

短期乔木林灌木林和草地演替的 土壤剖面¹³C分布特征

沈亚婷¹,路国慧¹,胡俊栋¹,王学军²

(1. 国家地质实验测试中心,北京 100037;

2. 北京大学城市与环境学院 地表过程分析与模拟教育部重点实验室,北京 100871)

摘 要:以短期的植被更替如何影响土壤剖面的¹³C富集以及这些富集现象揭示的土壤碳循环机理为目的,采集云南省曲靖地区发生植被演替的山地土壤剖面5组,分别测定了稳定碳同位素比值($\delta^{13}\text{C}$)、总有机碳含量(TOC)和碳密度,并比较了它们之间的差异。研究发现:短期植被改变(约10年)对土壤剖面中0~30 cm层的 $\delta^{13}\text{C}$ 值具有显著影响,其中对0~10 cm层土壤影响最大。灌木更替为森林和草地后土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化分别达2.28‰和5.08‰。30~50 cm层土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值对植被改变不敏感,该层可以作为土壤剖面的基准剖面层。大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化不是森林土壤0~50 cm剖面层中¹³C随深度减小而富集的主要原因。10年间,植被从灌木演替为人工种植的麻栎乔木或从灌木植被退化为草本植被,0~30 cm层土壤剖面的有机碳密度改变量分别为2.30 kg/m²和-1.00 kg/m²。而植被从灌木到人工种植麻栎的碳密度改变率为0.230 kg/m²/a,这对改变山地土壤的碳密度、短期增加碳储量具有重要意义。 $\delta^{13}\text{C}$ 在C3植被的短期演替过程中具有很好的辨识度,可以作为土壤碳库更替和碳循环的研究工具。

关 键 词:¹³C富集;土壤剖面;稳定碳同位素;碳密度;植被更替

1 引言

土壤是地球上最大的陆地生态系统碳库,全球约有1500~1600 Pg的碳以有机质形态储存于土壤中^[1-3],其储量为陆地植物碳库的2~3倍、全球大气碳库的2倍。土壤是全球碳循环中重要的动态组分,是碳的重要潜在碳源和碳汇。近年来,土壤在全球碳循环过程中的重要性备受关注,尤其是土壤有机碳(soil organic carbon, SOC)^[4-7]。环境因素是决定SOC空间分布的重要因素,从全球尺度来看,气候、地形等因素都是影响SOC分布和土壤碳循环速度的主要因素^[4,8-10]。由于植被是土壤碳库的重要来源,植树造林或植被破坏等人文和自然因素都会影响土壤有机碳动力学及土壤有机碳存储^[11-12]。因此,研究植被对土壤碳循环的影响,计算土壤有机碳累积量和周转量对全球碳循环动力学研究具有非常重要的意义^[13],同时,也可以为更好的研究陆地生态系统的碳增汇方式提供参考和依据^[14]。

土壤碳循环和更替的研究方法有很多,其中稳定碳同位素比值($\delta^{13}\text{C}$)分析法是一种经济有效的方法^[15-18],尤其是在改变土地利用后, $\delta^{13}\text{C}$ 法具有很好的分辨力^[19]。¹²C和¹³C是自然界中碳的两种稳定同位素,大气CO₂中2种同位素的质量百分数分别约为98.9%和1.1%。稳定碳同位素比值 $\delta^{13}\text{C}$ 用未知样品中的同位素比值相对于某种已知标准的同位素比值的千分差来表示,即: $\delta^{13}\text{C}(\text{‰})=[(R_{\text{sample}}-R_{\text{standard}})/R_{\text{standard}}]\times 1000$ 。其中, R_{sample} 为样品的¹³C/¹²C值, R_{standard} 是标准的¹³C/¹²C值,PDB(Peedee Belemnite)标准的¹³C/¹²C值为0.0112372。利用 $\delta^{13}\text{C}$ 研究SOC的原理在于植物光合作用会对¹³C产生分馏,但由于光合作用方式不同,不同植物的分馏程度有所差异^[20]。根据植物的光合碳同化方式差异将植被分为C3植物、C4植物和CAM植物,其中C3植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-34‰~-22‰之间,均值为-27‰;C4植物 $\delta^{13}\text{C}$ 为-19‰~-9‰之间,均值为-13‰^[21]。工业革命以来,由于人类大量燃烧化石燃料和生物质能源,大

收稿日期:2012-03; 修订日期:2012-07.

