

桂西北典型土壤有机碳矿化对碳酸钙与水分含量的响应*

黄媛^{1,2,3} 苏以荣^{1,3} 梁士楚² 陈香碧^{1,3} 何寻阳^{1,3**}

(¹中国科学院亚热带生态研究所亚热带农业生态过程重点实验室, 长沙 410125; ²广西师范大学生命科学学院, 广西桂林 541004; ³中国科学院环江喀斯特生态系统观测研究站, 广西环江 547100)

摘要 为了研究碳酸钙存在条件下水分对桂西北典型土壤有机碳矿化的影响, 本文以添加定量 $\text{Ca}^{14}\text{CO}_3$ ($50 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 干土) 的喀斯特地区棕色石灰土和地带性红壤(对照)的表层土(0~15 cm)为研究对象, 进行 100 d 的室内培养实验, 研究了 3 个水分梯度(30%、65%、100% WHC, 分别记为 W1、W2、W3)、25 °C 条件下土壤有机碳的矿化特征。结果表明: 经培养 100 d 后, 在 3 个水分条件下, 来源外源碳酸钙的 $^{14}\text{C}-\text{CO}_2$ 占棕色石灰土和红壤土壤表观累积矿化量的贡献率分别为 9.64%、6.01%、7.63% 和 34.05%、27.73%、24.18%; 棕色石灰土和红壤有机碳矿化速率(累积矿化量)分别表现为 $W2 > W1 > W3$ ($P < 0.05$), $W2、W3 > W1$ ($P < 0.05$); 土壤含水量、土壤类型以及两者的交互作用均对土壤有机碳矿化速率、土壤有机碳累积矿化量有显著影响。因此, 研究富含碳酸盐土壤的有机碳矿化, 尤其是喀斯特地质背景发育的石灰土, 应考虑水分和无机碳酸盐分解对有机碳矿化的作用, 并将这种作用纳入 C 循环的模型中, 才能准确评估土壤无机碳对有机碳碳库的影响。

关键词 喀斯特; 土壤水分; 无机碳; 有机碳矿化

中图分类号 S153.6 文献标识码 A 文章编号 1000-4890(2013)10-2695-08

Responses of organic carbon mineralization in typical soils in northwest Guangxi of China to calcium carbonate and soil moisture. HUANG Yuan^{1,2,3}, SU Yi-rong^{1,3}, LIANG Shi-chu², CHEN Xiang-bi^{1,3}, HE Xun-yang^{1,3**} (¹Laboratory for Agro-ecological Processes in Subtropical Region, Institute of Subtropical Agriculture, Chinese Academy of Sciences, Changsha 410125, China; ²Guangxi Normal University, Guilin 541004, Guangxi, China; ³Huanjiang Observation and Research Station for Karst Ecosystems, Chinese Academy of Sciences, Huanjiang 547100, Guangxi, China). *Chinese Journal of Ecology*, 2013, 32(10): 2695–2702.

Abstract: In order to understand the effects of soil moisture on organic carbon (OC) mineralization in two typical soils in Northwest Guangxi of China under the existence of calcium carbonate, a 100-day incubation experiment with the topsoil (0–15 cm) of terra fusca in Karst region and of zonal red soil (as a control) was conducted to study the characteristics of soil OC mineralization under the conditions of three soil moisture gradients (30%, 65%, and 100% water-holding capacity; W1, W2, and W3) and a fixed added calcium carbonate quantity ($50 \text{ g Ca}^{14}\text{CO}_3 \cdot \text{kg}^{-1}$ dry soil) at 25 °C. After 100-day incubation, the contribution rate of the $^{14}\text{C}-\text{CO}_2$ from added calcium carbonate to the apparent accumulative mineralization amount under W1, W2, and W3 was 9.64%, 6.01%, and 7.63% for the terra fusca, and 34.05%, 27.73%, and 24.18% for the red soil, respectively. The soil OC mineralization rate and accumulative mineralization amount were in the order of $W2 > W1 > W3$ ($P < 0.05$) for the terra fusca, and of $W2, W3 > W1$ ($P < 0.05$) for the red soil, respectively. Soil moisture, soil type, and their interaction had significant effects on the soil OC mineralization rate and accumulative mineralization a-

* 中国科学院战略性先导科技专项(XDA05070403)、国家自然科学基金项目(31270551和41171246)和中国科学院亚热带农业生态研究所青年人才领域前沿项目(ISACX-LYQY-QN-4101)资助。

** 通讯作者 E-mail: hbpjhn@163.com

收稿日期: 2013-04-11 接受日期: 2013-06-27

mount ($P < 0.05$). Therefore, when studying the OC mineralization in carbonate-rich soils, especially for the calcareous soils developed in Karst geological background, it would be necessary to consider the effects of soil moisture content and inorganic carbonate decomposition on the soil OC mineralization, and to incorporate these effects into C cycle model to accurately assess the effects of soil inorganic carbon on the soil OC pool.

Key words: Karst; soil moisture; inorganic carbon; organic carbon mineralization.

