

DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2023.02.055.
张小真, 宋 媛, 胡亚鲜. 黑土层不同粒级结构下有机碳矿化的模拟研究[J]. 水土保持研究, 2023, 30(2): 74-80.
ZHANG Xiaozhen, SONG Yuan, HU Yaxian. Simulation of Organic Carbon Mineralization in Black Soil Layers with Different Particle Size Structures[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2023, 30(2): 74-80.

黑土层不同粒级结构下有机碳矿化的模拟研究

张小真^{1,2}, 宋 媛³, 胡亚鲜^{1,2,3}

(1.中国科学院 水利部 水土保持研究所, 陕西 杨凌 7121002;
2.中国科学院大学, 北京 100049; 3.西北农林科技大学 水土保持研究所, 陕西 杨凌 712100)

摘 要:东北黑土坡耕地侵蚀沉积分异明显,且冻融交替频繁,但各坡位土层结构以及通气孔隙度随含水率和温度的季节性变化对有机碳矿化和 CO₂ 扩散效率的影响机理尚不清楚。以典型黑土坡耕地为研究对象,采集未侵蚀区表土风干、筛分后,选取粗(0.5~1 mm)、细(<0.125 mm)两种粒级,分层回填,全粗、全细、上粗下细、上细下粗 4 种土柱模拟典型坡位土层结构,对比分析冻融与非冻融不同温度梯度下,各土层结构 CO₂ 释放速率变化特征。结果表明:非冻融变温(5~30℃)条件下,各土层结构 CO₂ 释放速率存在显著差异,其中上粗下细土层 CO₂ 释放速率均值为 14.45 μg/(kg·h),显著高于其他土层,增幅达 20%~59%,说明不同土层间土壤颗粒大小和上下堆叠关系对 CO₂ 传输效率有重要调控作用。经两次冻融作用后,0~15℃变温培养中,各土层间无显著差异,上粗下细土层 CO₂ 释放速率均值为 4.17 μg/(kg·h),略高于其他土层,说明冻涨融缩效应削弱了不同土层结构之间孔隙结构和联通性差异,减弱了因土层结构不同而导致的 CO₂ 释放速率的差异。研究结果明确了黑土层不同粒级上下堆叠结构及孔隙连通性对有机碳矿化的影响,可为深化侵蚀环境下碳源强度的定量评价提供理论依据。

关键词:黑土; 土层结构; 孔隙度; 有机碳矿化; 冻融

中图分类号:S152.4 文献标识码:A 文章编号:1005-3409(2023)02-0074-07

Simulation of Organic Carbon Mineralization in Black Soil Layers with Different Particle Size Structures

ZHANG Xiaozhen^{1,2}, SONG Yuan³, HU Yaxian^{1,2,3}

(1.Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100, China; 2.University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3.Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: On the rolling slopes in northeast China, erosion and deposition often result in distinct soil layer structures at different soil slope positions where frequent freeze-thaw cycles can further alter soil water and porosity distribution. However, how different soil layer structures with distinct porosity and connectivity respond to varying water and temperature changes, and how they affect soil organic carbon mineralization and CO₂ emissions are far from being fully understood. The Mollisol samples were collected from the farmlands with gentle and extended slopes in the northeastern China, air-dried and then sieved. Soil particles of two sizes, coarse (0.5~1 mm) and fine (<0.125 mm), were refilled into different soil columns to simulate four typical slope soil structures: all coarse structure all fine structure, upper coarse + lower fine structure, and upper fine + lower coarse structure. The soil columns were incubated and their CO₂ emission rates were measured at different temperature gradients to compare the different responses of the four soil structures to non-freeze-thaw and freeze-thaw conditions. The results show that under non-freeze-thaw conditions (over 5~30℃), CO₂ emission rates among the four soil structures differed significantly, the average CO₂ emission

rate of the upper coarse + lower fine soil layers was $14.45 \mu\text{g}/(\text{kg} \cdot \text{h})$ which was $20\% \sim 59\%$ higher than those of the other three soil structures, illustrating that the CO_2 transfer efficiency was profoundly influenced by soil particle size and their overlaying patterns; after two freezing-thawing cycles, the differences of CO_2 emission rates among the four soil structures became insignificant over $0 \sim 15^\circ\text{C}$, the average CO_2 emission rate of upper coarse + lower fine soil column was $4.17 \mu\text{g}/(\text{kg} \cdot \text{h})$ which was merely slightly higher than those of the other three soil structures implying that freeze-thaw could change the structure and connectivity of soil pores, thereby weakening the differences of soil layer structure on CO_2 emissions. These findings highlight the potential impacts of soil structure, especially the overlaying patterns and pore connectivity, onto CO_2 emissions, which can help advance the current understanding on carbon source potentials in erosion-deposition settings.

