、TN、MBC 和 MBN 分别降低 3.0%~3.1%,6.7%~13.7%,0.1%~7.6%,0.9%~2.0%,10.8%~16.6%和 19.1%~28.9%;相反,在 10°和 20°沉积区相比 5°沉积区依次升高 0.5%~1.3%,0.6%~2.0%,6.4%~7.9%,5.0%~5.7%,22.2%~27.5%和 8.7%~18.1%。相似地,10°和 20°沉积区黏粒含量相比 5°沉积区显著升高 3.2%和 3.5%($P<0.05$)。另外,土壤 δ¹³C 相对丰度在 10°和 20°侵蚀区相比 5°侵蚀区显著降低 0.4%;与之相似,土壤 δ¹³C 相对丰度在 10°和 20°沉积区相比 5°沉积区显著降低 0.8%~1.6%($P<0.05$,表 2 和表 3)。

表 2 不同坡度侵蚀区和沉积区土壤化学性状的变化特征

年份	土壤化学 性状	5°		10°		20°	
		侵蚀区	沉积区	侵蚀区	沉积区	侵蚀区	沉积区
2015	SOC/(g·kg ⁻¹)	8.68±0.24A	8.67±0.23a	8.52±0.68A	8.80±0.20a	8.54±0.52A	8.83±0.28a
	DOC/(mg·kg ⁻¹)	23.62±1.67A	22.28±0.85a	20.66±2.15A	22.39±1.14a	20.54±1.81A	22.54±0.87a
	N _{min} /(m·kg ⁻¹)	1.91±0.26A	1.97±0.18a	1.78±0.09A	2.09±0.11a*	1.76±0.05A	2.16±0.27a
	TN/(g·kg ⁻¹)	0.76±0.20A	0.76±0.02a	0.75±0.01A	0.80±0.05a	0.76±0.04A	0.85±0.04a
2016	SOC/(g·kg ⁻¹)	8.70±0.06B	8.70±0.08a	8.43±0.06A	8.87±0.13a*	8.39±0.00A	8.83±0.12a*
	DOC/(mg·kg ⁻¹)	23.03±0.40C	22.98±1.39a	18.66±1.09B	22.02±2.69a*	16.21±0.89A	22.15±0.47a*
	N _{min} /(g·kg ⁻¹)	1.84±0.05B	2.26±0.03a*	1.86±0.08B	2.72±0.16b*	1.52±0.06A	2.53±0.04b*
	TN/(g·kg ⁻¹)	0.73±0.02A	0.68±0.02a	0.73±0.08A	0.79±0.04b	0.76±0.06A	0.79±0.04b
2017	SOC/(g·kg ⁻¹)	8.64±0.02B	8.69±0.07a	8.48±0.01A	9.04±0.09b*	8.45±0.03A	8.97±0.04b*
	DOC/(mg·kg ⁻¹)	23.28±0.05B	24.33±0.52a*	22.35±0.20AB	26.09±1.00a*	21.93±0.44A	25.43±0.49a
	N _{min} /(mg·kg ⁻¹)	1.83±0.01C	2.59±0.21a*	1.68±0.01B	2.16±0.17a*	1.53±0.08Ab	2.44±0.28a*
	TN/(g·kg ⁻¹)	0.77±0.06A	0.74±0.03a	0.74±0.01A	0.78±0.01a	0.72±0.01A	0.77±0.02a*
2018	SOC/(g·kg ⁻¹)	8.61±0.11B	9.20±0.32a*	8.30±0.02A	9.19±0.55a*	8.31±0.04A	8.97±0.75a
	DOC/(mg·kg ⁻¹)	22.33±3.06A	20.08±1.31a	21.54±1.75A	20.79±0.82a	18.38±1.27A	20.18±0.28a
	N _{min} /(mg·kg ⁻¹)	1.30±0.13A	2.13±0.09a*	1.50±0.14A	2.73±0.12b*	1.49±0.05A	2.29±0.46ab*
	TN/(g·kg ⁻¹)	0.69±0.03A	0.78±0.05a	0.68±0.02A	0.73±0.04a	0.69±0.01A	0.74±0.04a
2019	SOC/(g·kg ⁻¹)	8.61±0.44B	9.13±0.18a	8.23±0.16A	9.07±0.09a*	8.24±0.08A	9.00±0.12a*
	DOC/(mg·kg ⁻¹)	21.05±0.41A	24.60±3.36a	22.54±1.75A	25.26±5.00a	20.71±2.39A	24.68±2.93a
	N _{min} /(mg·kg ⁻¹)	1.49±0.13A	2.22±0.26a	1.53±0.15A	2.34±0.03a*	1.43±0.14A	2.45±0.15a*
	TN/(g·kg ⁻¹)	0.79±0.04A	0.79±0.01a	0.76±0A	0.87±0.15a	0.77±0.01A	0.80±0.05a*
均值	SOC/(g·kg ⁻¹)	8.65±0.10B	8.88±0.08a	8.39±0.09A	9.00±0.03a*	8.38±0.10A	8.92±0.05a*
	DOC/(mg·kg ⁻¹)	22.66±0.72B	22.85±0.39a	21.15±0.71AB	23.31±0.33a*	19.56±0.64A	23.00±0.55a*
	N _{min} /(mg·kg ⁻¹)	1.67±0.03B	2.23±0.06a*	1.67±0.03B	2.41±0.05b*	1.55±0.03A	2.37±0.08ab*
	TN/(g·kg ⁻¹)	0.75±0.01A	0.75±0.01a	0.73±0.02A	0.79±0.04a	0.74±0.01A	0.79±0.01a*