目前对土壤有机碳的研究更关注其生态环境意义,因为土壤有机碳的微小变化将引起大气二氧化碳浓度的较大波动,进而影响温室效应和全球气候变化(Kchbaum *et al.* 2000; Lal *et al.* 2000; 曹建华等 2003; Xie *et al.* 2009)。土壤有机碳是土壤的重要组成部分和陆地生态系统最大的有机碳库(周莉, 2005),土壤有机碳的矿化是土壤中重要的生物化学过程,其速率受温度、水分、土壤类型等因素的影响(Lloyd *et al.* 1994; Hontoria *et al.* 1999; Andersson *et al.* 2000; Chow *et al.* 2006)。许多报道都揭示了水分对有机碳矿化的重要作用,大多数结果都认为淹水抑制了微生物活性,降低了土壤中有机碳的矿化速率。例如, Cook 等(1983)报道了土壤呼吸强度与土壤含水量存在负相关关系;黄耀等(2003)室内培养试验研究认为,当水分含量为30%~50%时有机碳的分解速率最快,且二者之间差异很小,而水分含量为20%或是淹水时有机碳分解较慢。但是也有研究得出,淹水条件能增加水溶性有机碳的溶出,提高微生物活动的底物浓度,也有可能增加土壤有机碳的矿化量(郝瑞军等 2006)。

桂西北喀斯特地区,地处亚热带季风气候条件下,可溶性碳酸盐岩的地质背景决定了成土速率慢、土壤富钙偏碱等特性与非喀斯特地区明显不同,土壤中赋存的碳酸钙与土壤有机碳的关系,直接影响到喀斯特土壤生态系统平衡的维持(何尧启, 1999)。有研究表明,土壤中pH和游离碳酸盐含量的升高能促进土壤有机质的分解(李忠等, 2001),对土壤有机碳的矿化起重要作用。土壤类型和添加物及二者间的交互作用均对土壤有机碳矿化有显著影响(葛云辉等 2012),水分在45%~75%,旱地土壤有机碳矿化与土壤含水量成正相关(王媛华等, 2012),但目前针对水分和碳酸钙及两者交互作用对土壤有机碳矿化的影响并不明确,而这对于富含碳酸盐土壤有机碳的周转、评估土壤无机碳在土壤呼吸中的贡献是必需的,因此,研究土壤水分和碳酸钙对土壤有机碳矿化的影响,尤其是对于喀斯特地质背景下发育的富含碳酸盐(碳酸钙为主)土壤的

研究,无疑会对进一步明确这类土壤有机碳矿化的影响因素与强度,为客观评价土壤有机碳库对大气碳库的影响具有重要意义。

1 研究地区与研究方法

1.1 自然概况

研究区位于云贵高原南部边缘斜坡地带的典型喀斯特峰丛洼地——广西环江毛南族自治县,地理坐标为107°51'E—108°43'E, 24°44'N—25°33'N,属亚热带季风气候区,气候温和,雨水充沛、日照充足、冬无严寒、夏无酷暑、雨热同季、无霜期长。年平均气温16.5~20.5℃,极端高温36℃,极端低温-5℃。年均降雨量1389.1mm,雨季平均持续130~140d,降水主要集中在4—9月,尤以6月中旬—7月中旬最多,达350~460mm,常出现涝灾,10月—次年3月为旱季,常受到干旱威胁。

1.2 研究方法

1.2.1 土壤样品采集与处理 于2011年11月,分别在国家级自然保护区木论和广西环江县肯福环境移民开发示范区,采集了棕色石灰土(白云岩和石灰岩)、红壤土(第四纪红土)2个土壤类型表层土壤(0~15cm)样品:在保证生境(植被类型均为多年生灌丛,坡位、坡度和坡向等)基本一致的情况下选取棕色石灰土(25°09'E, 108°03'N)和红壤(24°51'N, 108°15'E)样地各一块,每块样地随机选择8个样点,混合成一个土样。采集的新鲜土壤仔细剔除土壤中可见的动植物残体及土壤动物,过10目筛,依据用量采用四分法将土样分为3部分,一份4℃下低温保存用于室内矿化培养试验;一份供土壤pH、饱和持水量(WHC,用质量含水量表示)的测定;一份继续风干过后磨细,供土壤基本理化性质的测定(表1)。

表1 供试土壤的基本理化性质

Table 1 Physical and chemical properties of the tested soils

土壤类型	pH	饱和含水量 (%)	有机碳 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	微生物量碳 ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$)	碳酸盐含量 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)
棕色石灰土	6.73	56.07	19.93	229.97	12.60
红壤	4.21	51.43	16.03	120.18	3.08

1.2.2 试验设计 将保存在冰箱里的土样取出并将土壤湿度调节到饱和持水量(WHC)的30%左右,置于25℃、100%湿度条件下预培养1周,取部分土样用于测定土壤微生物量碳(MBC)。剩下的土样分成2份,一份用于矿化培养试验,一份用于土壤培养试验。

处理设置:温度25℃;3个水分梯度为:30%、65%、100% WHC,记为W1、W2、W3;3个处理,每个处理4次重复,外加9个无土空白对照。

2种土壤各取3份34.2 kg(干基计,下同)预培养过的新鲜土样,平铺于塑料薄膜上,将粉碎的 $\text{Ca}^{14}\text{CO}_3$ 按每千克50 g的量均匀撒在土样上,用玻璃棒充分搅拌后,将塑料薄膜折叠并小心抖动至添加物料与土样充分混匀。然后根据水分设置,用蒸馏水均匀喷洒分别调节含水量至30%、65%和100% WHC,充分混匀。在土样上覆盖塑料薄膜,放置0.5 h,使土壤含水量保持一致。

