

贵州喀斯特地区典型土壤碳酸盐垂直分布特征及其同位素组成研究

李龙波^{1,2}, 张兴勇³, 蔡大为^{1,*}

(1. 贵州省地质环境监测院, 贵阳 550081; 2. 中国科学院地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081; 3. 贵州大学 喀斯特环境与地质灾害防治国土资源部重点实验室, 贵阳 550025)

摘要: 以贵州为中心的西南喀斯特地区的石漠化是我国实施西部大开发战略中所面临的根本性地域环境问题之一, 喀斯特地区石漠化是一种与脆弱生态背景和人类活动相关联的土地退化过程, 而土壤退化是土地退化的核心部分。本研究采集了贵州喀斯特地区的砂岩黄壤剖面和石灰土剖面的土壤样品, 测定了剖面样品的土壤有机碳含量、土壤碳酸盐含量和土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 。结果表明, 砂岩黄壤和石灰土碳酸盐含量在剖面上的分布存在差异, 黑色石灰土碳酸盐含量在剖面上的总体变化均表现出从上到下逐渐减小的趋势, 土壤碳酸盐含量主要集中在表层土壤, 而黄色石灰土和砂岩黄壤碳酸盐含量在剖面上的变化不大。而且在砂岩黄壤和石灰土中, 土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值在剖面深度上的变化情况不同, 表明了土壤有机碳向无机碳转化的程度, 不同的成土过程及程度和成土环境的差异可能是砂岩黄壤和石灰土中土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值组成差异的主要原因。本研究提高了对区域碳库特征的认识, 为喀斯特生态系统土壤有机质的生物地球化学循环研究提供了理论支撑。

关键词: 贵州; 喀斯特地区; 土壤碳酸盐; 碳同位素

中图分类号: P597 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-9250(2021)04-0409-07 **doi:** 10.14050/j.cnki.1672-9250.2021.49.031

土壤碳是陆地碳库的重要组成部分, 已有研究表明储存于地下的平均碳总量约为地上部分总生物量的 2~3 倍^[1-3]。土壤碳由土壤有机碳(SOC)和土壤无机碳(SIC)两个部分组成, 土壤无机碳主要是土壤碳酸盐(SC)^[4], 本文以 SC 代表土壤无机碳来进行研究。土壤碳酸盐主要来源于岩石矿物的自然风化过程, 其主要为发生性碳酸盐矿物态碳, 根据来源的不同, 土壤碳酸盐主要分为原生碳酸盐(Lithogenic carbonates, LC)和次生碳酸盐(Pedogenic carbonates, PC)^[5]。原生碳酸盐指从未经风化作用的成土母质或母岩中保存下来的碳酸盐; 次生碳酸盐是指在与成土环境发生交换作用时形成的碳酸盐, 其主要成分为 CaCO_3 , 我国西北干旱地区草原和草灌植被土壤下是其主要发生地^[6]。目前, 与 SOC 的相关研究有很多, 对 SOC 库在全球碳循环中的地位有了一定的了解^[7-8], 但对 SC 尤其是 PC 的研究极少, 我国湿润亚热带岩溶地区是目前研究的主要区域^[9-11], 而对我国西南喀斯特地区 SIC 或 PC

在碳循环、固碳等方面的作用研究相对较少^[3]。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

本研究区位于贵州省贵阳市乌当区百宜乡和清镇王家寨, 地理坐标为 $26^{\circ}28'19''\text{N}$, $106^{\circ}49'18''\text{E}$ 。研究区域年平均气温 14°C , 全年无霜期 270 天左右, 主要植被以乔木、乔灌丛和灌丛为主, 其中乌当区年降雨量为 $1180\sim 1271\text{mm}$, 平均海拔 1242m , 属于亚热带季风湿润性气候, 清镇市年降雨量为 1215mm , 平均海拔 1315m , 属于北亚热带季风湿润气候区。该研究区域为中国西南典型的喀斯特地形, 土壤类型主要为石灰土和砂岩黄壤, 具有很好的区域代表性。

1.2 样品采集与分析

从乌当区百宜乡的 2 个土壤剖面(BY-I、BY-II)和清镇王家寨 3 个土壤剖面(QZ-I、QZ-II、QZ-III)采集了土壤样品(表 1)。剖面深度一般在 1m

收稿日期: 2020-08-27; 改回日期: 2020-12-30

基金项目: 国土资源部喀斯特环境与地质灾害重点实验室开放基金资助(2018K02)。

第一作者简介: 李龙波(1982-), 男, 博士研究生, 高级工程师, 主要研究方向为环境地球化学和农业地质。E-mail: 105647661@qq.com。