Keywords: black soil; soil layer structure; porosity; SOC mineralization; freeze-thaw

东北黑土区面积广泛,以富含有机质为主要特点,是我国粮食安全的稳压器^[1]。由于坡度相对较缓,坡长较长,坡上侵蚀而坡脚沉积的现象普遍存在,侵蚀区与沉积区有机碳特性分异明显^[2-3]。侵蚀发生后,土壤颗粒从表土剥离,因自身沉降速度不同,经不同搬运过程和迁移距离后沉积,在坡面不同位置富集或减损,致使泥沙颗粒分布具有明显的空间变异性^[4]。然而,常年多次反复侵蚀之后,土壤侵蚀过程将不再局限于表层,而是在各坡位形成截然不同的土层结构^[5]。典型表现为坡顶土层剥离且粗骨化、坡背粗细颗粒交错堆叠、坡尾土层深厚且细小颗粒富集^[6]。因此,侵蚀泥沙颗粒的空间异质性分布不仅影响有机碳的空间分布,其理化特性差异以及季节性变化均可影响土壤水气传输,从而对有机碳矿化产生异质性影响^[7-8]。

土层重构后土壤颗粒组成的差异及各土层孔隙尺度的变化会对 SOC 矿化中 CO_2 的扩散迁移产生影响^[9-11],但目前研究多关注侵蚀和沉积区原位^[12-13]或表观 CO_2 通量^[14]及固定温度、湿度下 SOC 矿化的潜力^[15-16],不能准确反映侵蚀坡面土层重构水热气等环境条件改变后不同土层结构的孔隙变化对 SOC 矿化的影响。事实上,土壤孔隙结构,尤其是土壤通气孔隙度和充水孔隙度随土壤体积含水率和温度的改变,是决定根系呼吸、微生物氧气供应和有机碳分解的重要因素^[17],同时也决定了气体在土层内的扩散路径^[18],可显著影响土层内气体交换时空变异性^[19]。如 Van Hemelryck 等^[20]在连续监测坡耕地沉积区后发现其 CO_2 通量随沉积区充水孔隙度的增加而逐渐减少。Wiaux 等^[21]报道称,由于沉积区细小泥沙颗粒富集,且土壤含水率高,通气孔隙度小,不利于深层 CO_2 向表层扩散与释放,致使 10 cm 以下土层对 CO_2 总通量的贡献不足 10%。

冻融过程是影响东北坡耕地土壤孔隙结构和有机

碳矿化的另一重要因素^[22],尤其在秋冬、冬春交替时期,坡耕地多处于裸露状态,且雨雪交加,气温日变化梯度较大,土壤孔隙间的水分在冻结与融化过程中液相与固相不断转化,反复膨胀收缩,产生推力,可改变土壤孔隙结构^[23-25]。同时,由于不同土壤粒级的持水性能差异导致含水率不同,在冻结过程中自由水和未冻水在不同孔隙内的空间分布及比例存在巨大差异,可对土壤通气孔隙和充水孔隙产生显著影响,从而调控土壤微生物活性和呼吸^[26-28]。因此,在侵蚀沉积分异明显的东北坡耕地,要揭示 CO_2 通量时空变化机理必须考虑不同环境条件下土层结构土壤气孔连通性变化对有机碳矿化和 CO_2 扩散效率的影响。

1 研究方法

1.1 研究区概况

研究区位于黑龙江省九三农垦分局鹤北小流域($48^\circ 43' - 49^\circ 03' \text{N}$, $124^\circ 56' - 126^\circ 21' \text{E}$)。该区处于小兴安岭南麓向松嫩平原过渡的漫川漫岗地带,海拔高度在 400 m 以下,相对高差 100 m,耕地坡度一般 $1^\circ \sim 3^\circ$ ^[29]。气候以寒温带大陆性半湿润气候为主,多年平均气温集中在 $0.4 \sim 1.5^\circ\text{C}$,研究区 2003—2017 年气象资料显示,春季均温为 3.4°C ;夏季均温为 20.25°C ,最高气温可达 23.46°C ;秋季均温 2.46°C ;冬季均温为 -19.04°C ,最低可至 -25.55°C 。鹤北小流域多年平均降水为 534 mm,降水集中于夏季(6—8 月),占全年降水量的 66.6%。春季 3—5 月降水少,占全年降水的 12.5%^[30]。鹤北小流域以黑土为主,土层厚度 0~50 cm,以第四纪湖相冲积沉积物黄黏土物质为成土母质。土壤颗粒组成以粉粒为主(56.92%),其次为黏粒(36.97%),砂粒含量较低(6.1%),平均有机碳含量为 25.3mg/g ,土壤略偏酸性,pH 均值为 5.75。大豆和小麦为该流域主要农作物^[31]。

1.2 土柱模拟

秋季收获并完成翻耕后,自鹤山农场 8 号子流域

9 号坡地采集表层土壤,置于室内风干。去除土样中的残存植物根系、岩石等杂质。为概化可在侵蚀事件中被搬运和沉积的颗粒,模拟其在经多次侵蚀过程交替沉积的现象,将筛分后的粗颗粒(0.5~1 mm)、细颗粒(>0.125 mm)分别按照 4 种典型土层结构进行分层回填:上粗下细、上细下粗、全粗、全细。各土柱总高度均为 15 cm,对于组合粒级,上、下土层高度各为 7.5 cm。各重构土层下分别设置 3 个重复。在回填过程,按照粗、细颗粒的饱和含水率 60%进行分层润湿,以确保土样均匀湿润。粗、细两种土壤颗粒的基本性状详见表 1。