矿化培养试验设置:培养时将装有上述不同处理的50 g(干基计)土样的小烧杯置于1 L的密闭大广口瓶中,每个处理4次重复,瓶内同时放置一个盛有20 mL $1 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ NaOH溶液的小广口瓶作为集气瓶,以吸收土壤呼吸释放出的 CO_2 ,大广口瓶底部有10 mL去 CO_2 水,以维持瓶内空气饱和湿度。将相应水分含量的土样放入25℃恒温培养箱中培养100 d。于培养后1、5、10、15、20、30、40、60、80和100 d更换NaOH溶液,取出吸收瓶并立即封口,测定 CO_2 的量和 $^{14}\text{C}-\text{CO}_2$ 的放射性强度。

土壤培养试验设置:称取上述处理过的土样900 g于1 L塑料杯中,每个处理3次重复,将盛有土壤的塑料杯放入25℃恒温培养箱中,培养箱内装有1 L $1 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ NaOH溶液的聚乙烯塑料杯吸收土壤呼吸释放出的 CO_2 ,同时放入少量的蒸馏水以维持培养箱内的空气饱和湿度,每5 d换一次气,并根据土壤重量调节含水量。在培养后1、5、10、15、20、30、40、60、80和100 d,取土70 g(干基计)用于测定土壤pH、微生物量碳等指标。

为检测添加 $\text{Ca}^{14}\text{CO}_3$ 粉末化学溶蚀沉积过程放出的 $^{14}\text{C}-\text{CO}_2$ 对试验结果的影响,设置了无土灭菌条件下(石英砂代替土壤)添加 $\text{Ca}^{14}\text{CO}_3$ 粉末(50 g· kg^{-1})的培养处理(4个重复),经25℃密闭培养100 d后,检测到30%、65%、100% WHC下 $^{14}\text{C}-\text{CO}_2$ 量为1.21、8.42和12.72 $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

1.2.3 测定指标及方法 NaOH溶液吸收的 $^{14}\text{C}-$

CO_2 用LS-6500液体闪烁仪测定:取1 mL吸收液,再加9 mL闪烁液(RIA,美国),混匀,静置1 d,计数5 min。NaOH溶液吸收的 CO_2 用TOC自动分析仪(Phoenix 8000)测定。微生物量碳采用熏蒸提取法,其他理化指标(土壤有机碳(SOC)、pH、土壤饱和持水量、碳酸盐含量)采用常规方法测定。

1.2.4 计算方法及数据处理

土壤表观矿化量($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$) = TOC测定值 × 吸收液稀释倍数 × 吸收液体积 / 土壤干重

碳酸钙中碳的转化量($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$,包括碳酸钙化学溶蚀平衡放出的 $^{14}\text{C}-\text{CO}_2$) = (吸收液 ^{14}C 1 min的裂变量 - 本底值) × 吸收液体积 / (土壤干重 × 添加的 $^{14}\text{C}-\text{碳酸钙}$ 的放射强度)

外源碳酸钙的转化率(%) = 外源碳酸钙的转化量 / 外源碳酸钙的总量 × 100%

土壤表观累积矿化量中外源碳酸钙的贡献率(%) = 外源碳酸钙的累积转化量 / 土壤表观累积矿化量 × 100%

累积矿化量($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$)为从培养开始到某时间点释放的 CO_2 之和(即土壤有机碳累积矿化量和外源物的累积转化量之和)

SOC的矿化量($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$) = 土壤表观矿化量 - 碳酸钙中碳的转化量

SOC累积矿化率(%) = 土壤有机碳累积矿化量 / 土壤有机碳量 × 100%

SOC的矿化速率($\mu\text{g C} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ SOC) = 培养时段内矿化量 / (培养时间 × 土样中有机碳总量)

数据采用Excel 2003对数据进行整理,SPSS 16.0统计软件进行统计分析,利用协方差分析方法,以pH为协变量,分析水分含量、土壤类型、水分含量和土壤类型交互作用对土壤有机碳矿化指标的影响。处理间的比较用单因素和双因素两种方差分析方法,处理间的多重比较采用Duncan法(显著性水平设为0.05)。

2 结果与分析

2.1 土壤中有机碳累积矿化量(率)和外源碳酸钙的累积转化量

添加碳酸钙的2种土壤在培养100 d后,3种处理方式下棕色石灰土表观累积矿化量(765.12、951.46和414.70 $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$)、SOC累积矿化量、率(691.58 $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、3.47%; 894.34 $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、4.49%; 384.03 $\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、1.93%) W2 > W1 > W3,

外源碳酸钙累积转化量(73.55、57.12和30.67 mg · kg⁻¹) W1、W2 > W3(图1);红壤土表观累积矿化量,在不同水分条件下无显著差异,SOC累积矿化量、率(997.58 mg · kg⁻¹、6.22%;1231.09 mg · kg⁻¹、7.68%;1269.68 mg · kg⁻¹、7.92%) W2、W3 > W1,外源碳酸钙的累积转化量(490.98、463.94和397.08 mg · kg⁻¹) W1、W2 > W3(图1)。相同水分条件下,红壤表观累积矿化量、SOC累积矿化量、率,外源碳酸钙转化量均显著大于棕色石灰土(图1)。