* 通讯作者: 蔡大为(1987-), 男, 博士, 高级工程师, 研究方向为地球化学和农业地质。E-mail: 844165701@qq.com。

以内,土壤分层以基本土壤发生层(A、B、C层)为基础,从下而上用刻槽法,每5 cm采集一个样品,以剖面由上而下依次编号。每个样品采集约1 kg土壤,用干净的样品布袋装好后,再用聚乙烯塑料袋密封。样品带回室内,在自然通风条件下充分风干,压碎后挑去植物根须腐叶、石子等杂质后过100目筛。

表1 采样土壤剖面基本信息

Table 1 Basic information of sampled soil profile

采样区域	剖面编号	土壤类型	主要植被	地貌类型
百宜乡	BY-I	砂岩黄壤	乔木	中山
	BY-II	黄色石灰土	灌丛	洼地
	QZ-I	黑色石灰土	灌丛	中山
王家寨	QZ-II	黑色石灰土	灌丛	中山
	QZ-III	砂岩黄壤	乔灌丛	丘陵

土壤样品无机碳化合物的去除:将适量研磨均匀及干燥好的样品移入15 mL干净聚乙烯离心管中,加10 mL 2 mol/L KCl溶液,于振荡仪中振荡1 h,再将离心管置于离心机中3 000 r/min离心25 min,倾去上清液。然后继续往离心管中加10 mL 0.1 mol/L HCl溶液,先于超声波振荡器中超声1 min,后于振荡仪中振荡1 h,静置过夜。次日将离心管置于离心机中3 000 r/min离心25 min,倾去上清液,然后使用DI(Millipore-Q)水取代HCl溶液重复上述步骤3次。最后将离心管于冷冻干燥仪中冷冻干燥,并于玛瑙研钵中研磨均匀后,避光密封保存于干燥器中备用^[12],使用美国PE公司生产的PE 2400 II型CHNS元素分析仪测定土壤有机碳含量。仪器对C的分析范围为0.001~3.6 mg(燃烧温度975 °C,还原温度500 °C)。

土壤碳酸盐含量和碳同位素的分析在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室进行。测定方法为经典的饱和磷酸法^[13]:取足量样品倒入放有小磁棒的玻璃瓶中,抽真空后,注入20 mL 100%浓磷酸。加热至50 °C并用磁力搅拌法使样品与磷酸充分反应。在真空线上利用冷阱分离CO₂,收集纯化的CO₂。然后用气体质谱仪MAT-252测定同位素比值。测定结果以VPDB标准来报道数据。

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}}{\text{sample}} \right) / \left(\frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}}{\text{standard}} - 1 \right) \right] \times 1000\text{‰}$$

式中 $({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{sample}}$ 为样品中碳同位素相对丰度比值, $({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{standard}}$ 为标准样品中碳同位素相对丰度比值(0.011 24)。仪器分析误差小于0.1‰。

2 结果与分析

2.1 喀斯特典型土壤碳酸盐含量的垂直分布特征

图1中体现了各剖面SC含量随土层的深度变化特征,在土壤深度0~20 cm范围内,QZ-I黑色石灰土与QZ-II黑色石灰土中SC含量随土层深度的增加而急剧降低,SC主要集中在表层土壤,20~40 cm深度内呈现上升-降低-不变的变化趋势。而砂岩黄壤SC含量随剖面深度变化的趋势与黄色石灰土的变化趋势很相似。石灰土SC含量在2.5~66.9 g/kg范围内,在表层SC含量最高,而砂岩黄壤SC含量为0.7~5.1 g/kg。而两个黑色石灰土0~60 cm逐步减少。这表明喀斯特地区砂岩发育的砂岩黄壤和石灰岩发育的石灰土中含碳酸盐土壤占总土样的比例很小,这可能与该地区土地利用方式有利于SC分解转化为CO₂有关。

两个黑色石灰土剖面SC含量随土层深度的变化趋势均是随着土层深度的加深而逐渐降低,喀斯特地区石灰土的自然风化过程可能是导致这一变化趋势的主要原因^[13]。根据刘文景等人^[14]的研究结果,风化-搬运-堆积-再风化过程是该地区石灰土的主要形成方式,本研究中石灰土剖面SC含量随剖面深度的变化趋势与此研究结论一致。砂岩黄壤SC随剖面深度的变化趋势明显不同于石灰土,SC含量明显低于石灰土,可能是因为石灰土在成土过程中受碳酸盐岩特性的影响,其矿物风化程度较低^[13],故SC含量较砂岩黄壤高。