基金项目:国家自然科学基金项目(40971247);国家地质实验测试中心基本科研业务经费项目(201012CSJ03);国土资源部地质大调查项目(1212011120277)。

作者简介:沈亚婷(1983-),女,云南曲靖人,硕士,助理研究员,主要从事气候变化和生物地球化学研究。

E-mail: always1204@163.com

气中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值开始降低,从工业革命前的-6.5‰减少到现代的-7.8‰^[22]。

由于不同植被的 ^{13}C 分馏作用不同,当一种植被被另一种植被替代时, $\delta^{13}\text{C}$ 值可以用来研究初始植被与替代植被之间的转化关系。长期以来,人们用C3与C4植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值的差异来研究古代植被更替和古气候变化^[23-24],但应用 $\delta^{13}\text{C}$ 方法对近现代气候变化过程的研究不多,尤其是利用C3植被之间更替产生的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化对土壤碳循环和更替影响的研究则更少。本研究的目的在于了解发生C3植被演替的土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 的差异,这些差异是否可以用来研究土壤碳更替和转化。由于山地土壤植被通常生长稳定,人为影响小,具有较好的研究价值,因此,本研究选择3类发生演替的C3植被及其山地土壤剖面,研究其 $\delta^{13}\text{C}$ 分布特征,探讨短期植被更替过程中的土壤有机碳更替特征。

2 方法

2.1 样品采集

云南省兼具低纬度、季风、山地及高原等气候特点,年温差小,植被资源丰富,其土壤碳循环特征具有较好的研究价值。在云南省曲靖地区选择5个具代表性的样地(表1)采集土壤样品,其中马雄山3个山地剖面均起源于灌木,马雄山#1植被为10年前在灌木基础上种植的栎属落叶阔叶林,马雄山#2生长着无人为干扰的灌木植被,马雄山#3在10年前由于砍伐而从灌木退化为草地;富源2个山地剖面,植被分别为落叶阔叶林和灌木,富源#1和富源#2剖面的原有植被为森林,其中富源#1由于人工砍伐而退化成灌木次生林,在退化

的灌木次生林基础上人工种植的栎林为富源#2。5个样地的植被均为C3植物。采样点选择S型采样法,为减少坡面起伏、地形复杂对样品代表性的影响,采样点坡度保持接近,土壤挖掘采集剖面宽度不小于1 m,样点剖面深度110 cm,并分为0~10 cm、10~30 cm、30~50 cm、50~70 cm、70~90 cm和90~110 cm等6个土壤剖面层,分别取样、标记。采集的30个土壤样品,分别置于土样袋中,运回实验室风干储存,以备处理、测试。

2.2 样品前处理及分析测定

基本理化性质测定。将自然风干土样碾磨、过100目土筛,置于样品瓶中,在干燥通风处储存备用。使用便携式pH/EC/TDS测试仪(型号Milwaukee SM802)测定土壤溶液的pH值、离子强度值(electrical conductivity, EC)、总溶解固体含量(total dissolved solids, TDS)等。

由各剖面层土壤基本理化性质(表2)可见,MXS-1为弱酸近中性土壤,其余4个土壤剖面均为弱酸性土壤,MXS-1的EC较其余4个剖面高,这可能与人为种植落叶阔叶林植被对土壤母质的无机组分影响有关。大部分剖面的浅层EC和TDS值都显著高于深层。

稳定碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值测定。称取5 g土壤,置于50 mL离心管中,加入0.1 mol/L的HCl,每隔1~2 h震荡一次,反应48 h以去除样品中的碳酸盐,用去离子水洗涤,玻璃棒搅拌,离心,重复5次。50℃烘干至恒重,过100目筛,使用MAT-253稳定同位素质谱仪,同位素比值质谱EA-C(ConFloIII)-IRMS测定样品稳定碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值,连续6次测定MXS-1-6的 $\delta^{13}\text{C}$ 值标准偏差为0.88%。