表 1 粗、细土壤颗粒基本性状

粒级	有机碳/ (g·kg ⁻¹)	总碳/ (g·kg ⁻¹)	总氮/ (g·kg ⁻¹)	碳氮比
粗颗粒	25.20±0.25a	25.34±0.05a	2.15±0.01a	11.79±0.08a
细颗粒	26.10±0.30b	26.87±0.87b	2.39±0.04b	11.22±0.19b

注:表中数字为平均值±标准差,n=3,表中同列不同小写字母表示粗、细两种粒级土壤颗粒基本性质差异显著(p<0.05)。

土壤水分特征曲线可以反映土壤中孔隙的分布特征,本文采用 Van-Genuchten 水分特征曲线模型并借助 Van-Genuchten(1999)开发的 RETC 软件拟合分析粗细两种粒级土壤的土壤水分特征曲线明晰两种粒级土壤颗粒的土壤孔隙特征。由图 1 可知,在相同基质吸力作用下,细颗粒土壤含水量高于粗颗粒,说明细颗粒持水能力高于粗颗粒,土壤孔隙易被水分填充,其通气孔隙数较少,通气孔隙度较低。

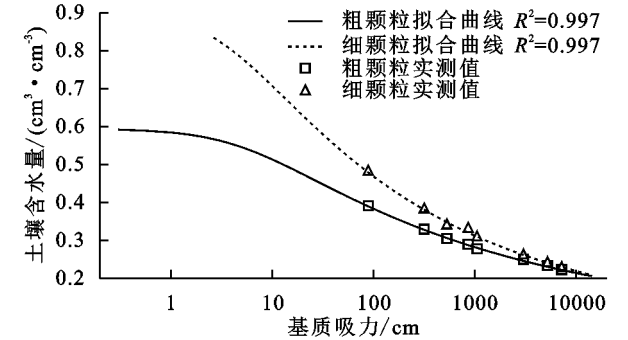


图 1 粗、细颗粒土壤水分特征曲线

1.3 非冻融与冻融变温下的培养试验

为模拟不同土层结构对非冻融期季节性土壤温度变化的响应,依据研究区全年气温变化范围,非冻融变温培养试验设置了 5℃,10℃,15℃,20℃,25℃,30℃共 6 个温度梯度,文中分别用 T₅,T₁₀,T₁₅,T₂₀,T₂₅和 T₃₀表示。具体而言,非冻融变温培养于 2021 年 3 月 6 日—4 月 3 日完成,共持续 28 天,包括两个升降温循环:5℃逐步升至 30℃,之后再从 30℃依次降至 5℃。除 5℃和 30℃之外,其他各温度培养时间均为 24 h。在 5℃时,为了保证各土层顶部空间的

CO₂有足够的时间累积浓度,适当延长培养时间至 48 h;而在 30℃时,适当缩短培养时间至 12 h,以避免高温下各土柱在密闭空间内 CO₂浓度过饱和。在变温培养之前,各土柱均在 20℃培养条件下于恒温恒湿培养箱(HWS-150,中国宁波普朗特仪器有限公司)预培养 3 天,确保土壤处于稳定状态。在变温培养过程中于每日 12 点至 14 点,使用 LI-850 CO₂/H₂O GAS Analyzer 仪器以固定时间间隔测量重复 5 次 CO₂浓度,并通过 5 次 CO₂浓度与时间的线性拟合关系,计算单位时间 CO₂释放速率。在测定 CO₂浓度之前,各土壤样品处于敞口遮光培养状态,这样是为了防止出现厌氧情况。在培养试验过程中,每隔两天对各土样进行称重加湿,以保证培养过程中土壤含水量的恒定,尽量减少土壤含水率变化造成的二氧化碳脉冲变化^[32]。

为模拟不同土层结构对冻融期温度变化的响应,依据研究区冬季和春季温度变化范围,冻融变温培养试验先将各土柱置于-15℃下冻结 24 h,而后通过 0℃,2.5℃,5℃,7.5℃,10℃,12.5℃和 15℃七个温度梯度进行变温培养,文中分别用 T₀,T_{2.5},T₅,T_{7.5},T₁₀,T_{12.5}和 T₁₅表示。具体而言,冻融变温培养试验于 5 月 27 日—6 月 22 日完成,以 2.5℃为变温梯度,共设置两次冻融循环。自 0℃开始逐步升温至 15℃;接着再从 15℃逐步降至 0℃。完成一次冻融交替后,将各土壤样品放至-15℃的冰柜中重复进行下一个冻融循环。在整个冻融变温培养期间,每日测定 CO₂浓度,并计算 CO₂释放速率。具体测定方法与非冻融变温培养试验相同。

