黄土高原植被演替对土壤碳库及 $\delta^{13}C$ 的影响*

万 昊[1,2**] 刘卫国[1,3] 魏 杰[1]

([1]中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075; [2]中国科学院大学, 北京 100049; [3]西安交通大学人居与环境学院, 西安 710049)

摘 要 采集宁夏云雾山草原植被演替阶段的土壤和植物样品,测定土壤容重(BD)、土壤含水量(WC)、土壤有机碳(SOC)含量、以及土壤和植物优势种稳定碳同位素组成($\delta^{13}C$),并比较了它们之间的差异,分析其反映的环境信息。结果表明:在表层 0~10 cm 深度,灌木地 SOC 含量为 71.7 g·kg^{-1},显著高于草地的 54.6 g·kg^{-1};灌木地 0~20 cm 深度 SOC 含量占 1 m 深 SOC 含量的 58.1%,而草地在 0~40 cm 深度的 SOC 含量占 1 m 深的34.1%;短期植被演替(约 10 a)对土壤剖面 0~20 cm 层的 $\delta^{13}C$ 值有显著影响,其中对 0~10 cm 层 $\delta^{13}C$ 影响最大;草地演替为灌木地后 $\delta^{13}C$ 偏负 1.4‰,30 cm 以下土壤 $\delta^{13}C$ 值对短期植被变化不敏感;通过 $\delta^{13}C$ 在 C_3 植被的短期演替过程中的响应关系发现,$\delta^{13}C$ 值作为土壤碳库更替和碳循环的研究工具有很好的辨识力;灌木的 $\delta^{13}C$ 值从叶子到根系存在明显差异,逐渐偏正,变化为 2.2‰,草地为 1.9‰;通过对 0~40 cm 深度植物根系 $\delta^{13}C$ 值的测定发现,灌木地由表层的-28.15‰变为-26.11‰,偏正了 2.04‰,草地根系 $\delta^{13}C$ 值从表层的-27.08‰变为-27.57‰,偏负了 0.49‰。

关键词 云雾山; 植被演替; $\delta^{13}C$ 值; 碳库

中图分类号 S154.1 **文献标识码** A **文章编号** 1000-4890(2015)1-0100-06

Effects of vegetation succession on carbon stock and $\delta^{13}C$ in Loess Plateau. WAN Hao[1,2**], LIU Wei-guo[1,3], WEI Jie[1] ([1]*State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an* 710075, *China*; [2]*University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*; [3]*School of Human Settlement and Civil Engineering, Xi'an Jiaotong University, Xi'an* 710049, *China*). *Chinese Journal of Ecology*, 2015, **34**(1): 100-105.

Abstract: In this study, we investigated the bulk density (BD), water content (WC), organic carbon (SOC), and stable carbon isotope composition ($\delta^{13}C$) of soils collected from different successional stages of steppe vegetation in Yunwu Mountain, Ningxia Province. The $\delta^{13}C$ values of the dominant plants in the vegetation were also analyzed. Our aims were to compare the differences in these variables between different vegetation types and to understand the related environmental information. Results showed that the SOC in the surface layer (0-10 cm layer) was 71.7 g·kg^{-1} in shrub land, being significantly higher than that in grassland (54.6 g·kg^{-1}). The SOC for the 0-20 cm layer in shrub land accounted for 58.1% of the SOC above 1 m, whereas in grassland the SOC in the 0-40 cm layer only accounted for 34.1% of the SOC above 1 m. The short-term vegetation succession had a significant influence on the $\delta^{13}C$ values of SOC in the 0-20 cm layer, particularly in the 0-10 cm layer. The vegetation succession from grassland to shrub land led to a negative shift of 1.4‰ in $\delta^{13}C$ values, but there was no significant change below soil depth of 30 cm. Therefore, $\delta^{13}C$ might be a useful tool for studying the changes of soil carbon stock and carbon cycle during short-term vegetation succession of C_3 plants. The $\delta^{13}C$ values became less negative from leaves to roots, with the deviation being 2.2‰ for shrubs and 1.9‰ for grass. Moreover, for plant roots from 0 to 40 cm depth, the $\delta^{13}C$ values changed from -28.15‰ to -26.11‰ in shrub land and from -27.08‰ to -27.57‰ in grassland.