碳密度测定。通过MAT-253测定总有机碳(to-

表1 采样点描述
Tab.1 Description of sample sites

样点名称	样点编号	纬度 /N	经度 /E	海拔 /m	植物优势种	植被类型	土壤类型
马雄山#1	MXS-1	25°54.151'	103° 55.592'	2344	麻栎(<i>Quercus acutissima</i>)	乔木林	棕色 淋溶土
马雄山#2	MXS-2	25°54.031'	103° 55.131'	2332	沙棘(<i>Hippophae rhamnoides</i>) 杜鹃(<i>Rhododendron simsii</i>)	灌木林	
马雄山#3	MXS-3	25°54.133'	103° 55.199'	2336	毛茛(<i>Ranunculus japonicus</i>) 川滇蹄盖蕨(<i>Athyrium mackinnonii</i>)	草地	
富源#1	FY-1	25°45.842'	104° 17.120'	2008	细叶小檗(<i>Berberis poiretii</i>)	灌木林	
富源#2	FY-2	25°45.848'	104° 17.109'	2010	麻栎(<i>Quercus acutissima</i>) 马尾松(<i>Pinus massoniana</i>)	乔木林	棕色 淋溶土

表 2 各剖面层理化性质

Tab. 2 Soil physical and chemical properties of each profile layer

样点 编号	剖面 层/cm	样品 编号	离子强度 /(mS/cm)	pH	总 溶 解 固 体/(mg/L)	样点 编号	剖面 层/cm	样品 编号	离子强度 /(mS/cm)	pH	总溶解固体 /(mg/L)
MXS-1	0~10	MXS-1-1	0.11	6.5	70	FY-1	0~10	FY-1-1	0.04	6.9	20
	10~30	MXS-1-2	0.09	7.2	50		10~30	FY-1-2	0.02	6.9	10
	30~50	MXS-1-3	0.17	6.7	100		30~50	FY-1-3	0.02	6.9	10
	50~70	MXS-1-4	0.06	7.2	30		50~70	FY-1-4	0.01	6.9	10
	70~90	MXS-1-5	0.02	7.0	10		70~90	FY-1-5	<0.01	7.0	<10
	90~110	MXS-1-6	0.05	6.6	30		90~110	FY-1-6	<0.01	7.0	<10
MXS-2	0~10	MXS-2-1	0.07	6.4	40	FY-2	0~10	FY-2-1	0.03	6.7	20
	10~30	MXS-2-2	<0.01	6.1	<10		10~30	FY-2-2	0.02	6.8	10
	30~50	MXS-2-3	<0.01	6.1	<10		30~50	FY-2-3	<0.01	6.9	<10
	50~70	MXS-2-4	<0.01	6.1	<10		50~70	FY-2-4	<0.01	6.9	<10
	70~90	MXS-2-5	<0.01	6.1	<10		70~90	FY-2-5	<0.01	6.8	<10
	90~110	MXS-2-6	<0.01	6.2	<10		90~110	FY-2-6	<0.01	6.7	<10
MXS-3	0~10	MXS-3-1	0.02	6.3	10						
	10~30	MXS-3-2	<0.01	6.0	<10						
	30~50	MXS-3-3	<0.01	6.1	<10						
	50~70	MXS-3-4	<0.01	5.8	<10						
	70~90	MXS-3-5	<0.01	5.9	<10						
	90~110	MXS-3-6	0.02	6.7	10						

tal organic carbon, TOC)含量值以及土壤容重,计算土壤碳密度值,土壤碳密度=土壤容重×各土壤剖面层层高×TOC。

3 结果与分析

3.1 马雄山土壤剖面SOC稳定碳同位素特征

MXS-1 采样点上生长着10年前在沙棘灌木基础上人工种植的麻栎乔木,MXS-2覆盖着多年稳定生长的沙棘灌木,MXS-3上生长着由于砍伐等多种原因致使灌木逐渐退化而成的草本植被。3个土壤

剖面各层的SOC的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和TOC含量分别如图1中a和b所示。

图1显示,麻栎乔木、沙棘灌木和草本植被的土壤剖面SOM的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度的变化趋势各异,各剖面层之间表现出如下特征。

3.1.1 基准剖面

沙棘灌木土壤剖面中各层间SOM的 $\delta^{13}\text{C}$ 值差异最小,可作为该地基准剖面。护林记录显示,沙棘灌木样点的灌丛为该区自然条件下常年稳定生长的优势植被,沙棘灌木剖面可以作为多年来马雄山地区在气候和植被等条件综合作用下的基准土

