

华南亚热带山地土壤有机质更新特征及其影响因子

陈庆强^{1, 2}, 沈承德¹, 彭少麟³, 易惟熙¹, 孙彦敏¹, 李志安³, 姜漫涛¹

(1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; 2. 华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062; 3. 中国科学院华南植物研究所, 广州 510650)

摘要:选择鼎湖山自然保护区及中国科学院华南植物研究所小良生态站 6 个土壤剖面, 根据土壤有机质碳稳定同位素特征、¹⁴C 放射性水平、有机质含量、粒度特征, 研究土壤有机质更新特征及其制约因素。结果表明, 土壤有机质分解呈明显阶段性: 有机质快速分解发生在 0~100 a 之内, 自地表向下, 有机质含量急剧降低, 因碳同位素分馏效应, 有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值迅速增加; 至 170/240 a, 有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值达最大; 自 170/240~800/1400 a, 有机质分解速度变慢, 有机质含量缓慢降低, 因高 $\delta^{13}\text{C}$ 值组分分解, $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐减小; 约在 1500 a 之后, 有机质含量变化甚微, $\delta^{13}\text{C}$ 值趋于稳定。对比研究表明, 粘粒对有机质赋存状态及其更新有直接影响, 粒度是制约土壤有机质动态的重要因子; 地表植被类型及其发育特征直接影响土壤有机质更新, 在植被类型相似情况下, 植被覆盖史对土壤剖面有机质动态有明显影响。

关键词: 土壤有机质动态; 碳稳定同位素; 土壤碳循环; 陆地生态系统; 华南亚热带

Characteristics and Controlling Factors of Soil Organic Matter Turnover Processes in the Subtropical Mountainous Area, South China

CHEN Qing-Qiang^{1, 2}, SHEN Cheng-De¹, PENG Shao-Lin³, YI Wei-Xi¹, SUN Yan-Min¹, LI Zhi-An³, JIANG Man-Tao¹ (1. State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China; 2. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 3. South China Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510650, China). *Acta Ecologica Sinica*, 2002, 22(9): 1446~1454.

Abstract: Six soil profiles were selected in the Dinghushan Biosphere Reserve (DHSBR) (23°09'~23°11'N, 112°30'~112°33'E), and the Xiaoliang Ecological Station established by South China Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, for our studies on dynamics of soil organic matters (SOM) in the south subtropical areas. Each selected profile was sampled using thin-layered methods, and every sample is about 1.5 to 2.0 kg weight. Two soil profiles were excavated in July 1998, at the forest vegetation zone (SL) and shrub-meadow zone (GC) of DHSBR, respectively. The purpose to select natural soil profiles is to avoid anthropogenic disturbances upon the soils, so as to recover natural characteristics of SOM distribution and turnover processes. Two different vegetation zones were considered in order to study the effect of primary production (PPT) of aboveground vegetation on SOM turnover processes. Four locations

基金项目:国家自然科学基金重大资助项目(39728102); 中国博士后科学基金; 广东省自然科学基金博士启动资助项目(984105); 中国科学院鹤山丘陵综合试验站开放研究基金资助项目; 中国科学院广州地球化学研究所所长基金资助项目

收稿日期:2001-02-11; **修订日期:**2001-08-10

作者简介:陈庆强(1969~), 男, 山东省新泰市人, 博士, 副研究员。主要从事海洋沉积学与生物地球化学研究与教学。现在华东师范大学河口海岸国家重点实验室, E-mail: qingqchen@163.net

致谢:中国科学院华南植物研究所余作岳研究员、任海博士为野外工作提供宝贵建议, 中国科学院华南植物研究所高云超博士、申卫军博士以及中国科学院广州地球化学研究所博士研究生杨英协助野外取样, 在此一并表示感谢。

with different vegetation-covering histories were selected in August 1998, in the Xiaoliang Ecological Station and its surrounding areas within the scope of 2 kilometers. They are bare ground (GBD) which had been deforested about one hundred years ago, restoring forests at former bare ground, with mix-typed vegetation that were planted in 1964 (HJ64) and 1974 (HJ74), respectively, and a patch of primary forest (CB) where the vegetation has not been disturbed by anthropogenic activities. One soil profile was excavated at each of the four places. The purpose to select four locations in the same area is to study the impacts of vegetation-covering histories upon SOM dynamics of the profiles, and characteristics of SOM dynamics during restoration of the degraded ecosystems.