2.2 喀斯特典型土壤中SOC与SC的相关关系

SC与SOC有着密切的关系,主要是因为SC可以由SOC分解释放的CO₂与水作用后形成碳酸,然后与钙、镁离子结合而成。然而,碳酸的溶解和再沉淀在干旱条件下会随着土壤水分状态和CO₂分压的变化,在时间和剖面空间上可逆发生。潘根兴^[15]研究发现干旱地区石灰性土壤中SOC和SIC之间表现为负相关关系。此研究支持了SOC对碳酸盐溶蚀具有驱动作用这一表层岩溶研究结论^[16]。据研究发现,有机碳的分解为内蒙均腐土提供了CaCO₃,大约有3 g/kg^[5,17]。雷文进和顾国安^[18]在新疆对干旱土表层进行了研究,指出新沉积方解石的形成过程中有植物残体分解产生的碳的参与,其矿化速率也比湿润土壤快。土壤深度在30~60 cm范围时,SOC的碳转移会因土壤水分减少和方解石的淀积结晶而加快。在甘肃的研究中也有相似结

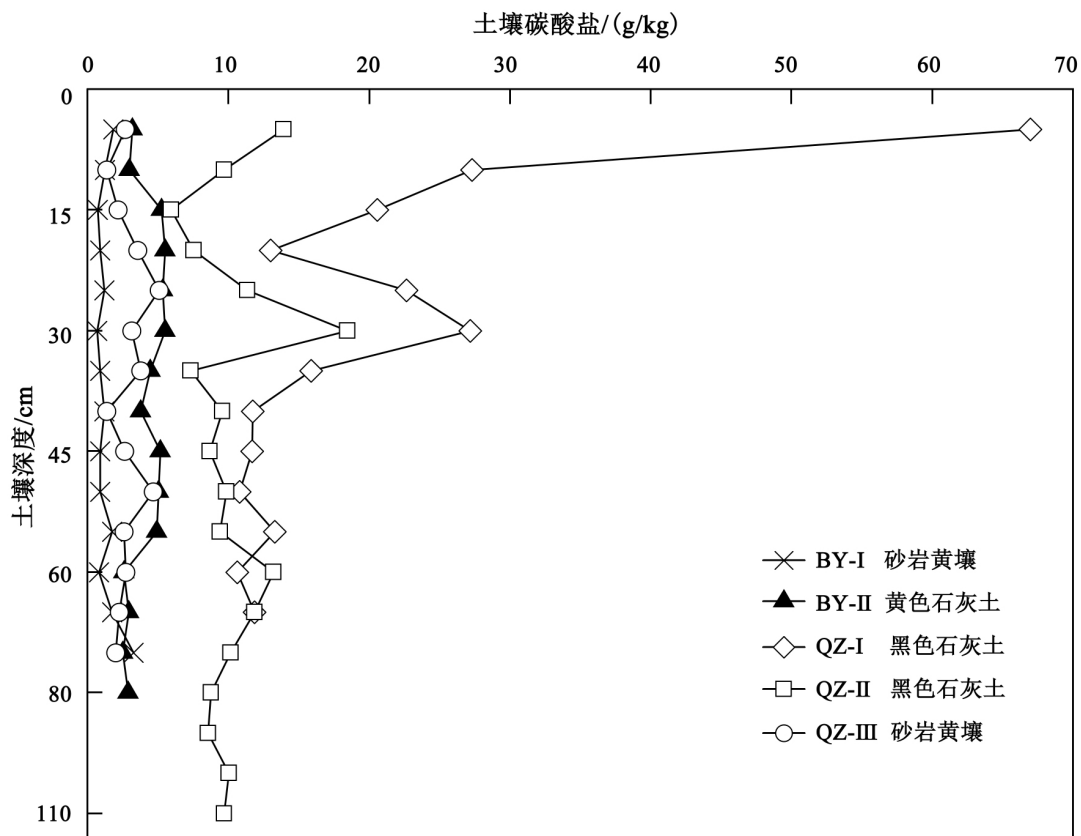


图1 各剖面土壤碳酸盐含量分布

Fig.1 Distribution of soil carbonate contents in studied profiles

论,在灰钙土中, SOC 含量范围为 3~9 g/kg,在土壤深度 20~40 cm 范围内包含了 70% 的 SOC,且其极易分解转化为无机碳,而在此深度方解石开始积聚^[19]。据研究显示,即使有机碳可以转化为无机碳,实际截存大气 CO₂ 的数量是难量化的,特别是在形成发生性碳酸盐过程中^[20-21]。有相关研究表明,在干旱半干旱地区,由有机碳矿化转化的 CO₂ 只形成了 5%~10% 的发生性碳酸盐^[22]。另有研究表明,发生性碳酸盐在年轻草地土壤中,只有少部分来自于有机碳,大约为 2%,在老年土壤中可达到 8%^[5];但是在沙漠的灌木丛林地,发生性碳酸盐大约有 2% 来自于有机碳,在老年土壤中可达到 40%^[23];因此,根据气候、地形、植被、岩性等的不同,在评估实际截存大气 CO₂ 的数量时应充分考虑这些因素,将研究范围扩大至不同地区乃至不同生态系统^[5]。