2.2 土壤表观累积矿化量中外源碳酸钙的贡献率对水分的响应

外源碳酸钙对2种土壤表观累积矿化量的贡献应分为2个阶段 0~15 d 显著下降 20~100 d 趋于稳定,在培养100 d后,碳酸钙来源的碳量对棕色石灰土和红壤表观累积矿化碳量的贡献率依次为9.61%、6.01%、7.63%和32.98%、27.37%、23.82%(图2);100 d后外源碳酸钙对2种土壤的

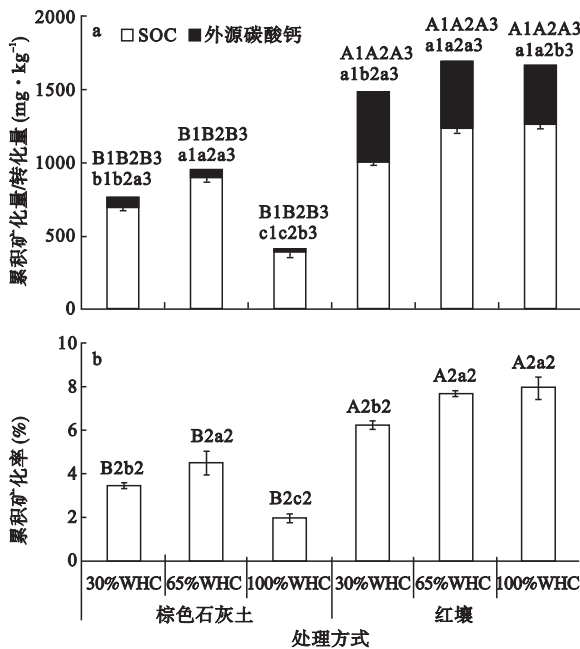


图1 培养100 d后的土壤表观累积矿化量、SOC累积矿化量、外源碳酸钙累积转化量及SOC累积矿化率

Fig. 1 Apparent accumulative mineralization amount, SOC accumulative mineralization amount, accumulative transformation of exogenous calcium carbonate and SOC accumulative mineralization rate after 100-d incubation

不同大写字母代表不同土壤同种处理方式下表观累积矿化量、SOC累积矿化量/率和外源碳酸钙累积转化量存在显著差异($P < 0.05$);不同小写字母代表同种土壤不同处理方式下表观累积矿化量、SOC累积矿化量/率和外源碳酸钙累积转化量存在显著差异($P < 0.05$);字母后1代表表观累积矿化量之间的比较,2代表SOC累积矿化量/率之间的比较,3代表外源碳酸钙累积转化量之间的比较;数据为平均值 ± 标准误,下同。

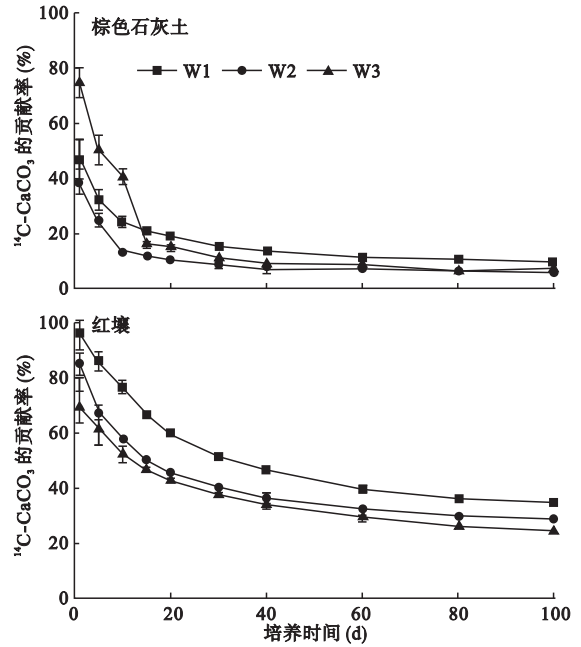


图2 ¹⁴C-CaCO₃对棕色石灰土和红壤表观累积矿化量的贡献率

Fig. 2 Contribution rate of ¹⁴C-CO₂ from Ca¹⁴CO₃ in apparent accumulative mineralization amount on terra fusca and red soil

表观累积矿化量的贡献率均表现为W1 > W2、W3 ($P < 0.05$)。

2.3 土壤有机碳的矿化过程对水分的响应特征

水分对添加了碳酸钙土壤SOC矿化速率的影响可以分为2个阶段 0~20 d,SOC矿化速率发生显著变化,20~100 d,SOC矿化速率趋于稳定,且在0~20 d,适宜(65% WHC)和饱和(100% WHC)下2种土壤有机碳矿化速率变化较干旱条件(30% WHC)下波动较大(图3)。含水量为W1时,棕色石灰土在0~5 d,SOC矿化速率上升,5~20 d,SOC矿化速率下降;红壤在0~15 d,SOC矿化速率变化不大,15~20 d,SOC矿化速率下降;含水量为W2、W3条件时,棕色石灰土在0~20 d,SOC矿化速率降-升-降趋势;红壤SOC矿化速率在0~5 d急剧下降,5~20 d缓慢下降;可能原因是培养1 d后,土壤中加入外源碳酸钙显著改变了土壤的pH,抑制了土壤中微生物活性(特别是细菌),且随着土壤原有的有机碳数量急剧下降,微生物新陈代谢所需的能源物质减少,受控于本底营养源,在培养达到一定时间后,土壤有机碳矿化在20 d以后基本达到稳定状态。W1时2种土壤SOC矿化速率的变化在整个培养过程中较W2、W3稳定。这可能是由于土壤预培养含水量为30% WHC,为达到W2、W3的培养条