The study is based on analyses of SOM $\delta^{13}\text{C}$ and $\Delta^{14}\text{C}$, soil grain size characteristics and soil organic carbon (SOC) contents. The results indicate that the turnover processes of SOM include three obvious stages. (1) Rapid turnover of SOM occurs within one hundred years, SOC contents decrease sharply with depth from ground surface, and SOM $\delta^{13}\text{C}$ values increase correspondingly due to carbon isotope fractionation effect in the SOM turnover processes, and reach the maximum till about 170~240 year, with increment of 6.9‰~5.6‰. (2) From about 170~240 year to 800~1400 year, SOM turnover rates reduce, SOC contents decrease slowly with depth, and SOM $\delta^{13}\text{C}$ values decrease gradually due to the decomposition of SOM compartments with higher $\delta^{13}\text{C}$ values, the difference between the highest value and the stable value of $\delta^{13}\text{C}$ varies from 3.9‰ to 2.7‰. (3) Till about 1500 years, SOC contents get close to the minimum, with slight fluctuations, which suggest that SOM are mainly of stable compartments; SOM $\delta^{13}\text{C}$ values turn to be stable, and are generally greater than those of the plant materials at the commence of decomposition. Variations of SOM $\delta^{13}\text{C}$ values with depth are correlated well to those of SOC contents with depth, showing that SOM are composed of various compartments with different turnover rates, and SOM turnover processes include obvious stages.

The upper 10 cm section of GC profile and the upper 24 cm section of SL profile are the main contributors to CO₂ emissions for the two profiles, respectively, and the clay contents of the two sections are both less than 20%. From these horizons downward, soil clay contents increase, and are greater than 20%. Section below 30 cm depth of GC profile and section beneath 40 cm depth of SL profile, have high clay contents of 25%~30%. In these sections, SOC contents show slight variations with depth, and SOM $\delta^{13}\text{C}$ values turn to be stable downwards, suggesting that SOM are mainly of stable compartments. Comparison analysis suggests that soil clayey materials exert direct controls upon existing forms and turnover processes of SOM, due to absorption and protection of organic-mineral complexes. Soil grain size composition, as one important aspect of soil properties, is a fundamental factor controlling SOM dynamics.

The aboveground vegetation of SL profile are of evergreen broad-leaf forests in the south subtropical monsoon areas, with high primary production, and that of GC profile is mainly of shrub, with a little amount of herbaceous plants, PPT is very low. This may be responsible for the phenomena that SOM contents of SL profile are greater thoroughly than those of GC profile, and the upper section with high SOM contents of SL profile is thicker than that of GC profile. Besides, the aboveground vegetation have direct impacts on soil qualities. For SL profile, the large PPT of aboveground vegetation and high SOC contents result in loose soil quality, which is good for SOM diffusion. As for GC profile, the low PPT of aboveground vegetation results in the general low SOC content of the profile, and more stiffer and denser soil quality. Thus, the types, compositions and development of aboveground vegetation determine SOM contents and turnover processes, and then control the distribution and turnover processes of SOM.

万方数据

Of the profiles in the Xiaoliang Ecological Station, SOM $\delta^{13}\text{C}$ values increase downwards and come to

be stable till certain depth that is different between various profiles. The depth is 40 cm, 18 cm and 12 cm for CB profile, HJ64 profile and HJ74 profile, respectively. So, the depth till which SOM $\delta^{13}\text{C}$ values come to be stable downwards (DSD) is the greatest for CB profile, and DSD of HJ64 profile is slightly greater than that of HJ74 profile. This may be due to the fact that the place where HJ64 profile is located was reforested a little earlier, however, the DSD of the two profiles are both less than that of CB profile greatly. Thus, SOM $\delta^{13}\text{C}$ analysis may be a valuable measure for the study on the restoring degrees of soil qualities in a degraded ecosystem. Based on the comparisons between SOM $\delta^{13}\text{C}$ versus depth curves of CB profile, HJ64 profile and HJ74 profile, it can be inferred that the restoring degree of soil qualities of HJ64 profile is higher than that of HJ74 profile. Hence, vegetation occupation history has great impacts on SOM dynamics of soil profiles at different places in one area with similar vegetation types.