1.4 数据分析

在培养试验中,4 种土柱的 CO₂释放速率通过单位干土重在一定时间段内 CO₂的浓度差值进行计算。具体的计算过程分为如下两部分:

第一部分,将培养瓶中所测得 CO₂浓度转换成质量单位:

C_m=(C_V×M×P)/(R×T) (1)

式中:C_m表示单位体积 CO₂质量(μg/L);C_V表示 CO₂浓度[(mg/kg 或者 μl/L)];M 表示 C 的摩尔质量[(12 μg/μmol)];P 表示气体压强,估计值为[(0.082 057 5 L atm K mole)];T 表示培养温度(K)[(K=℃+273.15)]。

第二部分,根据测定间隔内 CO₂浓度变化,计算 CO₂释放速率:

F=C_{rate}×V/W (2)

式中:F 表示 C 矿化速率[μg/(kg·h)];C_{rate}表示培养时间内 CO₂的变化[μg/(L·h)];V 表示培养容器

顶部留空空间体积(L); W 表示培养容器内土壤样品干重(kg)。

本研究通过变温模式对各重构土层进行冻融与非冻融培养试验,为减少温度变化对累积矿化量的影响,因此主要通过对对比相同温度下各土层累积矿化量以明晰 SOC 累积矿化量对土层差异的响应,并通过对对比各土层在不同环境中同一温度下的累积矿化量以厘清环境差异对累积矿化量的影响。

在冻融与非冻融环境中,各有两个升降温阶段,各土层在某一温度下的 SOC 累积矿化量为各升降温阶段该温度下的矿化量之和。通过如下公式进行计算:

$$q_n = 24F \quad (3)$$

式中: q_n 表示升温或降温阶段各土层在该温度下当天的矿化量[$\mu\text{g}/(\text{kg} \cdot \text{d})$]; $n=1,2,3,4$,其中 1,3 代表升温阶段,2,4 代表降温阶段; F 为 C 矿化速率[$\mu\text{g}/(\text{kg} \cdot \text{h})$];24 表示 24 h。

$$Q = q_1 + q_2 + q_3 + q_4 \quad (4)$$

式中: Q 表示整个冻融或非冻融培养过程中各土层某一温度下的累积矿化量之和[$\mu\text{g}/(\text{kg} \cdot \text{h})$]。

数据分析和作图处理主要通过 Excel 2016 和 Origin 2021 进行。利用 Origin 2021 进行单因素方差分析,通过最小差异显著法(LSD)确定粗、细两种粒级土壤颗粒理化性质、整个培养过程中各土柱的矿化速率、累积矿化量的差异,并在 0.05 的显著性水平下进行各差异的显著性分析。

2 结果与分析

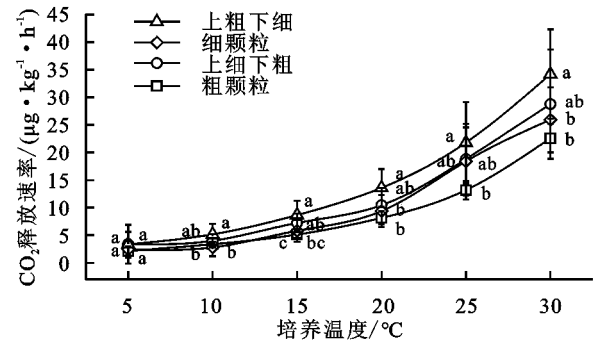
2.1 非冻融变温培养下各土层矿化特征

在整个非冻融变温培养过程中,土层结构显著影响 CO_2 释放速率($p < 0.05$),但对 SOC 的累积矿化量无显著影响($p > 0.05$)。4 种土层的 CO_2 释放速率和累积矿化量具有相同的变化特征,整体表现出随温度升高而增加的趋势(图 2 和图 3)。具体说来,4 种土层的 CO_2 释放速率均值的变动区间为:2.12~34.20 $\mu\text{g}/(\text{kg} \cdot \text{h})$;累积矿化量均值变动区间为:203.53~3 282.78 $\mu\text{g}/\text{kg}$ 。上粗下细土层结构的 CO_2 释放速率和累积矿化量均值均高于其他土层,其 CO_2 释放速率均值为 14.45 $\mu\text{g}/(\text{kg} \cdot \text{h})$,明显高于另外 3 种土层的 CO_2 释放速率均值($p < 0.05$,图 2),增幅达 20%~59%;累积矿化量均值为 1 387.054 $\mu\text{g}/\text{kg}$,略高于其他土层累积矿化量均值($p > 0.05$,图 2)。