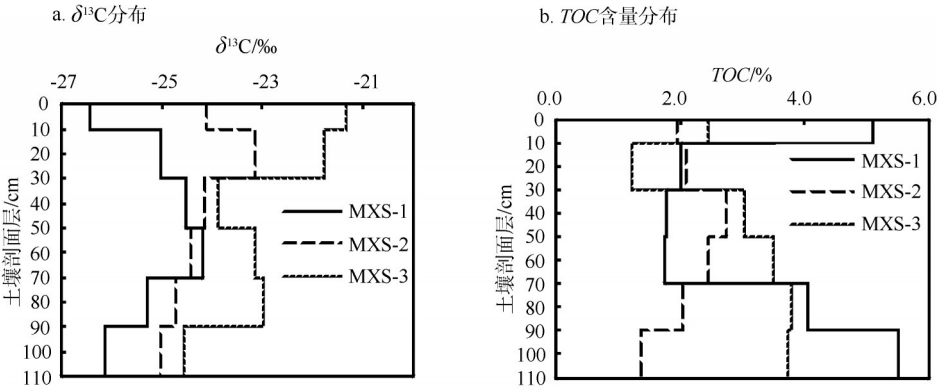


图1 MXS三种不同植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 与TOC含量分布图
Fig.1 $\delta^{13}\text{C}$ and TOC contents of 3 MXS soil profiles

壤剖面。通过比较麻栎乔木和草本植被演替下的土壤剖面碳特征,可了解植被在土壤碳累积中的作用和该区域的碳循环特征。与麻栎乔木和草本植被剖面相比,沙棘灌木整个剖面各层都显示了其相对稳定的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,这说明该地区没有出现发生急剧的植被变化而使得整个剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 发生剧变的事件。

3.1.2 植被更替后土壤剖面各层差异特征比较

(1) 0~10 cm层。通常,浅层土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值更接近于植被腐败物的 $\delta^{13}\text{C}$ ^[25-26],所以浅层的乔木、灌丛和草本3种C3植被群体在土壤浅层能够产生可分辨的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分离,其最小、最大分离值分别为2.28‰和5.08‰,这表明 $\delta^{13}\text{C}$ 方法既可以用于区分阔叶林和针叶林等植被类型^[27],又可以用于研究乔木、灌丛和草本C3植物更替对土壤碳循环的影响。

(2) 30~50 cm层。从表2可以看出,3个土壤剖面之间30~50 cm土层 $\delta^{13}\text{C}$ 值最为接近,说明在相同的土壤基岩和气候条件下,该层是一个稳定碳同位素比值相对变化较小的剖面层,对地表植被更替的敏感性小,该地区30~50 cm层可作为基准剖面层。

(3) 50~110 cm层。3个剖面表现出相似的变化趋势,但是每个剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 值不同,这可以解释为由于短期的3种植被演替,植被本身的 ^{13}C 特征在浅层富集,并通过30~50 cm层向下迁移,对30~50 cm层以下产生相应的影响,但由于深层土壤不易富集有机质的特殊性,其对 ^{13}C 的富集不如浅层土壤敏感。

3.1.3 乔木植被对土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 和TOC的作用

麻栎乔木剖面的浅层土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 值从50 cm处至浅层呈逐渐降低趋势,表现为落叶阔叶林对土壤 ^{13}C 的富集过程,富集程度达2.23‰。乔木植被比灌木和草本植被具有较好的土壤有机碳积累作用。

浅层SOM更替的时间尺度可达数十年^[28],浅层0~20 cm SOM的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与近年来浅层植被有关,麻栎乔木剖面外的其他2个剖面由于近10年植被更替,腐殖层土壤SOM的 $\delta^{13}\text{C}$ 值发生了较大改变,并随着剖面深度的增加表现出明显的变化趋势。护林记录显示,灌木退化为草地的时间大于10年,表面植被对 $\delta^{13}\text{C}$ 由于人类活动导致的大气中 $\delta^{13}\text{C}$ 改变的速率-0.05‰/a。麻栎乔木土壤浅层0~50 cm SOM的 ^{13}C 值随深度增加而逐渐富集的现象与前人报道相似^[29-30],很多研究把这一现象归为为18世纪初燃烧大量化石燃料导致的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值增加的结果^[31]。

在本研究中,相对于基准剖面——沙棘灌木剖面而言,大气 $\delta^{13}\text{C}$ 对0~50 cm土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 的影响可以忽略不计,在短短十几年灌木更替为森林植被后,0~50 cm的土壤剖面SOM就能表现出 ^{13}C 值随深度减小而富集的现象,进一步显示了森林植被本身可能才是 ^{13}C 富集的直接原因。而随植被变化产生的根际呼吸、微生物呼吸、有机质分解等过程是如何决定着稳定碳同位素的分馏,每个过程的影响又有多大,机理如何,仍值得我们开展深入研究。