GBD profile is located in a degraded ecosystem, and the primary upper soil section had been eroded away. SOM $\delta^{13}\text{C}$ value versus depth curve of GBD profile is similar to that of the section below the DSD of CB profile, HJ64 profile and HJ74 profile, respectively, suggesting that aboveground vegetation obviously controls the restoring degrees of soil qualities during restoration of a degraded ecosystem.

Key words: soil organic matter dynamics; stable carbon isotope; soil carbon cycle; terrestrial ecosystem; subtropical area; South China

文章编号:1000-0933(2002)09-1446-09 中图分类号:S153.621 文献标识码:A

全球变化对陆地生态系统的影响及其反馈,以及陆地生态系统的未来变化,已成为当今全球变化研究迫切需要解决的问题。土壤是陆地生态系统的核心,对土壤有机质循环机制的研究,是深入理解陆地生态系统对全球变化反应机理的重要基础。土壤有机质动态是土壤有机质循环研究的主要内容,迄今,对于区域陆地生态系统作为 CO_2 源/汇的研究尚存在很大不确定性^[1,2],一个主要原因是尚缺乏对土壤有机质动态的深入理解。

有机质 ^{14}C 测试是研究土壤有机质动态的重要手段^[3,4],业已揭示土壤有机质由一系列具不同更新周期(Mean Residence Time)的组分(Compartments)构成^[5]。但是, ^{14}C 分析操作复杂,分析周期长,费用昂贵,对遭受核试验成因 ^{14}C (弹 ^{14}C)“污染”的土壤表层样品,测量结果需做近似校正^[6]。土壤有机质 ^{14}C 放射性水平受控于大气 ^{14}C 放射性水平及土壤有机质年龄,因而易受到生物扰动等的影响,导致剖面上下样品 ^{14}C 表观年龄互相矛盾,给数据的分析、利用造成很大困难。在碳的同位素中, ^{13}C 的浓度比 ^{14}C 高,土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值取决于地表植被类型及有机质自身分解规律,受生物扰动的影响较小。土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 分析操作简便,分析周期短,费用比 ^{14}C 分析低得多。目前,在土壤有机质动态研究中, $\delta^{13}\text{C}$ 分析以其方便、快捷、经济的优势,已成为一种不可或缺的研究手段,是对 ^{14}C 分析的重要补充。迄今, $\delta^{13}\text{C}$ 分析多用于土壤有机质组成研究^[7],国外已有报道,国内类似研究尚不多见。

描述土壤有机碳累积与更新的模型通常假定土壤有机质由不同更新周期组构成^[8~10],模型结果与观测资料符合较好,说明这种假定基本合理。土壤有机质 ^{14}C 及 $\delta^{13}\text{C}$ 分析^[4,11,12]结果表明土壤有机质很可能由不同更新周期组分构成。已有研究^[7,13,14]利用物理、化学方法分离得到不同密度或粒级大小的有机组分,研究不同有机组分的赋存状态与更新速率。除上述静态研究方法外,从土壤剖面发育的时间序列上揭示土壤有机质更新过程及影响因素的动态研究尚鲜见报道。本文尝试利用鼎湖山自然保护区及中国科学院华南植物研究所小良生态站土壤剖面样品有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 分析结果,结合土壤有机质 ^{14}C 放射性水平、有机质含量、粒度特征,研究不同层次土壤有机质更新特征及其影响因子,为陆地生态系统土壤有机质循环研究提供华南亚热带地区的资料。

1 材料与方法

1.1 剖面选择与数据

1.1.1 鼎湖山自然保护区 1998 年 7 月在鼎湖山自然保护区(23°09′~23°11′N,112°30′~112°33′E)森林

植被带以及灌丛-草甸过渡带各挖掘一土壤剖面,进行薄层取样^[15],每个样品重约 1.5~2 kg。选取自然土壤剖面,可以减少人为因素干扰,获得土壤剖面有机质分布与更新的自然规律;考虑不同植被带,以研究地表植被对土壤有机质更新的影响。