注:表中数据为平均值±标准差,均值为各土壤化学指标 5 年的平均值;SOC 为土壤有机碳;DOC 为土壤可溶性碳;N_{min} 为土壤矿质氮(土壤硝态氮浓度之和);TN 为土壤总氮。不同大写字母表示侵蚀区在不同坡度间的差异性显著($P<0.05$);不同小写字母表示沉积区在不同坡度间的差异性显著($P<0.05$);* 表示在 $P<0.05$ 水平上同一坡度侵蚀区和沉积区之间的差异显著性。

3 讨论

经过 5 年的土壤侵蚀—沉积,SOC 在沉积区明显富集,而在侵蚀区相对减少,这一特征随侵蚀—沉积年限增加而越来越突出。该变化可能与径流和泥沙迁移对土壤颗粒和养分的选择性运移有关。土壤侵蚀—沉积过程中,由于径流对土壤物质的搬运能力有限,其往往优先选择较小的泥沙颗粒随之运移^[25],

从而促使侵蚀区细小的黏粒不断流失,而砂粒含量相对提高;相反,侵蚀区流失的细粒最终由于低洼地形的阻碍以及径流动能的减弱而停留在沉积区,从而使得沉积区细粒含量相对提高(表 2 和表 3)。由于细粒的比表面积较大,细粒运移过程中常常吸附大量 SOC 从侵蚀区向沉积区不断运移,从而使得 SOC 在侵蚀区减少,而在沉积区富集;同时,径流迁移过程中

可直接选择性运移轻组有机质^[8,26],故沉积区 DOC 含量高于侵蚀区,且侵蚀区的 SOC 组成更加稳定,而沉积区 SOC 组成中不稳定组分含量增加,侵蚀区 $\delta^{13}\text{C}$ 的值大于沉积区也证实这一点(表 3),这与 Ma 等^[27]的研究结果一致,即沉积区相比侵蚀区含有更

多的活性碳和更少的惰性碳。随着试验年限增加,侵蚀区表层土壤中越来越多的 SOC 随径流和泥沙向沉积区运移,加之泥沙对 SOC 的掩埋效应^[28],沉积区 SOC 富集特征越来越突出,最终 SOC 在侵蚀区和沉积区之间的差异增大。