麻栎乔木剖面的土壤浅层和深层都表现出较高的TOC值,与相关研究结论一致^[32, 33]。有研究者发现无论是长期还是短期的植被更替后,虽然土壤剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 发生显著差异,但土壤TOC都没有发生明显的变化^[34]。然而本研究中,落叶阔叶林具有很好的TOC累积效应。在所涉及的灌木、草地和森林植被中,复耕森林是较好的改善土壤总碳含量,促使土壤成为碳汇的重要途径之一。

3.2 富源土壤剖面SOC稳定碳同位素特征

FY-1和FY-2是在原有的森林植被基础上分别由于人工砍伐而退化的灌木次生林,以及在此基础上人工种植的栎树林。根据护林记录以及栎树本身的树龄判断,人工种植时间约在10年前。2个土壤剖面各层的SOC的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和TOC含量分别如图2的a和b所示。

图2表明,在原有的落叶阔叶林基础上,经过漫长的退化以及退化后人工再种植树林,0~50 cm仍然保持随着深度变小 ^{13}C 的富集现象,退化对土壤剖面本身的 ^{13}C 富集过程影响很大,但是土壤剖面SOM的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化趋势及TOC改变量并不明显。这与此前观察到的马雄山森林植被的结论相似,可见森林植被对土壤剖面中SOM的富集作用是显著而稳定的。图2a中灌木植被剖面90 cm以下表现出 ^{13}C 随深度增加而富集的现象,可能与淋溶或与土壤本身发育以及长期的植被演替对整个地区深处土壤的影响尚未完全消失有关。

3.3 土壤剖面SOM的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与TOC的关系

所有剖面组的 $\delta^{13}\text{C}$ 与TOC值之间的相关关系如图3。 $\delta^{13}\text{C}$ 值和TOC之间存在统计学上的显著相关关系, $\delta^{13}\text{C}$ 值越小,TOC越大, $P < 0.05$ 。这表明,给土壤带来丰富的TOC的植被可能同时也是 ^{13}C 的富集能力较强的植被,要进一步解释TOC含量与土壤的SOM的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的负相关关系,还需要作更多的研究探索。土壤粒径、土壤粘粒、土壤微生物活动

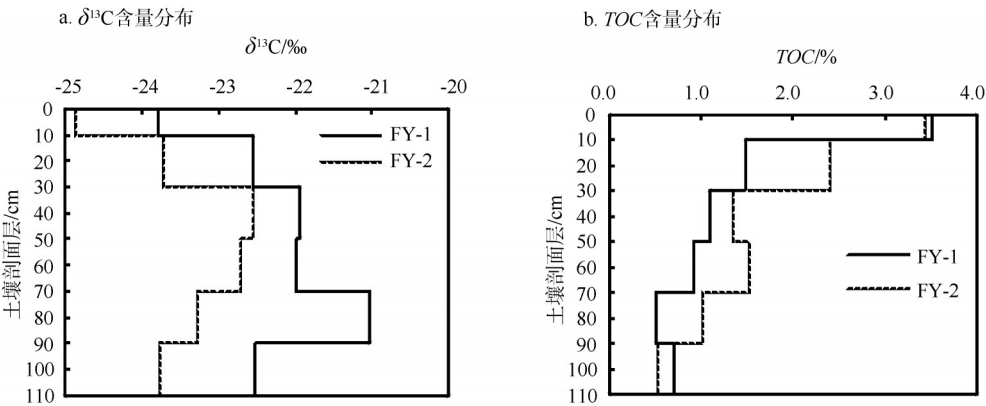


图2 FY两种不同制备的土壤剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 和TOC含量分布图

Fig.2 $\delta^{13}\text{C}$ and TOC content of 2 FY soil profiles

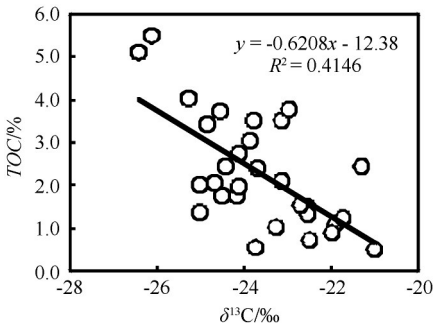


图3 所有样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与TOC的相关关系

Fig.3 Correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and TOC

等因素都是影响TOC分布和富集的重要因素,这些因素同时也影响着植被本身对 ^{13}C 的富集和SOM在土壤中的 ^{13}C 分馏。

将所有样品分别按照2种不同的分组方式分组:①将所有样品剖面层组成0~10 cm、10~30 cm、30~50 cm、50~70 cm、70~90 cm、90~110 cm 6个组;②将所有样品按采样点分为MXS-1、MXS-2、MXS-3、FY-1、FY-2 5个组。各组中 $\delta^{13}\text{C}$ 值与TOC之间的相关关系以及使用SPSS 15.0进行Pearson相