2.2 冻融变温培养下各土层矿化特征

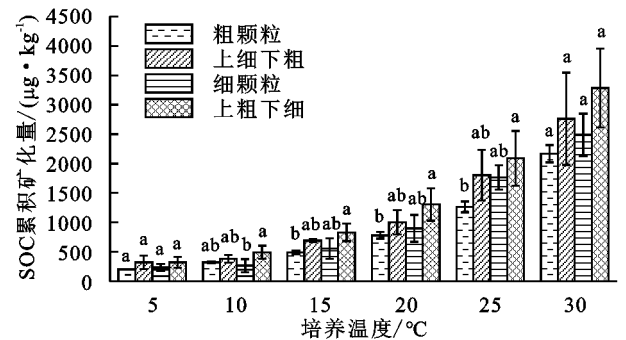
在冻融变温培养试验中,4 种土层的 CO_2 释放速率和 SOC 累积矿化量均表现出随温度升高而波动增长的变化趋势(图 4 和图 5),但各土层之间的 CO_2 释

放速率和 SOC 累积矿化量均无显著差异($p > 0.05$)。经历冻融后 4 种土层在各温度下的 CO_2 释放速率均值的变动区间为:2.44~5.91 $\mu\text{g}/(\text{kg} \cdot \text{h})$;SOC 累积矿化量均值变动范围为:234.62~567.06 $\mu\text{g}/\text{kg}$,上粗下细土层的 CO_2 释放速率和 SOC 累积矿化量均值分别为 4.17 $\mu\text{g}/(\text{kg} \cdot \text{h})$ 和 400.02 $\mu\text{g}/\text{kg}$,略高于其他土层(图 4 和图 5),但增幅均不明显($p > 0.05$)。



注:图中误差棒为标准误差($n=12$),图中不同小写字母表示同一温度下各土层 CO_2 释放速率差异显著($p < 0.05$)。

图 2 非冻融条件下不同土层结构在不同温度梯度下的 CO_2 释放速率



注:图中误差棒为标准误差($n=3$),图中不同小写字母表示同一温度下各土层 SOC 累积矿化量差异显著($p < 0.05$)。

图 3 非冻融条件下 4 种土层结构的 SOC 累积矿化量

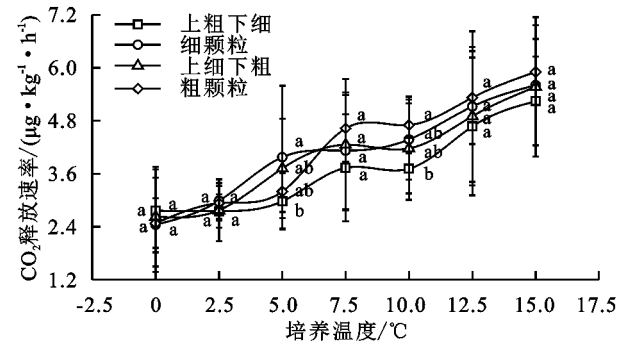
在同一温度下,相较于非冻融环境下,各土层经历冻融后的矿化特征具有不同的变化趋势(图 6):全粗颗粒土层在冻融环境下的 CO_2 释放速率和 SOC 累积矿化量均稍高于非冻融环境($p > 0.05$,图 6A),而上粗下细土层则与粗颗粒相反(图 6D);在 5℃ 和 10℃ 两温度下,全细颗粒土层在冻融环境中的 CO_2 释放速率均值明显高于非冻融环境($p < 0.05$),但 SOC 累积矿化量均值无显著差异($p > 0.05$,图 6B);上细下粗土层在冻融环境中的 CO_2 释放速率和 SOC 累积矿化量均值均略高于非冻融环境($p > 0.05$,图 6C),但 15℃ 时,此两者在非冻融环境中的 CO_2 释放速率和累积矿化量均值则高于冻融环境下均值(图 6B、图 6C)。

3 讨论

本研究中的 4 种土层结构呈现出不同的 CO_2 释放速率(图 1 和图 4),说明土壤颗粒大小和上下堆叠

关系可对有机碳矿化和释放产生影响。具体而言,无论是非冻融或冻融条件下,上粗下细结构土柱的CO₂释放速率均表现最高(图 1 和图 4),这主要可能是因为下层细颗粒有机碳含量高,且上层粗颗粒的通气孔隙度较好(由其水分特征曲线图 1 可知),下层矿化释放的 CO₂可顺利穿过上层粗颗粒孔隙至土壤表层;而上细下粗或者全细土层结构的 CO₂释放速率相对较低,可能因为上层细颗粒通气孔隙数较少,阻挡了下层 CO₂向土柱表面输送。全粗结构土柱的 CO₂释放速率最低,主要可能是由于其有机碳含量较低(表 1)。4 种土层结构 CO₂释放速率的显著差异更进一步说明,在侵蚀坡面各坡位土层结构是影响 CO₂通量空间异质性重要原因之一。具体而言,由于径流的挟沙能力在不同次降雨侵蚀事件中差异较大,当侵蚀泥沙经历多次搬运沉积后,泥沙颗粒的选择性剥离和搬运特性,致使侵蚀坡面不同位置形成粗、细颗粒相互交错的土层结构。在田间持水量条件下,粗颗粒土层的通气孔隙度较大,有利于气体扩散;而细颗粒土层的通气孔隙度较小,不利于气体扩散。各坡位粗、细颗粒的上下堆叠关系,可直接影响 CO₂的扩散。本文中所观察到上层细颗粒的通气孔隙度不利于深层 CO₂向表层扩散,与 Wiaux 等^[21]在坡面沉积区观测到的规律相似,在土壤含水率较高的情况下,沉积区细小泥沙颗粒富集,通气孔隙度小,致使 10 cm 以下土层对 CO₂总通量的贡献不足 10%。因此,侵蚀坡