表 3 不同坡度侵蚀区和沉积区土壤生物、物理性状的变化特征

年份	土壤生物、 物理性状	5°		10°		20°	
		侵蚀区	沉积区	侵蚀区	沉积区	侵蚀区	沉积区
2015	MBC/(mg·kg ⁻¹)	132.44±3.72B	149.03±4.71a*	124.58±13.15AB	176.62±5.96b*	111.53±8.09A	186.56±9.79b*
	MBN/(mg·kg ⁻¹)	7.65±0.42B	11.28±1.83a*	5.08±0.38AB	12.87±2.82a*	4.25±1.06A	14.43±4.02a*
	Clay/%	26.80±0.70A	26.90±0.80ab	26.30±2.00A	27.00±0.20b	26.10±0.60A	25.40±0.70a
	Silt/%	65.80±0.50A	65.60±0.80a	65.40±1.00A	65.20±0.50a	65.20±0.90A	66.50±0.40a
	Sand/%	7.40±0.80A	7.50±0.40a	8.30±1.70A	8.00±0.50a	8.70±1.20A	8.10±0.50a
2016	MBC/(mg·kg ⁻¹)	129.25±5.13B	144.80±2.83a*	111.30±6.03A	182.03±5.84b*	113.06±4.90A	180.46±2.49b*
	MBN/(mg·kg ⁻¹)	6.54±0.37C	12.84±0.82a*	5.24±0.21B	14.56±0.46b*	4.30±0.31A	17.56±0.65c*
	Clay/%	26.70±0.50A	27.40±0.20a	25.80±0.40A	28.50±0.40a*	25.60±0.50A	28.20±1.00a*
	Silt/%	66.00±0.30A	65.10±0.90a	66.10±0.30A	63.70±0.60a*	66.40±0.40A	65.00±0.70a
	Sand/%	7.30±0.60A	7.40±0.70a	8.70±0.50A	7.80±0.50a	8.00±1.00A	6.80±0.30a
2017	MBC/(mg·kg ⁻¹)	148.45±1.52C	135.49±2.21a*	123.15±3.11B	158.58±5.03b*	112.40±4.45A	181.52±3.20c*
	MBN/(mg·kg ⁻¹)	7.12±0.79B	11.51±1.07a*	6.01±0.34AB	14.51±0.46b*	5.60±0.37A	14.49±0.66b*
	Clay/%	26.01±1.20A	24.00±0.50a	24.70±0.90A	26.70±0.30b*	24.90±0.80A	27.20±1.00b
	Silt/%	65.20±0.90A	66.20±0.50a	67.50±1.50A	66.20±0.90a	66.80±0.40A	65.20±1.70a
	Sand/%	8.70±1.00A	9.80±0.60b	7.80±1.00A	7.10±0.60a	8.30±1.30A	7.60±1.30ab
2018	MBC/(mg·kg ⁻¹)	132.40±6.95B	138.68±14.52a	124.58±12.73AB	185.05±13.75b*	111.50±36.61A	185.89±17.86b*
	MBN/(mg·kg ⁻¹)	6.98±0.42C	15.9±1.82a*	5.08±0.38B	14.45±0.66a*	3.66±0.26A	14.6±1.87a*
	Clay/%	23.50±0.50A	25.50±0.60a*	23.50±0.80A	26.10±1.0a*	22.40±1.30A	27.50±1.30a*
	Silt/%	68.60±0.50B	65.80±1.00a*	66.70±0.50A	64.20±0.70a*	66.70±0.80A	63.50±1.00a*
	Sand/%	7.90±1.00A	8.70±0.70a	9.80±0.30AB	9.70±0.90a	10.90±1.00B	9.00±0.80a
2019	MBC/(mg·kg ⁻¹)	131.34±20.24B	159.03±9.27a*	117.38±10.65A	185.79±22.79a*	113.67±9.69A	192.79±21.31b*
	MBN/(mg·kg ⁻¹)	8.92±0.66A	12.96±2.58a	8.67±0.65A	12.87±2.82a*	8.65±1.17A	14.28±3.05a*
	Clay/%	23.10±0.50A	26.60±0.40a*	23.70±0.70A	26.40±0.80a*	23.10±0.50A	26.70±1.10a*
	Silt/%	67.80±0.50B	65.90±0.30a*	67.40±0.60AB	65.80±1.20a	66.60±0.40A	65.20±0.90a
	Sand/%	9.10±0.20AB	7.50±0.40a*	8.90±0.80A	8.00±0.50a	11.10±1.20B	8.10±0.50a*
均值	$\delta^{13}\text{C}$	-21.55±0.033A	-22.25±0.052a*	-21.47±0.037B	-21.90±0.121b*	-21.46±0.038B	-22.07±0.070b*
	MBC/(mg·kg ⁻¹)	134.78±4.15B	145.41±1.53a*	120.20±0.56A	177.61±4.28b*	112.44±5.09A	185.44±3.84b*
	MBN/(mg·kg ⁻¹)	7.44±0.24C	12.76±0.51a*	6.02±0.23B	13.87±0.84ab*	5.29±0.27A	15.08±0.61b*
	Clay/%	25.26±0.40A	26.09±0.28a.	24.79±0.62A	26.93±0.25b*	24.40±0.29A	26.99±0.18b*
	Silt/%	66.68±0.19A	65.71±0.21a	66.65±0.45A	65.03±0.10a*	66.34±0.29A	65.09±0.54a*
	Sand/%	8.06±0.27B	8.20±0.30a	8.69±0.46AB	8.12±0.19a	9.39±0.48A	7.91±0.38a*