关检验结果见表3。

由表3看出,除了50~70 cm层、70~90 cm层,其余各层TOC含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间均表现出一定的负相关关系($P < 0.1$);除MXS-2组剖面,其余几组剖面的TOC和 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间也存在一定的负相关关系。土壤的剖面层深度对TOC和 $\delta^{13}\text{C}$ 值关系影响不大,而样点的植被类型和土壤性质可能对TOC和 $\delta^{13}\text{C}$ 值关系的解释具有重要作用。

3.4 植被变更带来的有机碳密度变化量估算

植被短期变化对0~30 cm层SOM的影响可用于SOM碳密度变化的计算。0~30 cm中,MXS-1,MXS-2和MXS-3的碳密度分别为8.04 kg/m²,5.74 kg/m²和4.74 kg/m²。从灌木植被到人工种植麻栎乔木10年以后以及从灌木植被退化到草本植被,0~30 cm层土壤剖面的有机碳密度改变量分别为2.30 kg/m²和-1.00 kg/m²,灌木植被到人工种植麻栎乔木10年中碳密度改变率为0.230 kg/m²/a。植树造林可影响到土壤有机碳动力学及土壤有机碳存储^[11],人工种植麻栎乔木对改变山地土壤的碳密度、增加碳储量具有显著影响。

表3 各分组中 $\delta^{13}\text{C}$ 值与TOC之间的相关关系

Tab.3 Correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and TOC in each group

按剖面层分组/cm	线性回归方程	R^2	n	P	按采样点分组	线性回归方程	R^2	n	P
0~10	$y=-0.0049x-0.0881$	0.3560	5	0.081*	MXS-1	$y=-0.0185x-0.4327$	0.8767	6	0.003**
10~30	$y=-0.0037x-0.0687$	0.6186	5	0.081*	MXS-2	$y=0.0029x+0.0904$	0.1548	6	0.220
30~50	$y=-0.0069x-0.1419$	0.5853	5	0.091*	MXS-3	$y=-0.0057x-0.102$	0.5094	6	0.056*
50~70	$y=-0.0063x-0.1272$	0.3312	5	0.234	FY-1	$y=-0.0105x-0.2207$	0.7640	6	0.011**
70~90	$y=-0.0069x-0.1395$	0.5096	5	0.124	FY-2	$y=-0.008x-0.1714$	0.4113	6	0.085*
90~110	$y=-0.0130x-0.2946$	0.6808	5	0.056*					

注: P 为Pearson相关关系检验概率值; x 为 $\delta^{13}\text{C}$ 值; y 为TOC值;*表示Pearson相关检验中 $\alpha=0.1$ 置信水平下相关关系显著;**表示Pearson相关检验中 $\alpha=0.05$ 置信水平下相关关系显著。

4 结论

(1) $\delta^{13}\text{C}$ 在 C3 植被之间的更替及相应的土壤剖面研究中具有很好的辨识度, 研究中 C3 植物的 3 种植被群体(栎属乔木、灌木丛、草地)之间的土壤浅层 SOM 的 $\delta^{13}\text{C}$ 差异分别可达 2.28‰ 和 5.08‰。

(2) 植被更替对 0~10 cm SOM 的 ^{13}C 富集作用改变最大。土壤剖面中的 30~50 cm 层 SOM 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值对浅层 C3 植被的更替不敏感, 可以作为基准剖面层进一步开展研究。

(3) 短时期(约 10 年)植被改变对土壤剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响深度在 0~30 cm 左右, 森林土壤则在 0~50 cm 深度影响明显, 剖面层中, 随深度减小, ^{13}C 富集量出现增加的情况; $\delta^{13}\text{C}$ 值和 TOC 含量存在显著负相关关系, $\delta^{13}\text{C}$ 值减小, TOC 值增加。土壤的剖面层深度、样点的植被类型、样点土壤性质等因素共同决定着 TOC 对 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响。