面 CO₂通量的定量评价,除了传统要素如土壤有机碳含量和组分外,还应考虑不同土层结构的通气孔隙度随含水率和土层深度的时空变化对 CO₂通量变异性的影响。



注:图中误差棒为标准误差($n=12$),图中同一温度下不同小写字母表示该温度下各土层 CO₂释放速率差异显著($p<0.05$)。下同。

图 4 冻融条件下不同土层结构在不同温度梯度下的 CO₂释放速率

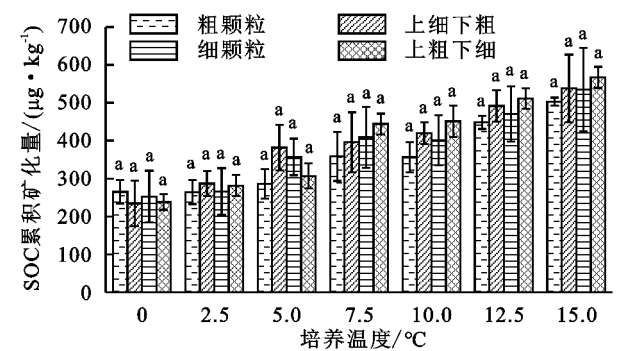


图 5 冻融条件下 4 种土层结构的 SOC 累积矿化量

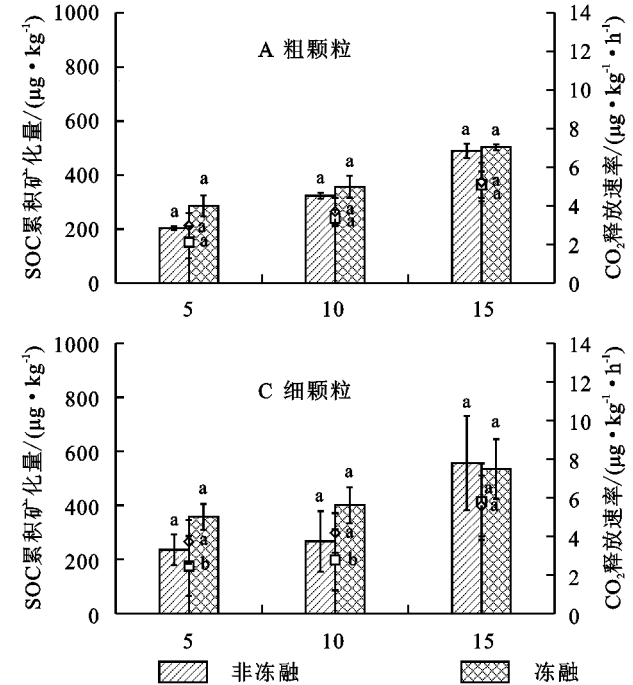


图 6 四种土层结构在相同温度但冻融与非冻融不同条件下的矿化特征对比

与非冻融处理相比,冻融处理后各土层结构之间的 CO₂释放速率差异减小(图 4)。这可能和冻融过

程中自由水的冻涨融缩过程导致团聚颗粒破碎、挤压,土壤孔隙结构改变有关。正如张科利和刘宏

远^[22]所言,土壤冻融过程可使疏松的土壤变得相对紧实,而紧实的土壤相对疏松。而多个报道均通过 CT 扫描证明,冻融过程可通过土壤水液相与固相的体积变化对土壤孔隙结构产生剧烈影响,且该影响会随土壤初始含水率,冻融温差以及冻融次数而改变^[33-34]。因此,本研究中两次冻融过程的冻涨融缩效应重组了土壤孔隙结构和联通性,使得粗颗粒间的孔隙减小,通气孔隙度优势减弱,CO₂ 扩散效率较未冻融时有所减弱;而冻融使得细颗粒间的孔隙被扩大,或形成新的较为粗大的孔隙,也即冻融过程削弱了不同土层结构之间孔隙结构和联通性差异,减弱了因土层结构不同而导致的 CO₂ 释放速率的差异。此外,在相同温度下,各结构土柱 CO₂ 释放速率对于冻融与非冻融处理的响应不一致(图 6)。在 <10℃ 时,冻融作用可促进各土层结构 CO₂ 释放,但当温度高于 15℃ 时,冻融处理后各土柱的 CO₂ 释放速率均有所下降。在低温时,冻融后 CO₂ 释放速率高于未冻融条件,与 Feng 等^[35] 和 Gao 等^[36] 所报道的冻融促进 CO₂ 通量的趋势相似,说明了季节性冻土区冻融交替作用可促进有机碳矿化。但当温度逐渐升高至 15℃ 后,土柱解冻较为充分,在没有自由排水条件的土柱内,聚集在土柱外层的冰体先融化^[37-38],且土壤颗粒因冰晶膨胀而遭受较大的破坏,持水性能降低,形成较高的土壤含水率,降低颗粒空隙间通气孔隙度,这一方面可能不利于有机碳的有氧分解,另一方面可能会阻碍 CO₂ 的扩散。为进一步剖析土层孔隙结构对冻融过程的响应,未来研究还应系统测定其他温室气体如 CH₄ 或 N₂O 的变化规律^[39],全面评价冻融过程土壤水分、养分以及微生物等的再分布作用对土壤碳循环的影响。