在干旱性土壤中, SOC 与 SIC 之间一般表现为负相关关系。本研究中,经在实验室内测定研究区内采得的土样,得到不同土层土壤有机碳及碳酸盐

含量值(图 2),两个黑色石灰土剖面呈明显的正相关关系,而砂岩黄壤和黄色石灰土剖面二者之间的关系不明显。这与干旱性土壤中 SOC 与 SIC 的负相关关系有着明显的不同。黑色石灰土剖面具有更高的有机碳含量,可能反映了该类土壤有更高的有机质输入,而有机质矿化则导致了更高的 SC 含量,使得清镇黑色石灰土 SOC 与 SC 呈现正相关。

碳酸的溶解和再沉淀在干旱条件下会随着土壤水分状态和 CO₂ 分压的变化,在时间和剖面空间上可逆发生。有机碳分解形成的 CO₂ 溶于水后,通过溶液转化为重碳酸根,最后经过重沉淀转化为碳酸盐。而喀斯特地区石灰土和砂岩黄壤之间 SOC 与 SC 之间不存在负相关关系,相反黑色石灰土剖面中存在明显的正相关关系,喀斯特地区石灰土的自然风化过程可能是主要原因。两种类型土壤碳酸盐值随土壤深度的变化趋势不同,不同的成土过程及程度和成土环境的差异可能是砂岩黄壤和石灰土中土壤碳酸盐分布的主要原因^[13]。