Key words: Yunwu Mountain; vegetation succession; $\delta^{13}C$; carbon stock.

* 中国科学院重点项目(KZZD-EW-04-06)和中国科学院基金项目(XDA05120402)资助。

** 通讯作者 E-mail: wanhao@ ieecas.cn

收稿日期: 2014-04-17 接受日期: 2014-10-16

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(SOC)。土壤是陆地生态系统最大的碳库,全球约有 1500~1600 Pg 的碳以有机质形态储存于土壤中,约是大气碳库的 3.3 倍、生物碳库的 4.5 倍(Schlesinger,1990;Eswaran *et al.*,1993),由于植被是土壤碳库的重要来源,所以地表植被的各种变化都会影响土壤有机碳动力学及土壤有机碳存储(Guo *et al.*,2002;付超等,2012)。因此,土地利用方式的改变(主要是植被的变化)是土壤碳库变化的重要驱动力,其作用远超过自然环境变化影响的速率和程度(Wedin *et al.*,1995;Wang,2002;程淑兰等,2004)。国内外学者针对不同土地利用方式、不同植被覆盖下土壤碳库及其变化机制开展了长期的探索,但是基于短期植被自然演替对土壤碳库动态变化影响的研究却相对薄弱,而这是阐明短期碳库自然变化对碳汇效益的关键。

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($\delta^{13}C$)分析法是一种经济有效的方法。尤其是在地表植被演替以后,$\delta^{13}C$ 法具有很好的分辨力(Conrad *et al.*,2011)。利用 $\delta^{13}C$ 研究 SOC 的原理在于植物光合作用会对 ^{13}C 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(Farquhar *et al.*,1982)。不同植被的 ^{13}C 分馏作用不同,当发生植被群落演替时,$\delta^{13}C$ 值可以用来研究初始植被与演替植被之间的转化关系。研究人员用 C_3 与 C_4 植被 $\delta^{13}C$ 值的差异来研究古代植被演替和古气候变化(孙维侠等,2003;Bonino,2006),但应用 $\delta^{13}C$ 方法对近现代气候变化过程的研究不多,尤其是利用植被之间演替产生的 $\delta^{13}C$ 值变化对土壤碳循环和演替影响的研究则更少(沈亚婷等,2012)。

中国黄土高原地区有大面积的退耕还林草地,植被恢复和演替必然对土壤碳库产生重要影响。本文选取发生在黄土高原中部半干旱区典型草原植被演替的案例,目的在于了解发生 C_3 植被演替的土壤 $\delta^{13}C$ 的差异,以及是否可以用来研究土壤碳更替和转化过程中的土壤有机碳更替特征。

1　研究地区与研究方法

1.1　研究区域概况

研究区位于宁夏回族自治区固原市原州区东北部云雾山国家级草原保护区(36°10′N—36°17′N,106°21′E—106°27′E),是黄土高原的中间地带。海拔 1800~2148 m。该区处于中温带半干旱气候区,具有典型的半干旱气候特征,多年平均降水量为 445 mm,降水变率大,70% 的降雨分布在 6—9 月。年平均气温为 5 ℃,月平均最低气温为-14 ℃左右(1 月),月平均最高气温为 23.5 ℃(7 月),≥0 ℃的年积温 2626 ℃。年均日照时数 2500 h。本区主要基岩以石灰岩为主,其次是红砂岩,地带性土壤为灰褐土和黑垆土,黄土母质。地带性植被是典型草原植被其次分布有少量灌丛植被。

1.2　样点选择与样品采集

试验在 2013 年 8 月进行,设置 2 块样地,样地位于宁夏云雾山草原保护区试验站东山坡(36°15′26″N,106°23′31″E),山坡下部为灌木,主要有虎榛子(*Ostryopsis davidiana*)、灰栒子(*Cotoneaster acutifolius*)、黄栌(*Cotinus coggygria*)和沙棘(*Hippophae rhamnoides*),覆盖度 75%~90%,植株平均生长高度 55~80 cm。上部为草地,主要有本氏针茅(*Stipa capillata*)、大针茅(*Stipa grandis*)、赖草(*Leymus secalinus*)、翼茎风毛菊(*Saussurea alata*)、硬质早熟禾(*Poa sphondylodes*)、白莲蒿(*Artemisia sacrorum*)和百里香(*Thymus mongolicus*)等,覆盖度 80%~95%。实验样品采集采用土钻法,从灌木地到草地间隔 5 m 采样,采样方法是用土钻分层取样,取样深度为 1 m,分为 10 层,每 10 cm 为一层。同时,采用环刀法测定各层的土壤容重,每个样地设置 3 个重复。共采集土壤样品 60 个,植物样品 30 个(表 1)。