注:表中数据为平均值±标准差,均值为各土壤生物、物理指标 5 年的平均值;MBC 为土壤微生物量碳;MBN 为土壤微生物量氮。不同大写字母表示侵蚀区在不同坡度间的差异性显著($P<0.05$);不同小写字母表示沉积区在不同坡度间的差异性显著($P<0.05$);* 表示在 $P<0.05$ 水平上同一坡度侵蚀区和沉积区之间的差异显著性。

坡度的增大加剧 SOC 在侵蚀区和沉积区之间的差异,这可能与坡度增大促使更多径流和泥沙迁移有关(表 1)。当坡度增大时,10°和 20°坡侵蚀区的黏粒越来越少,相应的沉积区黏粒含量越来越多,表明坡度增大促进土壤侵蚀—沉积过程对细粒的选择性搬运^[29-30],这可能促使更多吸附在细粒表面的 SOC 在陡坡随泥沙颗粒从侵蚀区流失而累积在相应的沉积区。Wang 等^[31]研究发现,侵蚀坡地 5°坡 SOC 含量相比 3°坡下降 13%,这也证实在土壤侵蚀过程中,相比较小坡度的坡地,较大坡度的坡地 SOC 流失量更大,与本研究结果一致。

4 结 论

- (1) 试验期间,随着径流和泥沙从侵蚀区向沉积区迁移,沉积区 SOC 显著富集,而在侵蚀区减少,且随侵蚀—沉积年限增加,这一特征越来越突出。同时,土壤侵蚀和沉积改变土壤有机碳的化学稳定性,沉积区不稳定性土壤有机碳比例相对增加,而侵蚀区稳定性有机碳比例相对增加。
- (2) 随坡度增大,径流和泥沙在侵蚀区和沉积区之间的迁移量增加,从而引起更多 SOC 从侵蚀区流失而富集在沉积区。

参考文献:

- [1] Berhe A A, Barnes R T, Six J, et al. Role of soil erosion in biogeochemical cycling of essential Elements; Carbon, nitrogen, and phosphorus[J/OL]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2018, 46(1). DOI: 10.1146/annurev-earth-082517-010018.
- [2] Lal R. Accelerated soil erosion as a source of atmospheric CO₂[J]. Soil and Tillage Research, 2019, 188: 35-40.
- [3] Xiao H B, Li Z W, Chang X F, et al. The mineralization and sequestration of organic carbon in relation to agricultural soil erosion[J]. Geoderma, 2018a, 329: 73-81.
- [4] Yue Y, Ni J R, Ciais P, et al. Lateral transport of soil carbon and land-atmosphere CO₂ flux induced by water erosion in China[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2016, 113(24): 6617-6622.
- [5] 魏孝荣, 邵明安. 黄土高原沟壑区小流域坡地土壤养分分布特征[J]. 生态学报, 2007, 27(2): 603-612.
- [6] Stallard R F. Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: Coupling weathering and erosion to carbon burial[J]. Global Biogeochemical Cycles, 1998, 12(2): 231-257.
- [7] Gao X, Hu Y X, Sun Q Q, et al. Erosion-induced carbon losses and CO₂ emissions from Loess and Black soil in China[J]. Catena, 2018, 171: 533-540.
- [8] Lal R. Soil erosion and the global carbon budget[J]. Environment International, 2003, 29(4): 437-450.
- [9] Wang X, Cammeraat E L H, Romeijn P, et al. Soil organic carbon redistribution by water erosion: The role of CO₂ emissions for the carbon budget[J]. PLoS One, 2014, 9(5): e96299.
- [10] Berhe A A, Torn M S. Erosional redistribution of topsoil controls soil nitrogen dynamics[J]. Biogeochemistry, 2016, 132(1/2): 37-54.
- [11] Xiao H, Li Z, Chang X, et al. Microbial CO₂ assimilation is not limited by the decrease in autotrophic bacterial abundance and diversity in eroded watershed[J]. Biology and Fertility of Soils, 2018b, 54(5): 595-605.
- [12] 杜兰兰, 王志齐, 王蕊, 等. 模拟条件下侵蚀—沉积部位土壤 CO₂ 通量变化及其影响因素[J]. 环境科学, 2016, 37(9): 3616-3624.
- [13] 刘兆云, 章明奎. 侵蚀—沉积连续地形中土壤碳库的空间分异[J]. 水土保持通报, 2009, 23(3): 61-65.
- [14] 喻为, 李忠武, 黄金权, 等. 水力侵蚀影响下土壤有机碳和微生物数量动态变化特征[J]. 土壤学报, 2015, 52(2): 423-430.
- [15] 温磊磊, 郑粉莉, 沈海鸥, 等. 东北典型黑土区农耕土壤团聚体流失特征[J]. 土壤学报, 2015, 52(3): 489-498.
- [16] Shi Z H, Fang N F, Wu F Z, et al. Soil erosion processes and sediment sorting associated with transport mechanisms on steep slopes[J]. Journal of Hydrology, 2012, 454/455(1): 123-130.
- [17] Dungait J. Microbial responses to the erosional redistribution of soil organic carbon in arable fields[J]. Soil Biology and Biochemistry, 2013, 60: 165-201.
- [18] 孔维波. 黄土高原侵蚀环境土壤氮素原位矿化特征[D]. 北京: 中国科学院大学, 2019.
- [19] Reed S T, Martens D C. Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods | Kinetic Methods and Measurements[M]. 1996.
- [20] Kjeldahl J. Neue methode zur bestimmung des stickstoffs in organischen Krpern[J]. Zeitschrift für analytische Chemie, 1883, 22(1): 366-382.
- [21] Vance E D, Brookes P C, Jenkinson D S. An extraction method for measuring soil microbial biomass C[J]. Soil Biology and Biochemistry, 1987, 19(6): 703-707.
- [22] Brookes P C, Landman A, Pruden G, et al. Chloroform fumigation and the release of soil nitrogen: A rapid direct extraction method to measure microbial biomass nitrogen in soil[J]. Soil Biology and Biochemistry, 1985, 17(6): 837-842.
- [23] Xiao H, Li Z, Chang X, et al. Microbial CO₂ assimilation is not limited by the decrease in autotrophic bacterial abundance and diversity in eroded watershed[J]. Biology and Fertility of Soils, 2018a, 54(5): 595-605.
- [24] Dawson T E, Brooks P D. Fundamentals of stable isotope chemistry and measurement[M]. Springer Netherlands: Springer Science+Business Media Dordrecht, 2001.
- [25] Wei S, Zhang X, McLaughlin N B, et al. Impact of soil water erosion processes on catchment export of soil aggregates and associated SOC[J]. Geoderma, 2017, 294: 63-69.
- [26] Nie X J, Zhang J H, Cheng J X, et al. Effect of soil redistribution on various organic carbons in a water- and tillage-eroded soil[J]. Soil and Tillage Research, 2016, 155: 1-8.
- [27] Ma W M, Li Z W, Ding K Y, et al. Stability of soil organic carbon and potential carbon sequestration at eroding and deposition sites[J]. Journal of Soils and Sediments, 2016, 16(6): 1705-1717.
- [28] Vandenbygaert A J, Kroetsch D, Gregorich E G, et al. Soil C erosion and burial in cropland[J]. Global Change Biology, 2012, 18(4): 1441-1452.
- [29] El Kateb H, Zhang H, Zhang P, et al. Soil erosion and surface runoff on different vegetation covers and slope gradients: A field experiment in Southern Shaanxi Province, China[J]. Catena, 2013, 105: 1-10.
- [30] Mahmoodabadi M, Sajjadi S A. Effects of rain intensity, slope gradient and particle size distribution on the relative contributions of splash and wash loads to rain-induced erosion[J]. Geomorphology, 2016, 253: 159-167.
- [31] 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.