2.3 喀斯特典型土壤碳酸盐碳稳定同位素组成

作为干旱、半干旱地区土壤碳库的一个重要组

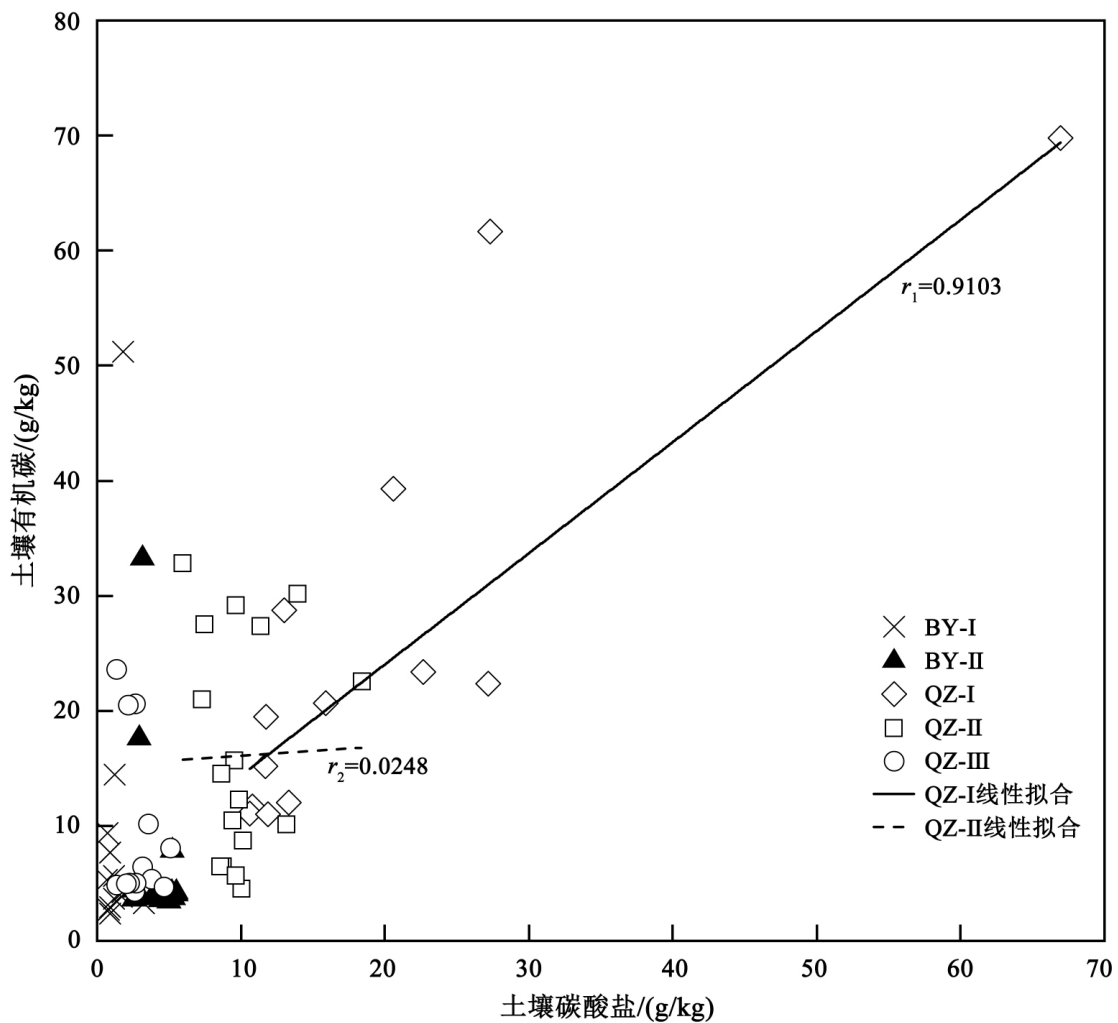


图2 砂岩黄壤和石灰土剖面有机碳和碳酸盐的相关关系

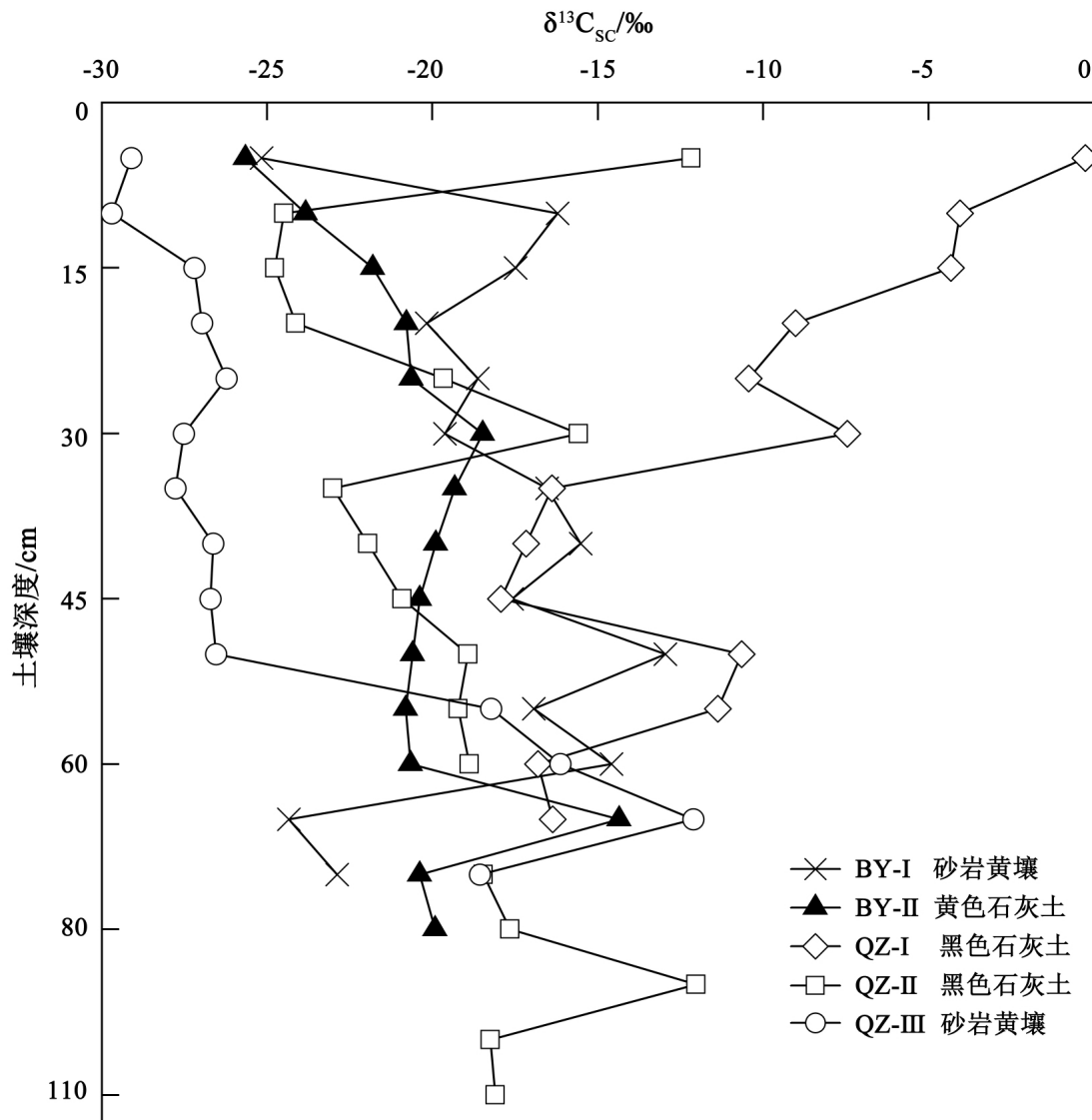
Fig. 2 Correlation between soil organic carbon (SOC) and soil carbonate (SC) in the soils