(4) 栎属中的麻栎相比于灌木和草本植被更能干预土壤中的有机碳含量, 增加剖面的碳储量; 从灌木植被到人工种植麻栎乔木 10 年以后以及从灌木植被退化到草本植被, 0~30 cm 层土壤剖面的有机碳密度改变量分别为 2.30 kg/m² 和 -1.00 kg/m²。灌木植被到人工种植麻栎乔木 10 年中碳密度改变率为 0.230 kg/m²/a。人工种植麻栎乔木对短期内改变山地土壤碳密度, 增加碳储量具有很重要意义。

致谢: 衷心感谢孙青研究员, 焦杏春, 汤奇峰, 刘久臣, 凌媛和谢曼曼在采样和实验过程中的帮助。

参考文献

- [1] 金峰, 杨浩, 赵其国. 土壤有机碳储量及影响因素研究进展. 土壤, 2000, 32(1): 11-17.
- [2] Eswaran H, Vandenberg E, Reich P. Organic-carbon in soils of the world. Soil Science Society of America Journal, 1993, 57(1): 192-194.
- [3] Schlesinger W H. Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils. Nature, 1990, 348(6298): 232-234.
- [4] Post W M, Emanuel W R, Zinke P J, et al. Soil carbon pools and world life zones. Nature, 1982, 298(5870): 156-159.
- [5] Lal R. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. Science, 2004, 304(5677): 1623-1627.
- [6] Powlson D. Climatology: Will soil amplify climate change? Nature, 2005, 433(7023): 204-205.
- [7] Trumbore S E. Potential responses of soil organic carbon

- to global environmental change. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 1997, 94(16): 8284-8291.
- [8] Jenny H. Relation of climatic factors to the amount of nitrogen in soils. Journal of the American Society of Agronomy, 1928, 20: 900-912.
- [9] Sanderman J, Amundson R G, Baldocchi D D. Application of eddy covariance measurements to the temperature dependence of soil organic matter mean residence time. Global Biogeochemical Cycles, 2003, 17(2): 1061-1075.
- [10] Trumbore S E, Chadwick O A, Amundson R. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. Science, 1996, 272(5260): 393-396.
- [11] Guo L B, Gifford R M. Soil carbon stocks and land use change: A meta analysis. Global Change Biology, 2002, 8(4): 345-360.
- [12] 付超, 于贵瑞, 方华军, 等. 中国区域土地利用/覆被变化对陆地碳收支的影响. 地理科学进展, 2012, 31(1): 88-96.
- [13] 王军邦, 黄玫, 林小惠. 青藏高原草地生态系统碳收支研究进展. 地理科学进展, 2012, 31(1): 123-128.
- [14] 何念鹏, 王秋风, 刘颖慧, 等. 区域尺度陆地生态系统碳增汇途径及其可行性分析. 地理科学进展, 2011, 30(7): 788-794.
- [15] Wedin D A, Tieszen L L, Dewey B, et al. Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation. Ecology, 1995, 76(5): 1383-1392.
- [16] Connin S L, Feng X, Virginia R A. Isotopic discrimination during long-term decomposition in an arid land ecosystem. Soil biology & biochemistry, 2001, 33(1): 41-51.
- [17] Ehleringer J R, Buchmann N, Flanagan L B. Carbon isotope ratios in belowground carbon cycle processes. Ecological Applications, 2000, 10(2): 412-422.
- [18] Phillips C L, Nickerson N, Risk D, et al. Soil moisture effects on the carbon isotope composition of soil respiration. Rapid Communications in Mass Spectrometry, 2010, 24(9): 1271-1280.
- [19] Conrad R, Klose M. Stable carbon isotope discrimination in rice field soil during acetate turnover by syntrophic acetate oxidation or acetoclastic methanogenesis. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2011, 75(6): 1531-1539.
- [20] Farquhar G D, Ehleringer J R, Hubick K T. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology, 1989, 40: 503-537.
- [21] Dienes P. The isotopic composition of reduced organic carbon//Fritz P, Fontes J C. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry I: The Terrestrial Environment. Amsterdam: Elsevier, 1980: 329-406.
- [22] Becker H P, Scharpenseel H W. Carbon isotope dynamics in some tropical soils. Radiocarbon, 1989, 31(3): 672-679.