1.3　研究方法

1.3.1　容重及含水量测定　在 2 个演替样地各挖 1 m 深的土壤剖面坑,采用环刀法每间隔 10 cm 取 3 个平行样品,然后密封带回室内进行土壤相关指标测定。

1.3.2　有机碳含量及 $\delta^{13}C$ 值测定　土壤有机碳含量测定采用常规重铬酸钾氧化-外加热法(鲍士旦,1999)。植物有机质碳稳定同位素分析,将新鲜植物各组分用去离子水洗净,45 ℃烘干研磨之后过

表 1　样地介绍

Table 1　Description of sample sites

样地类型	编号	海拔(m)	植物优势种
草地	GYGS13-1	1984	大针茅、赖草、白莲蒿等
	GYGS13-2	1994	
	GYGS13-3	2004	
灌木地	GYSS13-1	1974	地榆、丁香、忍冬等
	GYSS13-2	1964	
	GYSS13-3	1954	

100 目筛;土样有机质碳稳定同位素分析,取适量样品(5 g 左右),剔除其中的植物残体和根系等杂物,在玛瑙研钵中研磨至 100 目,常温下与过量的 HCl(2 mol·L^{-1})反应 24 h,以去除碳酸盐,然后用蒸馏水洗至中性,再在 40 ℃下烘干,取其中的 0.2~0.5 g(不同深度根据含量高低称取)装入石英管内,装入 Cu、CuO 和箔金丝,抽好真空放入马弗炉在 850 ℃的恒温下灼烧 4 h。然后在 MAT-251 质谱仪上进行样品的稳定同位素测定。

碳同位素组成表达式为:

$$\delta^{13}C=[(R_{样品}-R_{标准})/R_{标准}]\times 1000$$

式中,$R_{样品}$为待测品同位素比值($^{13}C/^{12}C$),$R_{标准}$为标准参比样品(PDB)同位素比值($^{13}C/^{12}C$)。标准样品一般选用美国南卡罗莱纳州白垩系皮狄组地层中的美洲拟箭石(PDB),定义其 $\delta^{13}C=0.01124$。相对误差小于 0.2‰。

样品的有机碳含量测定在中国科学院水土保持研究所完成,$\delta^{13}C$ 在中国科学院地球环境研究所测试完成。

2 结果与分析

2.1 植被演替过程中土壤容重和含水量变化特征

从图 1 看出,草地土壤容重在 0~100 cm 深度变化为 0.98~1.36 g·cm^{-3},平均为 1.20 g·cm^{-3};灌木地土壤容重变化为 1.06~1.41 g·cm^{-3},平均为 1.23 g·cm^{-3}。短期植被演替对土壤容重的影响主要表现在 0~40 cm 深度,这一深度灌木地容重大于草地,40 cm 以下二者差异较小。草地和灌木地容重随着深度的增加逐渐增大,在 70 cm 以下趋于稳定。

从图2看出,草地平均含水量为23.2%,灌木地为 18.9%;植被演替前后土壤含水量在 0~100 cm 深度变化趋势基本一致,都呈现出先降低再增加最后趋于稳定的趋势。在各深度演替后的灌木地含水量都低于草地,在 10~40 cm 差异较小。

2.2 植被演替过程中土壤有机碳含量变化特征

从图 3 看出,灌木地 SOC 含量在 3.97~71.7 g·kg^{-1},平均值为 19.39 g·kg^{-1},草地 SOC 含量在 12.66~54.66 g·kg^{-1},平均值为 28.21 g·kg^{-1}。在表层的 0~10 cm 深度,灌木地 SOC 含量为 71.7 g·kg^{-1},高出草地 54.66 g·kg^{-1}的 31.1%,在 10~20 cm 深度,草地 SOC 含量比表层降低了 24%,而演替为灌木地以后降低了 43%。