成部分,土壤次生碳酸盐比有机碳库大2~5倍^[24],在土壤风化成土过程中形成^[25]。土壤次生碳酸盐与土壤原生性碳酸盐溶解/沉积平衡、土壤有机碳分解CO₂的再转化有着密切的关系。次生碳酸盐的形成与周转对大气CO₂调节和全球干旱区碳循环具有重要影响。干旱、半干旱地区占我国总面积的20%以上,这些地区大部分土壤为土壤无机碳库,因此它对大气CO₂的调节作用和全球碳循环的贡献是不容忽视的^[14, 26]。

土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$) 值结果如图3所示, QZ-I 黑色石灰土随土壤深度的变化趋势与 QZ-II 黑色石灰土很相似,几乎都呈现出锯齿型下降一段深度,然后再保持稳定的变化特征。QZ-I 黑色石灰土的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值在-17.9‰~-0.3‰之间, QZ-II 黑色石灰土的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值在-24.8‰~-12.0‰范围内。QZ-I

黑色石灰土 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值的具体变化趋势为在剖面深度0~45 cm内随深度的增加而迅速减小;在剖面深度45 cm以下随深度变化呈现出先增加,然后缓慢减小到某个定值后再保持稳定的变化特征。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值变幅在 QZ-I 黑色石灰土中为-17.6‰,在 QZ-II 黑色石灰土为-12.8‰。与清镇的两个黑色石灰土剖面的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值变化特征不同的是, BY-II 黄色石灰土剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值总体相对偏负,变化范围为-25.7‰~-14.4‰(图3),变化趋势具体表现为在剖面深度0~30 cm时, $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值随深度的增加而迅速增大;在剖面深度超过30 cm时,随深度的增加而逐渐减小;但65 cm处突然增加到最大值-14.4‰。与清镇的两个黑色石灰土相比,整个黄色石灰土剖面中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值变幅较小,为-11.3‰。

与清镇的两个黑色石灰土剖面相比,砂岩黄壤

图3 $\delta^{13}C_{sc}$ 值随深度变化Fig. 3 Distribution of $\delta^{13}C_{sc}$ in different soil profiles

剖面 $\delta^{13}C_{sc}$ 值的变化趋势明显不同,但与 BY-II 黄色石灰土剖面的变化相似(图3)。具体变化规律为两个砂岩黄壤剖面 $\delta^{13}C_{sc}$ 值随土层深度的增加而逐渐增加。其中 BY-I 砂岩黄壤剖面的 $\delta^{13}C_{sc}$ 值从表层到 10 cm 深度内迅速升高,10~60 cm 深度内随土层深度的增加呈现出锯齿型变化,60~65 cm 深度内随土层深度变幅较大,65 cm 以下随土层深度变幅较小。BY-I 砂岩黄壤剖面 $\delta^{13}C_{sc}$ 值变幅为 -13.2% 。QZ-III 砂岩黄壤剖面 $\delta^{13}C_{sc}$ 值从表层到 50 cm 深度内缓慢增加,50~65 cm 深度内随土层深度的加深而迅速增加,65 cm 以下随土层深度变幅较小。整个 QZ-III 砂岩黄壤剖面中 $\delta^{13}C_{sc}$ 值最高与

最低的差值为 -17.6% 。

土壤深度在 0~40 cm 时,黑色石灰土剖面土壤碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值随着深度的增加而更偏负,而其 SC 含量也是更高的,因此其表层偏正的碳同位素值可能主要代表了原生碳酸盐矿物的碳同位素。随着深度增加,有机质矿化作用产生的 SIC 富集,逐渐偏负。土壤中 CO_2 浓度随着土壤深度增加到 40 cm 左右时增大,矿化作用致使 CO_2 产生量上升,但矿化过程碳同位素分馏很小^[3],因此,土壤中 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值与其中有机质的 $\delta^{13}C$ 值相似。土壤深度超过 40 cm 后,土壤碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值随着土壤深度的增加而偏正并趋于稳定,其主要反映了母岩风化产