4 结论

本文通过粗、细两种颗粒回填土柱的上下层堆叠层次模拟侵蚀环境下坡面不同土层结构,并对比测定冻融与非冻融处理后不同温度梯度下不同土层结构土柱的 CO₂ 释放速率变化,研究土层结构、孔隙度、气体连通性以及冻融作用对有机碳矿化的影响。结果表明,非冻融条件下,上粗下细结构土柱的 CO₂ 释放速率均表现最高,全粗结构土柱的 CO₂ 释放速率最低,而上细下粗或全细土层结构的 CO₂ 释放速率居中,表明土壤颗粒大小和上下堆叠关系可对有机碳矿化和释放产生影响。然而,4 种土层结构间的 CO₂ 释放速率差异随着冻融过程而削弱,可能是因为冻融过程中自由水的冻涨融缩过程导致团聚颗粒破碎、挤压,改变土壤孔隙结构。同时,在没有自由排水

条件的土柱内,聚集在土柱外层的冰体先融化,且土壤颗粒因冰晶膨胀而遭受较大的破坏,持水性能降低,形成较高的土壤含水率,降低颗粒空隙间通气孔隙度,抑制了微生物有氧呼吸。本研究说明,在东北黑土坡耕地侵蚀沉积分异明显且冻融循环频繁交替的情况下,各坡位土层结构以及通气孔隙度随含水率和温度的季节性变化对有机碳矿化可产生不可忽略的影响,可为深化侵蚀环境下碳源强度的定量评价提供理论依据。

参考文献:

- [1] 韩长赋.加强东北黑土地保护推进农业绿色发展[N].人民日报,2018-02-05(7).
- [2] He Y, Hu Y, Gao X, et al. minor topography governing erosional distribution of SOC and temperature sensitivity of CO₂ emissions: comparisons between concave and convex toposequence [J]. Journal of Soils and Sediments, 2020,20(4):1906-1919.
- [3] Hu Y X, Li X W, Guo S L, et al. On-site soil dislocation and localized CNP degradation: The real erosion risk faced by sloped cropland in northeastern China-ScienceDirect [J]. Agriculture, Ecosystems & Environment, 2020,302:doi.org/10.1016/j.agee.2020.107088.
- [4] 胡亚鲜, Nikolaus J. Kuhn. 利用土壤颗粒的沉降粒级研究泥沙的迁移与分布规律[J]. 土壤学报, 2017, 54(5): 1115-1124.
- [5] Rosenbloom N A, Doney S C, Schimel D S. Geomorphic evolution of soil texture and organic matter in eroding landscapes [J]. Global Biogeochemical Cycles, 2001,15(2):365-381.
- [6] Hu Y, Berhe A A, Fogel M L, et al. Transport-distance specific SOC distribution: Does it skew erosion induced C fluxes? [J]. Biogeochemistry, 2016,128(3):339-351.
- [7] Wei S, Zhang X, McLaughlin N B, et al. Effect of soil temperature and soil moisture on CO₂ flux from eroded landscape positions on black soil in Northeast China [J]. Soil and Tillage Research, 2014,144:119-125.
- [8] Hu Y, Wang Z, Wang R, et al. Slope sensitivity: A coefficient to represent the dependency of soil CO₂ emissions to slope gradients [J]. Catena, 2020, 193:doi.org/10.1016/j.catena.2020.104659.
- [9] Toosi E R, Kravchenko A N, Guber A K, et al. Pore characteristics regulate priming and fate of carbon from plant residue [J]. Soil Biology and Biochemistry, 2017, 113:219-230.
- [10] 荣慧, 房焕, 张中彬. 团聚体大小分布对孔隙结构和土壤有机碳矿化的影响[J]. 土壤学报, 2021, 59(2): 476-485.
- [11] 孙钰翔, 张广斌, 房焕. 孔隙结构对水稻土温室气体排