2.3 C_3植被演替过程中植物 $\delta^{13}C$ 特征

从表 2 可以看出,在分析了 C_3植被演替样地 5 种优势植被及其各组分的 $\delta^{13}C$ 值以后,发现灌木的 $\delta^{13}C$ 从叶子到根系存在明显差异,逐渐偏正,变化为2.2‰,草地则无明显变化。通过对0~40 cm植

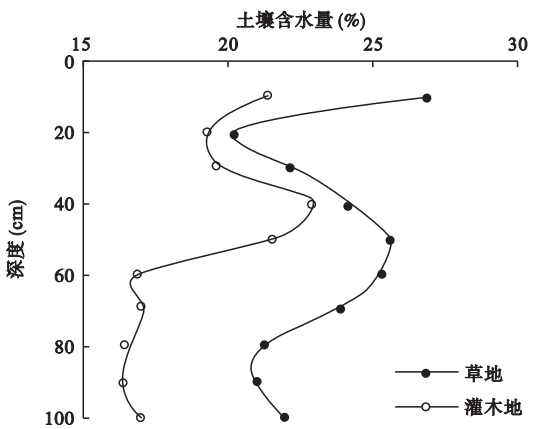


图 2 草地-灌木地土壤含水量

Fig.2 Dynamics of soil water content at different depths

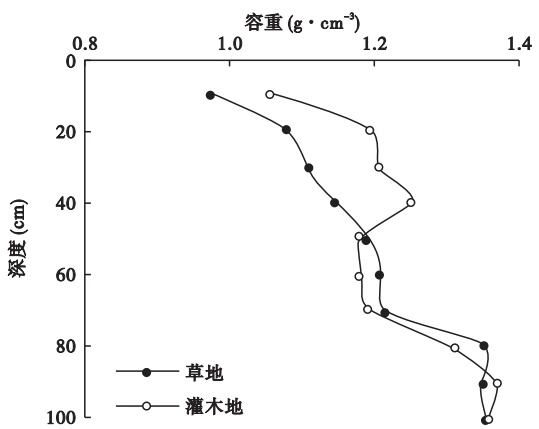


图 1 草地-灌木地容重

Fig.1 Dynamics of soil bulk at different depths

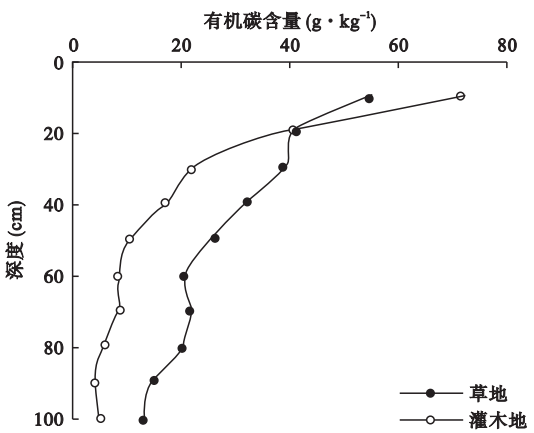


图 3 演替样地有机碳含量

Fig.3 Dynamics of soil organic carbon content

表 2　研究样地优势植被各组分 $\delta^{13}C$ 值(‰)
Table 2　$\delta^{13}C$ value of different plant organs in sampling sites

样地	植物名称	根	茎	叶	平均值
灌木地	准格尔荀子	-26.97	-27.20	-29.25	-27.81
	土庄绣线菊	-26.83	-27.42	-28.97	-27.74
草地	铁杆蒿	-28.21	-30.10	-29.6	-29.31
	苔草	-	-	-28.06	-28.06
	甘青	-28.96	-	-28.15	-28.55

-为未测值。

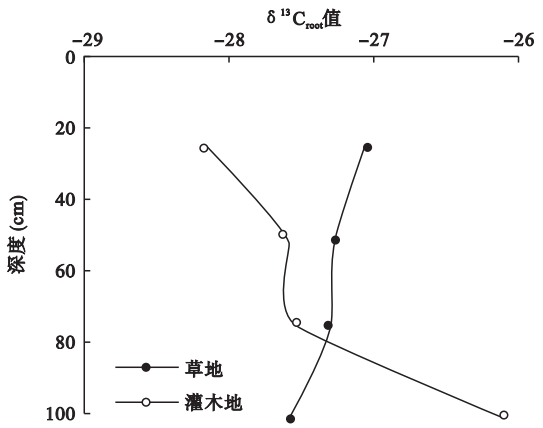


图 4　演替样地根系 $\delta^{13}C_{root}$ 值(‰)
Fig.4　Dynamics of $\delta^{13}C_{root}$ at different soil depths