生的碳酸盐矿物比例增加,慢慢接近母岩的碳同位素值,直至趋于稳定。而砂岩黄壤和石灰土碳酸盐在剖面上的分布存在差异,砂岩黄壤剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值的变化特征变现为随土壤深度从上到下有偏正的趋势。砂岩黄壤往往具有更好的透气性,其 SC 含量也更低,表层 SOC 对 SIC 影响更显著。因此,在偏负 SOC 矿化影响下, SIC 更接近 SOC 偏负的碳同位素值,因此表层土壤 SC 碳同位素明显偏负,随着深度增加,逐渐偏正,则反映了母岩风化碳酸盐矿物比例增加。这与黑色石灰土底部 SC 碳同位素趋于一致也是对应的。

3 结论

1) 石灰土与砂岩黄壤在相应层次上的碳酸盐含量不同,前者含量更高,然而黄色石灰土与砂岩黄壤相比,碳酸盐含量相差不大。本研究中两种类

型土壤在剖面上的分布存在差异。黑色石灰土碳酸盐含量在剖面上的总体变化均表现出从上到下逐渐减小的趋势,土壤碳酸盐主要集中在表层土壤。而黄色石灰土和砂岩黄壤碳酸盐含量在剖面上的变化不大。两个黑色石灰土 SOC 与 SC 之间呈现出明显的正相关关系,而砂岩黄壤和黄色石灰土剖面二者之间的关系不明显。

2) QZ-I 黑色石灰土剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值随土壤深度的变化趋势与 QZ-II 黑色石灰土的变化很相似,几乎都呈现出锯齿型下降一段深度,然后趋于稳定的变化特征;而砂岩黄壤剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值的变化特征表现为随土壤深度从上到下有偏正的趋势。本研究 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值在剖面深度上的变化情况不同,可以反映不同类型土壤的 SOC 与 SIC 转化的过程和影响,对于进一步探讨土壤碳库的转化具有较好的指示意义。

参 考 文 献

- [1] 于贵瑞,全球变化与陆地生态系统碳循环和碳蓄积[M]. 北京:气象出版社,2003.
- [2] 陈泮勤. 地球系统碳循环[M]. 北京:科学出版社,2004
- [3] 张林,孙向阳,曹吉鑫,等. 荒漠草原碳酸盐岩土壤有机碳向无机碳酸盐的转移[J]. 干旱区地理,2010,33(5): 732-739.
- [4] 孙向阳,土壤学[M]. 北京:中国林业出版社,2005.
- [5] 杨黎芳,李贵桐. 土壤无机碳研究进展[J]. 土壤通报,2011(4): 986-990.
- [6] 黄成敏,王成善,艾南山. 土壤次生碳酸盐碳氧稳定同位素古环境意义及应用[J]. 地球科学进展,2003,18(4): 132-138.
- [7] Grant R F. Changes in soil organic matter under different tillage and rotation: Mathematical modeling in ecosys[J]. Soil Science Society of America Journal, 1997, 61(4): 1159-1175.
- [8] 解宛丽,孙波,周慧珍,等. 中国土壤有机碳密度和储量的估算与空间分布分析[J]. 土壤学报,2004,41(1): 35-43.
- [9] 潘根兴,孙玉华,滕永忠,等. 湿润亚热带峰丛洼地岩溶土壤系统中碳分布及其转移[J]. 应用生态学报,2000(1): 69-72.
- [10] 潘根兴,曹建华,何师意,等. 桂林丫吉村岩溶试验场岩溶土壤碳转移与水排碳作用[J]. 自然科学进展,2001(7): 34-39.
- [11] 刘再华. 岩溶作用动力学与环境[M]. 北京:地质出版社,2007: 163-164.
- [12] 肖化云. 季节性缺氧湖泊氮的生物地球化学循环[D]. 贵阳:中国科学院地球化学研究所,2002.
- [13] Mccrea J. On the isotopic chemistry of carbonates and apaleotemperature scale[J]. Journal of Chemical Physics, 1950, 18: 849-857.
- [14] 刘文景,刘丛强,赵志琦,等. 喀斯特地区风化与成土过程特征: 黄壤和石灰土剖面 Sr 同位素地球化学研究[J]. 地球环境学报, 2011, 5(2): 331-336.
- [15] 潘根兴. 中国干旱性地区土壤发生性碳酸盐及其在陆地系统碳转移上的意义[J]. 南京农业大学学报, 1999, 22(1): 52-57.
- [16] Pan G X, Tao Y X, Shun Y H, et al. Some features of carbon cycling in humid subtropical karstregion: An example of Guilin Yajikarst experiment site[J]. The Journal of Chinese Geography, 1997, 7(3): 48-57.
- [17] 乌力更,李霞,陈晓远. 全新世以来内蒙古黑垆土的历史演变[A]. 见陆景冈主编. 土壤地质[M]. 第四辑. 北京:中国农业出版社, 1997: 27-32.
- [18] 雷文进,顾国安. 中国干旱土发生及主要诊断层划分依据[A]. 见龚子同主编. 土壤系统分类研究[M]. B 辑. 中国土壤系统分类探索. 北京:科学出版社,1992: 73-98.
- [19] 胡双熙. 兰州地区灰钙土的发育与全新世环境变化[A]. 见龚子同主编. 土壤环境变化[M]. 北京:中国科学技术出版社,1992: 43-45.
- [20] Harden J W, Taylor E M, Hill C, et al. Rates of soil development from four soil chronosequences in the southern Great Basin[J]. Quaternary Research, 1991, 35: 383-399.
- [21] Gillette D A, Stensland G J, Williams A L, et al. Emissions of alkaline elements calcium, magnesium, potassium, and sulfur from open sources in the contiguous United States[J]. Global Biogeochemical Cycles, 1992, 6: 437-457.
- [22] Capo R C, Chadwick O A. Application of strontium isotopes to the mass balance of calcium in desert soils: Eolian input vs in situ weathering[J].