- 放的影响[J].土壤,2021,53(1):154-160.
- [12] Wiaux F, Vanclooster M, Cornelis J T, et al. Factors controlling soil organic carbon persistence along an eroding hillslope on the loess belt [J]. Soil Biology & Biochemistry, 2014,77:187-196.
- [13] Liu P, Zha T, Jia X, et al. Soil respiration sensitivity to temperature in biocrusted soils in a desert-shrubland ecosystem[J]. Catena, 2020, 191: doi.org/10.1016/j.catena.2020.104556.
- [14] Jiang J, Guo S, Zhang Y, et al. Changes in temperature sensitivity of soil respiration in the phases of a three-year crop rotation system [J]. Soil & Tillage Research, 2015,150:139-146.
- [15] Zhang X, Li L, Pan G. Topsoil organic carbon mineralization and CO₂ evolution of three paddy soils from South China and the temperature dependence[J]. Journal of Environmental Sciences, 2007,19(3):319-326.
- [16] Ys A, Xy B, Shan H C. Long-term organic amendment reduces the temperature sensitivity of organic carbon decomposition in an upland soil of subtropical China [J]. Acta Ecologica Sinica, 2019,39(3):185-189.
- [17] 张维俊,李双异,徐英德,等.土壤孔隙结构与土壤微环境和有机碳周转关系的研究进展[J].水土保持学报,2019,33(4):1-9.
- [18] 胡五龙,刘国峰,晏石林,等.土壤水分分布的孔隙尺度格子玻尔兹曼模拟研究[J].力学学报,2021,53(2):568-579.
- [19] Ball, B. C. Soil structure and greenhouse gas emissions: a synthesis of 20 years of experimentation [J]. European Journal of Soil Science, 2013,64(3):357-373.
- [20] Hemelryck H V, Govers G, Oost K V, et al. Evaluating the impact of soil redistribution on the in situ mineralization of soil organic carbon [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2015,36(4):427-438.
- [21] Wiaux F, Vanclooster M, Van O K. Vertical partitioning and controlling factors of gradient-based soil carbon dioxide fluxes in two contrasted soil profiles along a loamy hillslope [J]. Biogeosciences, 2015,12(15):4637-4649.
- [22] 张科利,刘宏远.东北黑土区冻融侵蚀研究进展与展望[J].中国水土保持科学,2018,16(1):17-24.
- [23] 刘佳,范昊明,周丽丽,等.冻融循环对黑土容重和孔隙度影响的试验研究[J].水土保持学报,2009,23(6):186-189.
- [24] 王恩姮,卢倩倩,陈祥伟.模拟冻融循环对黑土剖面大孔隙特征的影响[J].土壤学报,2014,51(3):490-496.
- [25] 姜宇,刘博,范昊明,等.冻融条件下黑土大孔隙结构特征研究[J].土壤学报,2019,56(2):340-349.
- [26] Öquist M, Sparrman T, Klemetsson L, et al. Water availability controls microbial temperature responses in frozen soil CO₂ production [J]. Global Change Biology, 2010,15(11):2715-2722.
- [27] Wen Z, Ma W, Feng W, et al. Experimental study on unfrozen water content and soil matric potential of Qinghai-Tibetan silty clay [J]. Environmental Earth Sciences, 2012,66(5):1467-1476.
- [28] Xue K, Wen Z, Zhu Z, et al. An experimental study of the relationship between the matric potential, unfrozen water, and segregated ice of saturated freezing soil [J]. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 2021,80(3):2535-2544.
- [29] 胡刚,伍永秋,刘宝元,等.东北漫川漫岗黑土区浅沟和切沟发生的地貌临界模型探讨[J].地理科学,2006,26(4):4449-4454.
- [30] 魏欣.东北黑土区小流域土壤侵蚀空间分异规律研究[D].北京:北京师范大学,2007.
- [31] 贺瑶.黑土长缓坡微地形对土壤颗粒空间异质性和有机碳矿化的影响[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2020.
- [32] Orchard V A, Cook F J. Relationship between soil respiration and soil moisture[J]. Soil Biology and Biochemistry, 1983,15(4):447-453.
- [33] 王恩姮,赵雨森,陈祥伟.季节性冻融对典型黑土区土壤团聚体特征的影响[J].应用生态学报,2010,21(4):889-894.
- [34] 姜宇,范昊明,侯云晴.基于同步辐射显微CT研究冻融循环对黑土团聚体结构特征的影响[J].生态学报,2019,39(11):4080-4087.
- [35] Feng X J, Nielsen L L, Simpson M J. Responses of soil organic matter and microorganisms to freeze-thaw cycles [J]. Soil Biology & Biochemistry, 2007,39(8):2027-2037.
- [36] Gao D, Liu Z, Bai E. Effects of in situ freeze-thaw cycles on winter soil respiration in mid-temperate plantation forests [J]. Science of the Total Environment, 2021, 793:148567.
- [37] Gatto L W, Halvorson J J, McCool D K, et al. Effects of freeze-thaw cycling on soil erosion [M]. Landscape Erosion and Evolution Modeling. Springer, 2001:29-55.
- [38] Bing H, He P, Zhang Y. Cyclic freeze-thaw as a mechanism for water and salt migration in soil [J]. Environmental Earth Sciences, 2015,74(1):675-681.
- [39] King A E, Rezanezhad F, Wagner-Riddle C. Evidence for microbial rather than aggregate origin of substrates fueling freeze-thaw induced N₂O emissions [J]. Soil Biology and Biochemistry, 2021,160:108352.