物根系 $\delta^{13}C$ 值的测定,发现灌木地由表层的 -28.15‰变为-26.11‰,偏正了 2.04‰,与灌木地土壤 $\delta^{13}C$ 值的变化有较好的相关关系;草地 0~40 cm 植物根系 $\delta^{13}C$ 值从表层的-27.08‰变为-27.57‰偏负 0.49‰(图 4)。

2.4　C_3植被演替过程中土壤 $\delta^{13}C$ 特征

从图 5 可以看出,灌木地和草地剖面土壤 $\delta^{13}C$ 值随深度变化具有相似的变化特征,随土壤深度的加深而逐渐偏正至一定深度后趋于稳定。但是不同

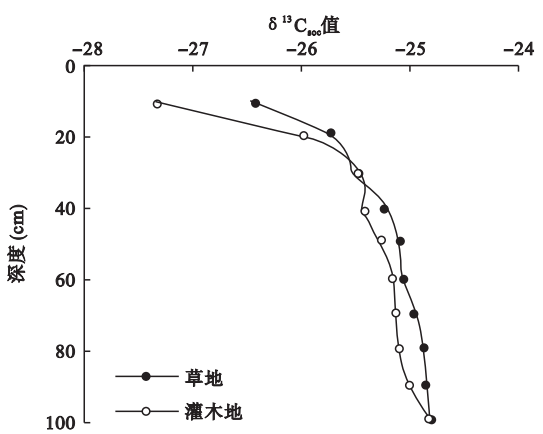


图 5　演替样地 $\delta^{13}C_{soc}$ 值(‰)
Fig.5　Dynamics of $\delta^{13}C_{soc}$ at different soil depths

演替阶段植被条件下的变化幅度各不相同,灌木地差异达 3.47‰而草地只有 1.6‰。

3　讨　论

3.1　植被演替对土壤容重和含水量的影响

土壤容重是反映土壤的一个具有较长时间变异性的动态属性,其大小受土壤质地、结构及利用方式的影响(史江利等,2010)。本研究中,演替行为发生在土壤质地结构相似的毗连地区。"草地-灌木地"植被演替以后土地利用方式发生变化导致容重发生变化,主要体现在 0~40 cm 深度,这一深度灌木地的容重高于草地,这与前人(王彦丽,2013)的研究结果一致。主要是由于发生植被演替以后上覆植被类型发生变化,由草本演替为灌木覆盖,除表层 0~10 cm 以外,在 10~40 cm 深度,灌木地有机碳含量都低于草地,表明植被演替导致生物量降低根系活动减弱土壤容重增大(李晓东等,2009)。

灌木地的平均含水量在表层 0~10 cm 显著低于草地,这是由于草地的根系大量集中在土壤剖面上部,能够直接接受并蓄积天然降水,将大量水分汇集在这一深度,致含水量异常偏高;在 20~40 cm 深度,草地的平均含水量为 22.18%,灌木地平均含水量为 20.64%,差异只有 1.5%,表明在这一深度草地和灌木地的土壤持水能力和根系分布特点相似;在 40 cm 深度以下,草地和灌木地含水量均呈现出整体下降的趋势,这与黄土高原半干旱区雨量少导致入渗深度浅有关。

3.2　植被演替对土壤有机碳库的影响

"草地-灌木地"植被演替前后 SOC 变化呈现出一定的规律性。在植被演替的不同阶段,研究不同植被覆盖与土壤有机碳之间的关系是揭示植被和土壤相互作用机理的重要途径(周印东等,2003),SOC 含量主要取决于植被每年的归还量和分解速率,而植被类型、气候特点以及土壤性质的差异,均会影响有机碳含量及分布(渠开跃等,2003)。本研究区域气候特点一致,土壤性质一致,只是植被发生了较大的变化。在表层的 0~10 cm 深度,灌木地 SOC 含量为 71.7 $g \cdot kg^{-1}$高出草地 54.66 $g \cdot kg^{-1}$的 31.1%。这是由于草地演替为灌木后,灌木地每年有大量的枯枝落叶累积在表层通过分解转化,提高了土壤表层的有机质含量。而亚表层和底层受枯枝落叶的影响较小,有机质含量相对较低,因此其 SOC 含量低于表层。这与其他学者的研究结果相一致(渠开跃