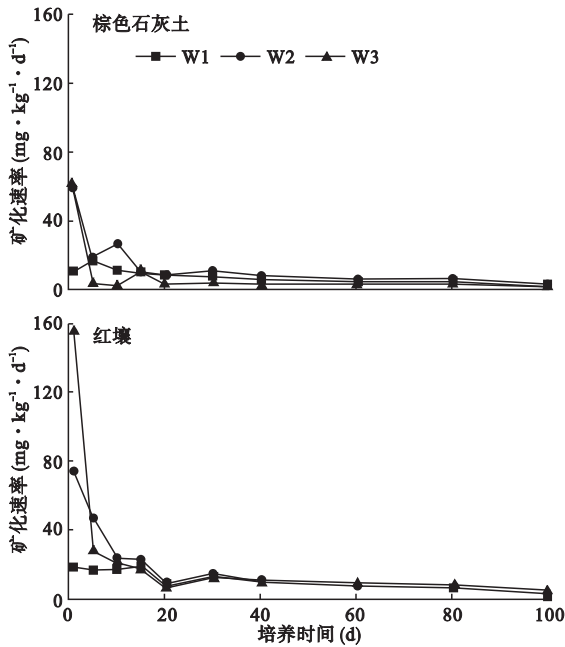


图3 3种水分条件下棕色石灰土和红壤土壤有机碳的矿化速率
 Fig.3 Soil organic carbon mineralization rate on terra fusca and red soil under three different soil moistures

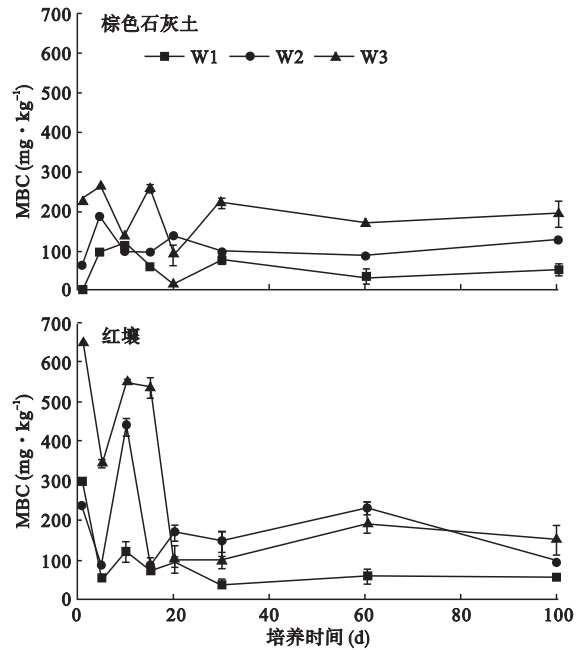


图4 3种水分条件下棕色石灰土和红壤不同土壤微生物量碳含量的变化
 Fig.4 Variation of soil microbial biomass carbon on terra fusca and red soil under three different soil moistures

件 加入了定量水分 加水的过程对有机碳矿化影响较大,“复水”对土壤有机碳矿化具有显著影响(李玲 2012)。

2.4 土壤微生物量碳对水分的响应

土壤 MBC 各处理对水分的响应为:棕色石灰土(图4)3个处理 MBC 含量在 0~5 d 都是先上升,5~20 d 发生显著变化 20 d 后趋于稳定;红壤(图4)3个处理 MBC 含量在 0~5 d 显著下降,5~10 d 显著上升,10~20 d 显著下降 20 d 后趋于稳定 培养 30~100 d 棕色石灰土 MBC 含量随水分含量的增加而提高;红壤 MBC 各处理之间随水分变化不显著,在培养 40~100 d 红壤 MBC 在 W3 情况下显著高于 W1。W1、W2 时,红壤与棕色石灰土 MBC 差异不显著,W3 时,棕色石灰土 MBC 在 20~60 d 显著大于红壤,且 2 种土壤 MBC 在 0~20 d 的变化趋势大体呈现相反的情况。土壤微生物在培养的 0~20 d 发生显著变化的原因可能是:加入外源碳酸钙后,土壤 pH 显著改变,对土壤中生长的原著微生物的活性具有显著的影响,棕色石灰土原 pH 偏中性,红壤原 pH 偏酸性 2 种土壤中原著微生物对酸碱性的不同适应性而表现出不同的反应机制。