森林植被带剖面(SL) 位于海拔 662 m 山坡,坡向为 NE42.5°,坡度 30°,地表植被以黄杞、蜜花树、短序楠为主,剖面厚 1.1 m,共取得 25 个样品(表 1)。

灌丛-草甸过渡带剖面(GC) 位于海拔 905 m 山坡,坡向 NE75°,坡度 16°,地表植被以灌木为主,可见少量草本植物,灌木以荷木为主,剖面厚 0.6 m,共取得 18 个样品(表 1)。

表 1 土壤剖面取样间距及样品数目

Table 1 Sampling intervals and specimen numbers for the study soil profiles							
剖面 Profile	取样层段 Sampling section (cm)	取样间距 Sampling interval (cm)	样品数目 Specimen number	剖面 Profile	取样层段 Sampling section (cm)	取样间距 Sampling interval (cm)	样品数目 Specimen number
SL	0~40	2	20	HJ74	0~30	2	15
	40~60	20	1		30~40	5	2
	60~90	10	3		40~50	10	1
	90~110	20	1		50~60	5	2
					60~120	10	6
GC	0~30	2	15	HJ64	120~200	20	4
	30~40	5	2		0~30	2	15
	40~60	20	1		30~60	5	6
					60~120	10	6
CB	0~30	2	15	GBD	120~200	20	4
	30~60	5	6		0~10	2	5
	60~120	10	6		10~60	10	5
	120~200	20	4		60~140	20	4

1.1.2 小良野外生态站 1998 年 7 月末至 8 月初,在中国科学院华南植物研究所小良生态站及其附近,选择林木早已伐光的光板地、1974 年恢复林地、1964 年恢复林地以及附近那梭村村边原始林四类地点,各挖掘一土壤剖面,实施薄层取样,每个样品重约 1.5~2 kg。在同一地区选择植被覆盖史不同的四类区块,目的是对比研究地表植被覆盖史对土壤剖面有机质更新的影响,以及退化生态系统恢复过程中土壤有机质动态的特点。

光板地剖面(GBD) 位于小良生态站野外试验管理房附近,海拔约 50m,取样处地势平坦,地表仅见少量草本植物。剖面厚 1.40m,共取得 14 个样品。

1974 年恢复林地剖面(HJ74) 位于 1974 年种植的混交林中,取样地点海拔约为 50 m,地势平坦;林中植被主要是麻楝、砂楞、大叶相思、灰木,林下植被主要是芒萁,生长茂盛;剖面厚 2.0 m,共取得 30 个样品。

1964 年恢复林地剖面(HJ64) 位于 1964 年种植的混交林中,取样处海拔约为 50 m,坡向为 NE45°,坡度 11°;优势树种有大叶相思、樟树、青冈等,灌木以红车为主,林窗处草本为芒萁,林下枯枝落叶层厚约 1~2cm;剖面厚 2.0 m,共取得 31 个样品。

那梭村村边原始林剖面(CB) 位于那梭村东南方的村边林中,取样处海拔约为 50 m;植被以樟树为主,可见台湾相思树、鸭脚树,少量桉树,林下植被发育,为细的灌木,地表枯枝落叶层厚约 2 cm;剖面厚 2.0 m,共取得 31 个样品。上述 4 个剖面的取样间隔及取样数目见表 1。

1.2 分析方法

1.2.1 有机质碳稳定同位素分析 取风干土样 20~30 g,挑净植屑、植根,置于烘箱,在 80℃下烘样 24 h;之后,用普通开方数据装袋,密封。地表树叶以及¹⁴C 分析预处理得到的植物细根,先用自来水洗掉泥砂等附着物,之后用 1NHCl 浸泡 24 h,用蒸馏水冲洗,直至呈中性,置于沙浴旁,烘干水分,移入烘箱,在 80℃下

烘样 24h,自然冷却至室温,装袋。

将预处理过的土壤样品及植屑、植根样品送中国科学院西安黄土与第四纪地质国家重点实验室,用 MAT251 型质谱仪测定样品有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值,测量精度为 0.2‰。