等,2009)。灌木地10~20 cm深度SOC含量比表层降低了43%,草地降低了24%,说明短期的植被演替对表层10 cm土壤SOC影响明显。灌木地0~20 cm深度SOC含量占100 cm深SOC含量的58.1%,而草地部分只占34.1%,这一结论和Jobbágy等(2000)的研究结论有一定的差异,Jobbágy等认为灌木地占到33%,草地占到42%,这可能跟2个研究区域的气候、土壤结构状况和植被覆盖类型相关。

灌木地SOC随着深度的增加下降速率显著高于草地,草地下降趋势较为平缓。灌木地在50 cm深度以下趋于稳定,这是由于灌木地根系主要集中在这一深度以上,只有个别主根系延伸至底部。采样中发现草地的根系主要集中在0~40 cm的深度,这一深度的SOC占100 cm深的59.2%,所以在这一深度有大量的根系通过死亡、腐烂、分解为土壤提供了丰富的有机质来源。表明,灌木地土壤表层比草地表层具有较高的SOC积累能力,而草地整体储碳能力要高于灌木地。这也验证了土壤有机质在深度上的分布特征取决于地上动、植物残体的输入量、其本身的矿化速率以及土壤剖面的发育过程(Fry *et al.*,1996;Jobbágy *et al.*,2000)。

3.3 植被演替对土壤碳同位素组成的影响

灌木的$\delta^{13}C$从叶到茎到根存在明显差异,逐渐偏正,变化为2.2‰,草本从叶到根则无明显变化。前人在C_4植物的研究中也发现类似规律(宁有丰等,2002)。Farquar等(1982)研究了植物中的碳同位素分馏,认为植物碳同位素的分馏受其生长环境与气候因素的影响,如温度、水分状况、大气CO_2状况等都是影响因子。本研究中,灌木叶片的$\delta^{13}C$比茎、根偏负,主要是受植被演替以后水分条件发生变化及不同类型植物本身光合产物合成、运输和利用过程的不同导致。通过对0~40 cm植物根系$\delta^{13}C$值的测定,发现灌木地由表层的-28.15‰变为-26.11‰,偏正了2.04‰,与灌木地土壤$\delta^{13}C$值的变化有较好的相关关系;草地0~40 cm植物根系$\delta^{13}C$值从表层的-27.08‰变为-27.57‰偏负0.49‰。植物根系部分$\delta^{13}C$内部变化的机制还有待进一步研究。

灌木地土壤$\delta^{13}C$在表层0~10 cm深度较草地偏负,达到-27.29‰,草地为-26.41‰,与表2进行比较,可以看出,明显存在与植被差异相一致的对应关系,这也验证了现代土壤的有机碳同位素组成与其源植被是直接关联的这一结论(刘卫国等,2002)。灌木地表层土壤$\delta^{13}C$值更接近于灌木地主要植被茎、叶组分的同位素值,草地部分也接近草地地上部分的茎、叶组分的同位素值,这说明地上高等植物的根、茎、叶等通常构成土壤有机质的主要来源,故土壤$\delta^{13}C$值与地上植被$\delta^{13}C$具有相似的变化范围,这种相似性被用来推断植被和气候的历史变化(Gouveia *et al.*,2001)。在植物残体转化为表层土壤有机质的过程中灌木地$\delta^{13}C$值升高了0.92‰,草地升高了2.57‰,这与Francey等(1985)观点一致:在生态系统中,与枯枝落叶层有机质$\delta^{13}C$值相比,土壤有机质$\delta^{13}C$值一般会随深度增加上升1‰~3‰,但其内部变化机制仍有待进一步研究。这一研究结果表明:浅层土壤的$\delta^{13}C$值更接近于植被腐败物的$\delta^{13}C$值,灌木和草本在浅层土壤能够产生可分辨的$\delta^{13}C$值分离,最大可以达到1.4‰,平均为0.9‰,这一结果略低于沈亚婷等(2012)认为的2.28‰和5.08‰,说明$\delta^{13}C$方法除了可以用于区分阔叶林和针叶林等植被类型(陈庆强等,1998),又可以用于研究灌丛和草本C_3植物更替对土壤碳循环的影响。

参考文献

鲍士旦. 1999. 土壤农化分析(第3版). 北京: 中国农业出版社.