2.5 添加碳酸钙后土壤 pH 值的变化

添加碳酸钙后,2种土壤的pH均出现了显著增

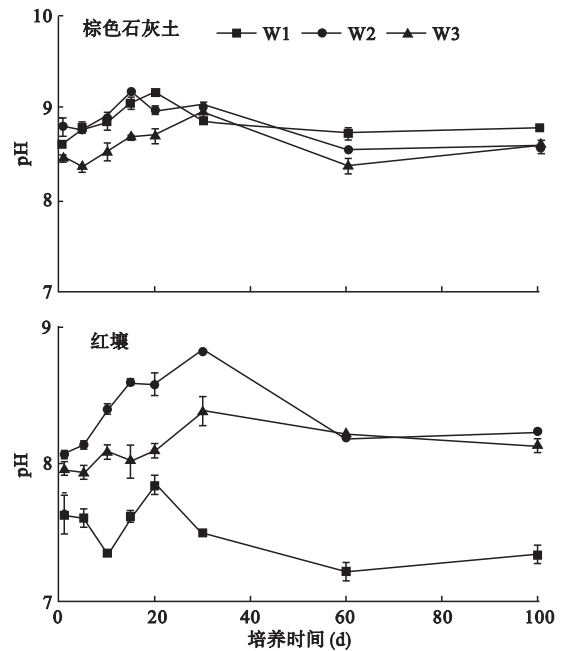


图5 外源¹⁴C-CaCO₃对棕色石灰土和红壤 pH 的影响
 Fig.5 Impacts of exogenous ¹⁴C-CaCO₃ on soil pH on terra fusca and red soil

大(P<0.05)的趋势,棕色石灰土在3个水分条件下和红壤在W2、W3条件下,pH在0~30 d均表现为缓慢增加,30~100 d趋于稳定的趋势;红壤 pH 在W1时,1~10 d下降,10~20 d上升,20~30 d下

表2 培养100 d后土壤类型和水分及其交互效应对有机碳矿化影响的协方差分析结果

Table 2 Results of soil type and moisture and their interaction effects on soil organic carbon mineralization after 100-d incubation by covariance analysis

	水	土壤类型	水×土壤类型	pH
SOC 矿化速率	21.15***	35.79***	118.02***	1.26
SOC 累积矿化量	12.43**	80.13***	39.79***	0.48
SOC 累积矿化率	37.79**	137.26***	31.03***	0.46

*** $P < 0.001$; ** $P < 0.01$ 。

降30~100 d趋于稳定。在不同水分条件下,培养达到稳定后棕色石灰土 pH 表现为 $W1 > W2, W3$ ($P < 0.05$); 红壤 pH 表现为 $W2, W3 > W1$ ($P < 0.05$) (图5)。

2.6 水分、土壤类型及其交互效应对土壤有机碳矿化影响

土壤水分、土壤类型以及两者的交互作用对添加了定量($50 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 干土)碳酸钙的SOC矿化速率、SOC累积矿化量、SOC累积矿化率均有极显著影响(表2)。

3 讨论

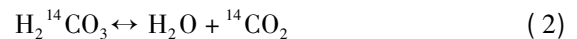
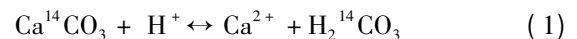
3.1 水分对土壤有机碳矿化的影响

尽管培养100 d后水分对2种SOC的矿化速率未有影响,但影响培养初期(0~20 d)SOC矿化速率(图3),同时,改变培养前期(棕色石灰土0~30 d、红壤0~20 d)土壤微生物量碳(图4),并导致整个培养期间的土壤累积矿化量和累积矿化速率的变化(图1,表2)。本研究中,总体上,土壤含水量较低(30% WHC)时,土壤微生物量及培养前期的土壤有机碳矿化速率相对较小,这可能是因为较低水分条件下,虽然土壤透气性较好,但在干旱环境中,土壤微生物会因缺少水分而处于休眠状态,活性降低,当干旱严重时甚至会出现死亡,导致土壤微生物活性受到抑制(孙中林等2009),同时,干旱土壤复水可以刺激土壤微生物的生长和代谢(张文菊,2005)。Rey等(2005)通过室内培养试验指出,在土壤含水量小于田间持水量的80%时,土壤SOC矿化速率随着土壤含水量的增加而增大,这与本研究中棕色石灰土在W1、W2条件时,在培养达到稳定后的30~100 d,SOC矿化速率/累积矿化量,均随着土壤含水量增大而增大结果相同(图3a)。但本研究中,SOC的矿化速率对水分的响应与土壤MBC对水分的响应并不完全一致,可能是土壤SOC矿化速率的大小不仅受土壤微生物数量的影响,还受到土壤DOC、pH等其他因子的控制(周莉2005)。

3.2 碳酸钙对土壤碳转化的影响

前期研究表明,外源碳酸钙对棕色石灰土和红壤SOC具有显著的激发效应(葛云辉等2012),本研究显示,略去外源碳酸钙对土壤pH改变对SOC矿化的影响(协方差分析),土壤含水量仅显著影响添加外源碳酸钙的SOC累积矿化量和累积矿化率,且存在土壤类型和含水量的交互作用(表2),但图1显示,红壤SOC矿化速率、累积矿化量/率显著高于棕色石灰土,可见,造成这种结果的原因是土壤pH改变带来的结果。添加碳酸钙显著改变了土壤的pH,这主要是碳酸钙加入土壤后, CO_3^{2-} 与 H^+ 发生反应(CaCO_3 等电点为 $\text{pH} = 10$),使 H^+ 数量减少, OH^- 数量增多,土壤pH增大(李杨2012),伴随着土壤pH的升高,在一定范围内,土壤微生物数量会随着pH值的提高而增加(章家恩等2002),且提高了土壤微生物分泌的酶活性,如脲酶和过氧化氢酶(曾黎明等2008),从而促进了SOC的矿化。