1.2.2 土壤有机质¹⁴C 放射性水平 在 2000 ml 大烧杯中用蒸馏水浸泡土样,充分搅拌,用 2 mm 孔径网筛过滤,去除植屑、植根及粗砂粒;之后,用 10% 盐酸浸泡 24 h,去除样品中的碳酸盐,用蒸馏水洗涤样品,直至呈弱酸~中性,烘干样品。将预处理过的样品研碎,置于石英管,在通 O₂ 状态下,高温(800℃)灼烧样品,得到的 CO₂ 经过干冰-液氮冷阱纯化后,通入锂反应器,在真空 650℃ 下合成 Li₂C₂。水解 Li₂C₂,得到 C₂H₂,将 C₂H₂ 合成苯,放置 34 d,之后用自瑞典引进的 1200 Quantulus 超低本底液体闪烁谱仪测量样品¹⁴C 放射性比度。本项分析在中国科学院广州地球化学研究所¹⁴C 实验室完成。

1.2.3 土壤有机碳含量 采用重铬酸钾容量法(或称丘林法)测定。本项分析在中国科学院华南植物研究所土壤化学实验室完成。

1.2.4 粒度分析 采用筛析法与沉降法结合,分析土壤样品的粒度组成。本项分析在中国科学院华南植物研究所土壤化学实验室完成。

2 结果与讨论

2.1 土壤剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值一般特征

鼎湖山土壤剖面顶部 $\delta^{13}\text{C}$ 值往往最小,向下快速增加,至一深度达最大值,SL 剖面的这一深度为 24 cm(图 1),该部位有机质¹⁴C 表观年龄为 240 a,GC 剖面这一深度为 12 cm(图 2),对应¹⁴C 表观年龄为 170 a;再向下, $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度增加逐渐减小,自一深度向下, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化较小,直至稳定,SL 剖面这一深度为 40 cm(图 1),该部位有机质¹⁴C 表观年龄为 810 a,GC 剖面这一深度为 30 cm(图 2),对应¹⁴C 表观年龄为 1400a。 $\delta^{13}\text{C}$ 值由剖面顶部最小值向下迅速增加过程中,某深度之上的层段, $\delta^{13}\text{C}$ 值深度变率最大,SL 剖面这一深度为 14 cm(图 1),对应有机质¹⁴C 表观年龄为 130 a,GC 剖面这一深度为 6 cm(图 2),¹⁴C 表观年龄为 34 a。 $\delta^{13}\text{C}$ 值由顶部最小值增至最大值所跨时间为 170/240 a, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化幅度为 6.9‰/5.6‰,而由最大值降至趋于稳定所跨时间为 570/1200 a, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化幅度为 3.9‰/2.7‰。

不同植被带土壤剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值-深度曲线的变化特征类似(图 1,图 2),这不太可能是剖面发育过程中植被类型变化的反映,推测是有机质分解,导致碳同位素分馏效应所致。土壤有机质由不同更新周期组分构成^[5], $\delta^{13}\text{C}$ 值深度变率最大的层段,底界¹⁴C 表观年龄为 34/130a,表明这一层段的有机质更新周期多在 100 a 以内。 $\delta^{13}\text{C}$ 值最大部位¹⁴C 表观年龄为 170/240 a,表明有机质分解释放 CO₂,碳同位素分馏最大效能发生在 200a 左右,同位素分馏导致的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增量为 6‰~7‰,说明有机质分解,CO₂ 排气总量在 200 a 左右达到最大。自这一深度向下, $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度增加而减小,反映有机质高 $\delta^{13}\text{C}$ 值组分不断分解,至 800/1400 a 时, $\delta^{13}\text{C}$ 值趋于稳定,表明有机质高 $\delta^{13}\text{C}$ 值组分的更新周期为 200~800/1400 a。再向下,有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本稳定,有机质更新周期大于 1500 a,受同位素分馏效应影响,剖面底部有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值往往大于有机质分解之初的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(图 1,图 2)。