- Geological Society of America Abstract with Program, 1993, 25: 394.
- [23] Chadwick O A, Eugene K, Merritts D M, et al. Carbon dioxide consumption during soil development [J]. Biogeochemistry, 1994, 24: 115–127.
- [24] Eswaran H, Reich F, Kimble J M. Global soil carbon stocks [A]. Global climate change and pedogenic carbonates [M]. Lal R, Kimble J, Eswaran H. Florida: Lewis Publishers, 2000: 15–26.
- [25] Cerling T E, Wang Y. Stable carbon and oxygen isotopes in soil CO₂ and soil carbonate: Theory, practice, and application to some prairie soils of the upper Midwestern North America [A]. Mass Spectrometry of Soils [M]. Yamasaki S, Boutton T W. New York: Marcel Dekker Inc, 1996: 113–131.
- [26] Pan G, Guo T. Pedogenic carbonate of arid soil in China and its significance in carbon sequestration in terrestrial systems [A]. Global Climate Change and Pedogenic Carbonates [M]. Lal R, Kimble J M, Eswaran H, et al. Florida: Lewis Publishers, 2000: 135–147.

Vertical Distribution of Soil Carbonate Concentration and the Carbon Isotopic Composition in Typical Soil Profiles from Guizhou Karst Areas, Southwest China

LI Longbo^{1,2}, ZANG Xingyong³, CAI Dawei¹

(1. Guizhou Institute of Geo-Environment Monitoring, Guiyang 550081, China; 2. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 3. Key Laboratory of Karst Environment and Geohazard Prevention, Ministry of Land and Resources, Guizhou University, Guiyang 550025, China)

Abstract: Rocky desertification in the karst region of Southwest China with Guizhou Province as the center is one of the fundamental regional environmental problems faced by China in the implementation of the western development strategy. Rocky desertification in karst area is a land degradation process associated with fragile ecological background and human activities, and soil degradation is the core part of land degradation. In this study, soil samples from sandstone yellow soil profile and calcareous soil profile in Guizhou karst area were collected. The soil organic carbon content, soil carbonate content and its $\delta^{13}\text{C}$ of the profile samples were measured. The results showed that the distribution of carbonate in sandstone yellow soil and calcareous soil was different. The overall change of carbonate content in black limestone soil decreased gradually from top to bottom. While, for yellow limestone soil, carbonate mainly concentrated in surface soil, and little change was found for sandstone yellow soil. In addition, the variation of $\delta^{13}\text{C}$ in sandstone yellow soil and calcareous soil is different, which indicates the degree of transformation from organic carbon to inorganic carbon. The difference of soil forming process and degree, soil forming environment may be the main reason for the difference of $\delta^{13}\text{C}$ composition between sandstone yellow soil and calcareous soil. This study improves the understanding of regional carbon pool characteristics and provides theoretical support for the study of biogeochemical cycle of soil organic matter in karst ecosystem.

Key words: Guizhou; karst area; soil carbonate; carbon isotope