另外,土壤中添加了定量的 $\text{Ca}^{14}\text{CO}_3$ 后, $\text{Ca}^{14}\text{CO}_3$ 与土壤中的 H^+ 发生反应生成可移动的 Ca^{2+} 和 $\text{H}_2^{14}\text{CO}_3$, $\text{H}_2^{14}\text{CO}_3$ 进一步发生反应,其化学反应过程为:



在化学反应方程式(1)中,碳酸钙的分解主要受制于 H^+ ,pH越小土壤中 H^+ 浓度越高,碳酸钙的转化量/率就越大。在该化学反应过程中,控制着反应大小的主要土壤环境因子是pH和水分。在本研究相同处理下,红壤土的pH显著小于棕色石灰土,从而使外源碳酸钙在红壤中的分解量比棕色石灰土大;化学反应方程式(2)中,土壤中含水量低,可促进化学反应向右进行,加速 $^{14}\text{C}-\text{CO}_2$ 的产生,外源碳酸钙累积转化量大,这与本研究中干旱情况下外源碳酸钙累积转化量/率显著高于其他处理的结果一致(图2)。需要说明的是,本研究SOC矿化大小并未排除土壤中本身碳酸盐的作用(图3)。但杨黎芳和李贵桐(2011)指出,土壤无机碳库较稳定,碳酸盐土从发育到成熟至少需要2.5~7.5万年,本研究中土壤样品只培养了100 d,根据外源碳酸钙的转化量计算土壤中自身碳酸盐的转化量,3种处理下棕色石灰土和红壤土自身碳酸盐的转化量依次为 $14.80, 11.50, 6.17 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $28.50, 29.92, 23.04 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$,这与2种土壤SOC累积矿化量相比仍较小,故土壤自身碳酸盐的变化可以忽略。因此,对于

干旱半干旱地区,施用石灰(富含碳酸盐)的农业或林业管理措施,更应该考虑外源无机碳对评估土壤呼吸碳来源的贡献。

3.3 不同土壤类型有机碳矿化对外源碳酸钙和水分的响应

土壤类型和水分的交互效应显著影响土壤有机碳矿化速率、累积矿化量/率(表2)。3种水分培养条件下,棕色石灰土SOC累积矿化量随着含水量从W1到W2增加,W2到W3累积矿化量下降,说明W2条件为棕色石灰土SOC矿化最适宜的水分条件,W1(干旱)、W3(饱和含水)分别为W2(适宜)条件下的77.33%、42.94%,说明棕色石灰土SOC矿化对水分反应十分敏感,当含水量超过65%时,SOC矿化明显受到过多水分的限制(图1)。红壤SOC累积矿化量随着土壤含水量从W1到W2增加,W2到W3不变,说明红壤土当含水量上升到一定程度时,SOC矿化已经不受水分变化的影响,SOC矿化速率也基本维持在一个稳定的水平上,与棕色石灰土SOC矿化对水分的响应存在明显的不同,红壤土SOC这种矿化特征可能是由于红壤土SOC组成和土壤团聚体特性和红壤土SOC稳定性较差等有关,研究表明,土壤团聚体机械稳定性、水稳性团聚体稳定性和SOC的稳定性均表现为棕色石灰土优于红壤土(胡乐宁等,2012),另外,样品前处理(风干和过筛的机械作用)以及风干土样的重新加水,可能在一定程度上破坏了团聚体对SOC的保护,促进了SOC的矿化(Wu,1994),在培养的初期随着水分的添加,SOC累积矿化量增加,经过一定时间以后,易分解的SOC被微生物利用完,微生物转而利用较难分解的SOC,此时SOC的矿化速率则主要由营养源和环境条件共同控制。

4 结论

通过对桂西北2种典型土壤棕色石灰土和红壤SOC矿化影响因子(碳酸钙、水分)的试验研究,发现桂西北棕色石灰土和红壤SOC矿化/积累、添加到土壤中外源碳酸钙的转化量/率受制于水分条件,且2种土壤对这种作用的响应不同。总体上,添加到2种土壤中外源碳酸钙的转化量/率与土壤水分呈反比例关系,在干旱条件下,2种土壤中碳酸钙含量对土壤呼吸释放CO₂具有重要影响,因此,需要根据土壤类型的差别,合理调控土壤水分、温度等环境因子,以利于SOC的积累;且对于富碳酸盐的喀斯

特土壤或者是干旱半干旱条件下施用石灰等富含碳酸盐的管理措施,在研究SOC矿化释放CO₂的过程中必须考虑无机碳酸盐分解释放CO₂影响,才能准确评估土壤无机碳对土壤呼吸碳来源的贡献。