查明土壤中碳的分解对土壤有机质碳同位素组成的影响,对于利用有机质碳同位素特征研究土壤碳动态具有重要意义。有研究^[16]发现同一地区不同地貌部位的土壤剖面,有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值均呈现随深度向下增大的现象,这在碳分解活跃的富养分土壤和碳分解较慢的贫养分土壤中表现相似,这种趋势不受土壤灰化作用以及土壤所处的氧化还原状态的制约。土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度的变化有几种解释^[17],首先,过去 150 年以来,由于化石燃料燃烧释放的大量低 $\delta^{13}\text{C}$ 值 CO₂ 使大气 CO₂ 或植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随时间降低。其次,具有不同 $\delta^{13}\text{C}$ 值的有机组分或功能组(functional groups)的分解速率(decay rates)不同,这也可显著改变总 $\delta^{13}\text{C}$ 值,但其影响幅度及方向尚未完全了解。第 3 种解释是土壤中天然的分馏效应。最重要的作用是微生物呼吸作用或发酵作用,导致微生物分解产物富集^[18]。曾有人^[11]利用¹⁴C 测年,加上分解迁移模型,研究认为土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度增大可归因于与有机质分解作用有关的碳同位素分馏效应,以及剖面上下普遍存在的开方数据千年的老碳,它们比年轻碳富集¹³C。可见,过去的研究^[11, 16~18]已推测土壤有机质分解导致的碳同位素分馏效应对有机质碳稳定同位素组成的影响,这与本文的结果一致。确定有机质分解过

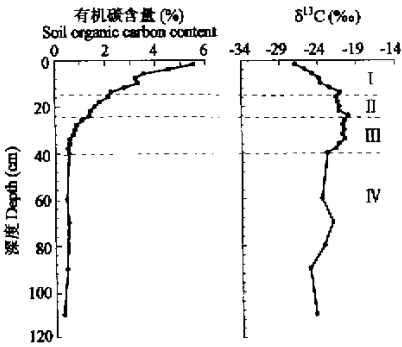


图 1 鼎湖山自然保护区 SL 剖面土壤有机质含量与 $\delta^{13}\text{C}$ 值对应关系特征

Fig. 1 Variations of soil organic matter content and $\delta^{13}\text{C}$ value with depth of SL profile at Dinghushan Biosphere Reserve

I: 有机质快速分解 occurrence of rapid turnover of soil organic matter; I + II: 有机质分解同位素分馏效应显著 effect of carbon isotope fractionation on the increasing of soil organic matter $\delta^{13}\text{C}$ values is notable due to soil organic matter decomposition; III: 高 $\delta^{13}\text{C}$ 值有机质组分分解 $\delta^{13}\text{C}$ values decrease downward due to the decomposition of soil organic matter compartments with high $\delta^{13}\text{C}$ values; IV: 有机质缓慢变化, 主要为稳定组分 soil organic matter content and $\delta^{13}\text{C}$ value come to be stable with depth, soil organic matters are mainly of stable compartments

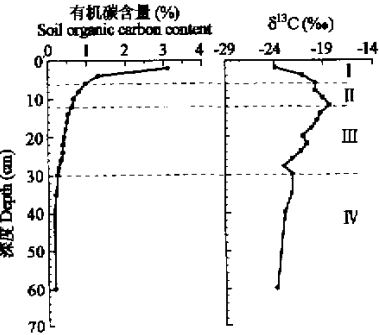


图 2 鼎湖山自然保护区 GC 剖面土壤有机质含量与 $\delta^{13}\text{C}$ 值对应关系特征

Fig. 2 Variations of soil organic matter content and $\delta^{13}\text{C}$ value with depth of GC profile at Dinghushan Biosphere Reserve

I ~ IV: 同图 1 The same as fig. 1

程中,碳同位素分馏效应对有机质碳同位素组成的影响机制、幅度等,对于利用碳同位素示踪研究土壤碳动态至关重要。

2.2 土壤有机质分解的阶段性

土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的剖面变化实际反映了土壤有机质分解过程中 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化,即土壤剖面自上而下有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的空间变化反映了土壤有机质分解过程中 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化,这说明土壤有机质的分解过程具有明显的阶段性。