- [23] 刘卫国, 宁有丰, 安芷生, 等. 黄土高原现代土壤和古土壤有机碳同位素对植被的响应. 中国科学: D 辑, 2002, 32(10): 830-836.
- [24] Boutton T W, Archer S R, Midwood A J, et al. Delta C-13 values of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem. *Geoderma*, 1998, 82(1-3): 5-41.
- [25] Peterson B J, Fry B. Stable isotopes in ecosystem studies. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 1987, 18: 293-320.
- [26] Nadelhoffer K J, Fry B. Controls on natural nitrogen-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter. *Soil Science Society of America Journal*, 1988, 52(6): 1633-1640.
- [27] 陈庆强, 沈承德, 易惟熙. 土壤碳循环研究进展. 地球科学进展, 1998, 13(6): 555-563.
- [28] Yoo K, Ji J, Aufdenkampe A, et al. Rates of soil mixing and associated carbon fluxes in a forest versus tilled agricultural field: Implications for modeling the soil carbon cycle. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116: G01014.
- [29] Boström B, Comstedt D, Ekblad A. Isotope fractionation and ^{13}C enrichment in soil profiles during the decomposition of soil organic matter. *Oecologia*, 2007, 153(1): 89-98.
- [30] 陈芃娜, 王国安, 韩家懋, 等. 贡嘎山东坡植物和土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 差异. 科学通报, 2009, 54(22): 3512-3520.
- [31] Francey R J, Allison C E, Etheridge D M, et al. A 1000-year high precision record of $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO_2 . *Tellus B*, 1999, 51(2): 170-193.
- [32] 胡理乐, 林伟, 罗遵兰, 等. 井冈山重要森林生态系统碳密度对比. 环境科学研究, 2011, 24(4): 401-408.
- [33] Wang Y, Li Y, Ye X, et al. Profile storage of organic/inorganic carbon in soil: From forest to desert. *Science of the Total Environment*, 2010, 408(8): 1925-1931.
- [34] Arevalo C B M, Bhatti J S, Chang S X, et al. Ecosystem carbon stocks and distribution under different land-uses in north-central Alberta, Canada. *Forest Ecology and Management*, 2009, 257(8): 1776-1785.

^{13}C Distribution Characteristics in Soil Profiles with the Impacts of Short-term Trees, Shrubs and Grass Replacement

SHEN Yating¹, LU Guohui¹, HU Jundong¹, WANG Xuejun²

(1. National Research Center for GeoAnalysis, Beijing 100037, China; 2. China MOE Laboratory of Earth Surface Processes, College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: To investigate the impact of short-term vegetation replacement on the distribution of organic carbon in soil and the mechanism of soil carbon cycle, five types of 0-110 cm mountain soil profiles with *Quercus* trees, shrubs, grass alterations are collected in Qujing, Yunnan Province, China. Each type of soil profile is divided into 6 layers. Stable carbon isotope ratios ($\delta^{13}\text{C}$ values), total organic carbon (*TOC*) data and carbon density are measured. Results show that: (1) Changes of $\delta^{13}\text{C}$ values after shrubs replaced by *Quercus* trees and grass are between 2.28‰ and 5.08‰. (2) Vegetation replacement has the greatest impact on ^{13}C in SOM (soil organic matter) in the 0-10 cm soil layer. $\delta^{13}\text{C}$ value in the soil layer of 30-50 cm depth is not sensitive to vegetation replacement, thus the leached layer can serve as a reference profile. (3) Short-term vegetation replacements (around 10 years) significantly influence $\delta^{13}\text{C}$ values in the 0-30 cm soil layer. In the 0~50 cm soil layer, enrichment of ^{13}C decreases as the depth increases. In addition, $\delta^{13}\text{C}$ values have negative correlation with *TOC*. Change of atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ is not related to ^{13}C enrichment in the 0-50 cm soil layer in the forest. (4) Soil organic carbon density in the 0-30 cm layer has changed by 2.30 kg/m² and -1.00 kg/m² in 10 years after replacement of shrub vegetation by oak plantings and herbaceous vegetation, respectively. (5) Planted oak forest has significant impact on short-term soil carbon diversity and storage increase. In 10 years after the change from shrubs to planted oaks, the annual carbon density has increased by 0.23 kg/m². This paper concludes that $\delta^{13}\text{C}$ can be used to distinguish C3 from C4, and even among the different C3 plant (such as arbor, shrubs and herbaceous) changes, hence widely used in the study of soil carbon storage turnover and carbon cycle.

Key words: ^{13}C enrichment; soil profile; stable carbon isotope; carbon density; vegetation replacement

本文引用格式:

沈亚婷, 路国慧, 胡俊栋, 等. 短期乔木林灌木林和草地演替的土壤剖面 ^{13}C 分布特征. 地理科学进展, 2012, 31(11): 1460-1466.