由于土壤碳酸盐存在着溶蚀与沉积平衡,换句话说,土壤无机碳和有机碳之间存在交换作用,因此,仅仅通过研究土壤呼吸中无机碳的贡献还不足以深入了解土壤碳转化作用,未来的研究应该考虑土壤有机碳矿化过程释放的CO₂被土壤无机碳酸盐固定的逆过程,以便确切理解土壤无机和有机碳的相互作用,并明确土壤无机和有机碳对大气碳库的真实影响。

参考文献

- 曹建华,袁道先,潘根兴. 2003. 岩溶生态系统中的土壤. 地球科学进展, 18(1): 37-44.
- 葛云辉,苏以荣,邹冬升,等. 2012. 桂西北石灰土土壤有机碳矿化对外源有机物质和碳酸钙的响应. 生态学杂志, 31(11): 2742-2748.
- 葛云辉,邹冬升,苏以荣,等. 2012. 外源碳酸钙和稻草对喀斯特地区土壤活性有机碳的影响. 湖南农业大学学报(自然科学版), 38(3): 314-318.
- 郝瑞军,李忠佩,车玉萍. 2006. 水分状况对水稻土有机碳矿化动态的影响. 土壤, 38(6): 750-754.
- 何尧启. 1999. 主成分分析在喀斯特土壤环境退化研究中的初步运用——以贵州麻山地区紫云县宗地乡为例. 贵州师范大学学报(自然科学版), 17(1): 12-19.
- 胡乐宁,苏以荣,何寻阳,等. 2011. 添加¹⁴C标记稻草对喀斯特典型土壤有机碳矿化的影响. 农业环境科学学报, 30(11): 2368-2373.
- 黄耀,刘世梁,沈其荣,等. 2002. 环境因子对农业土壤有机碳分解的影响. 应用生态学报, 13(6): 709-714.
- 李玲,仇少君,刘京涛,等. 2012. 土壤溶解性有机碳在陆地生态系统碳循环中的作用. 应用生态学报, 23(5): 1407-1414.
- 李杨,苏以荣,何寻阳,等. 2012. 桂西北棕色石灰土和红壤有机碳矿化特征和差异. 农业现代化研究, 33(5): 632-635.
- 李忠,孙波,林心雄. 2001. 我国东部土壤有机碳的密度及转化的控制因素. 地理科学, 21(4): 301-307.
- 孙中林,吴金水,葛体达,等. 2009. 土壤质地和水分对水稻土有机碳矿化的影响. 环境科学, 30(1): 214-220.
- 王媛华,苏以荣,李杨,等. 2012. 水田和旱地土壤有机碳周转对水分的响应. 中国农业科学, 45(2): 266-274.
- 杨黎芳,李贵桐. 2011. 土壤无机碳研究进展. 土壤通报, 42(4): 986-990.
- 曾黎明,李伏生,王熊军,等. 2008. 生物有机肥与碳酸钙对土壤肥力和生物活性的影响. 广西热带农业, (6): 5-9.

- 张文菊, 吴金水, 肖和艾, 等. 2004. 三江平原典型湿地剖面有机碳分布特征与积累现状. *地球科学进展*, **19**(4): 558–563.
- 章家恩, 刘文高, 胡刚. 2002. 不同土地利用方式下土壤微生物数量与土壤肥力的关系. *土壤与环境*, **11**(2): 140–143.
- 周莉, 李保国, 周广胜. 2005. 土壤有机碳的主导影响因素及其研究进展. *地球科学进展*, **20**(1): 99–105.
- Andersson S, Nilsson SI, Saetre P. 2000. Leaching of dissolved organic carbon (DOC) and dissolved organic nitrogen (DON) in mor humus as affected by temperature and pH. *Soil Biology and Biochemistry*, **32**: 1–10.
- Chow AT, Tanji KK, Gao S, et al. 2006. Temperature, water content and wet dry cycle effects on DOC production and carbon mineralization in agricultural peat soils. *Soil Biology and Biochemistry*, **38**: 477–488.
- Hontoria C, Rodríguez Murillo JC, Saa A. 1999. Relationships between soil organic carbon and site characteristics in peninsular Spain. *Soil Science*, **64**: 614–621.
- Kchbaum MUF. 2000. Will changes in soil organic matter act as appositve negative feedback on global warming. *Biogeochemistry*, **48**: 21–51.
- Lal R, Kimble JM. 2000. Inorganic Carbon and the Global C Cycle: Research and Development Priorities. Boca Ratón: Lewis Publishers.
- Lloyd J, Taylor JA. 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, **8**: 315–323.
- Rey A, Petsikos C, Jarvis PG, et al. 2005. Effect of temperature and moisture on rates of carbon mineralization in a Mediterranean oak forest soil under controlled and field conditions. *European Journal of Soil Science*, **56**: 589–599.
- Wu J, Joergensen RG, Pommerening B, et al. 1994. Measurement of soil microbial biomass C by fumigation-extraction: An automated procedure. *Soil Biology and Biochemistry*, **22**: 1167–1169.
- Xie J, Li Y, Zhai C, et al. 2009. CO₂ absorption by alkaline soils and its implication to the global carbon cycle. *Environmental Geology*, **56**: 953–961.
-
- 作者简介 黄媛,女,1987年生,硕士,主要从事土壤环境生态方面的研究。E-mail: hubeihuanyuan@126.com
责任编辑 王伟
-