陈庆强, 沈承德, 易惟熙, 等. 1998. 土壤碳循环研究进展. 地球科学进展, **13**(6): 555-563.

程淑兰, 欧阳华, 牛海山, 等. 2004. 荒漠化重建地区土壤有机碳时空动态特征——以陕西省榆林市为例. 地理学报, **59**(4): 505-513.

付 超, 于贵瑞, 方华军, 等. 2012. 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, **31**(1): 88-96.

李晓东, 魏 龙, 张永超, 等. 2009. 土地利用方式对陇中黄土高原土壤理化性状的影响. 草业学报, **18**(4): 103-110.

刘卫国, 宁有丰, 安芷生, 等. 2002. 黄土高原现代土植被和古土壤有机碳同位素对植被的响应. 中国科学(D辑), **32**(10): 822-836.

宁有丰, 刘卫国, 曹蕴宁, 等. 2002. 植物生长过程中碳同位素分馏对气候的响应. 海洋地质与第四纪地质, **22**(3): 105-108.

渠开跃, 冯慧敏, 代立民, 等. 2009. 辽东山区不同林型土壤有机碳剖面分布特征及碳储量研究. 土壤通报 **40**(6): 1316-1320.

沈亚婷, 路国慧, 胡俊栋, 等. 2012. 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, **31**(11): 1460-1466.

史利江, 郑丽波, 梅雪英, 等. 2010. 上海市不同土地利用方

式下的土壤碳氮特征. 应用生态学报, **21**(9): 2278-2287.

孙维侠, 史学正, 于东升. 2003. 土壤有机碳的剖面分布特征及其密度的估算方法研究——以我国东北地区为例. 土壤通报, **35**(3): 236-241.

王彦丽. 2013. 不同植被恢复措施下剖面根系与 SOC 的分布特征. 水土保持研究, **20**(6): 19-23.

周印东, 吴金水, 赵世伟, 等. 2003. 子午岭植被演替过程中土壤有机质与持水性能变化. 西北植物学报, **23**(6): 895-900.

Bonino EE. 2006. Changes in carbon pools associated with a land-use gradient in the dry Chaco, Argentina. *Forest Ecology and Management*, **223**: 183-189.

Conrad R, Klose M. 2011. Stable carbon isotope discrimination in rice field soil during acetate turnover by syntrophic acetate oxidation or acetoclastic methanogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **75**: 1531-1539.

Eswaran H, Vandenberg E, Reich P. 1993. Organic-carbon in soils of the world. *Soil Science Society of America Journal*, **57**: 192-194.

Farquhar GD, O'Leary MH, Berry JA. 1982. On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Plant Physiology*, **9**: 121-137.

Francey RJ, Gifford RM, Sharkey TD, *et al*. 1985. Physiological influences on carbon isotope discrimination in huon pine. *Oecologia*, **44**: 211-218.

Fry B, Peltzer ET, Hopkinson Jr CS, *et al*. 1996. Analysis of marine DOC using a dry combustion method. *Marine Chemistry*, **54**: 191-201.

Gouveia SEM, Ribeiro ADS, Boulet RE. 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the southern Amazon Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **55**: 39-46.

Guo LB, Gifford RM. 2002. Soil carbon stocks and land use change: A meta analysis. *Global Change Biology*, **8**: 345-360.

Jobbagy EG, Jackson RB. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, **10**: 423-436.

Schlesinger WH. 1990. Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils. *Nature*, **348**: 232-234.

Wang SQ. 2002. Regional characteristics of China's soil carbon storage and effects of land use changes// Li Kerang. Land-use Change, Greenhouse Gases Emission & Terrestrial Ecosystem Carbon Cycle. Beijing: Meteorological Press: 151-186.

Wedin DA, Tieszen LL, Dewey B, *et al*. 1995. Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation. *Ecology*, **76**: 1383-1392.

作者简介　万　昊,男,1988 年生,硕士研究生,主要从事稳定同位素地球化学研究。E-mail: wanaho@ ieecas.cn

责任编辑　魏中青