土壤有机质的快速分解多发生在 0~100 a 之内,表现为自地表向下,有机质含量急剧降低,有机质分解,大部分以 CO_2 形式逸散,因碳同位素分馏效应,有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值迅速增加(图 1,图 2)。这些均发生在表层 0~10 cm,说明顶部 0~10 cm 层段是土壤剖面有机质更新,释放 CO_2 的主力土层,这与由 ^{14}C 分析结果得出的推论一致(另文发表)。至 170/240 a,有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值最大,说明有机质分解, CO_2 总释放量达最大值,此时,土壤有机质大部分已分解。假定相应深度土层在地表时的有机质含量与现今土壤表层的相同,有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值达最大时,有机质分解量已接近 84%,表明有机质大部分以 CO_2 形式逸散,分解残余物为高 $\delta^{13}\text{C}$ 值组分。自 170/240~800/1400 a,有机质分解速度变慢,有机质含量随深度增加而缓慢减小,由于高 $\delta^{13}\text{C}$ 值组分分解, $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐降低。约在 1500 a 之后,有机质含量达到剖面最低值,变化甚微,表明有机质主要为稳定组分,此时有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值亦趋于稳定。

上述分析表明,土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的深度变化与有机质含量深度变化具有明显对应关系(图 1,图 2),二者自上向下的规律性变化,正是土壤有机质由不同更新周期组分构成,土壤有机质分解过程呈明显阶段性的具体体现。

2.3 土壤有机质更新影响因子

2.3.1 土壤粒度 土壤矿物对有机质赋存状态及其更新特征具有明显控制^[19~21],粘粒(粒径<0.002 mm)的比表面积较大,易吸附有机质,从而对有机质起到物理或化学保护,由此推测,粘粒含量高的层段,有机质不易被破坏,更新周期长。GC 剖面 0~10 cm 层段,SL 剖面 0~24 cm 层段,粘粒含量较低,不足 20%(图 3),这一层段恰是有机质分解释放 CO_2 的主力层。向下,粘粒含量增加,大于 20%,GC 剖面 30 cm 以下层段,SL 剖面 40 cm 以下层段,粘粒含量为 25%~30%,是粘粒含量高值段(图 3)。这些层段,有机质含量稳定,有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值趋于平稳(图 1,图 2),表明有机质主要为稳定组

分。可见,粘粒对有机质的赋存状态及其更新特征有直接影响,粒度作为土壤性状的一个重要方面,是制约土壤有机质动态的一个重要因子,具体机制是形成有机-无机复合胶体,致使粘土矿物对有机质进行吸附与保护的结果。

小良生态站 CB、HJ64、HJ74、GBD 四个剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值-深度曲线(图 4)与鼎湖山 SL、GC 剖面的(图 1,图 2)截然不同,CB、HJ64、HJ74 剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值呈现自顶部向下,由最低快速增大,直至稳定的变化特点;GBD 剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值-深度曲线与 CB、HJ64、HJ74 剖面不同,缺失顶部 $\delta^{13}\text{C}$ 值向下骤增现象,这很可能是由于植被遭清除后,原有顶部层位被剥蚀殆尽所致,推测遭侵蚀的土层厚度应不低于 20 cm。表层 $\delta^{13}\text{C}$ 值向下增大是有机质分解,同位素分馏效应所致, $\delta^{13}\text{C}$ 值增至最大后,向下并未出现 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低的现象,表明高 $\delta^{13}\text{C}$ 值组分被粘粒吸附,不易被破坏。小良生态站 4 个剖面土壤质地粘重、密实,推测有机质多以有机质-矿物复合体的形式存在,不易被破坏,有机质 ^{14}C 放射性水平受弹 ^{14}C 的影响小,弹 ^{14}C 影响层段厚度应小于鼎湖山土壤剖面,这有待实验证实。

土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度的变化以及有机质含量的上下变化为增强土壤固碳能力提供了重要启示。尽量种植地下生物量高的植被,实现有机质向土壤深部转移,设法使深部有机质尽可能多地被粘粒吸附,成为稳定组分,从而提高土壤碳汇能力。结晶程度弱的粘土矿物固碳能力高,随着结晶程度提高,粘土矿物固碳能力下降^[20, 22]。研制一种“粘土肥料”,使粘土矿物保持非结晶状态,是一个值得探索的人工控制土壤碳汇的新方法。

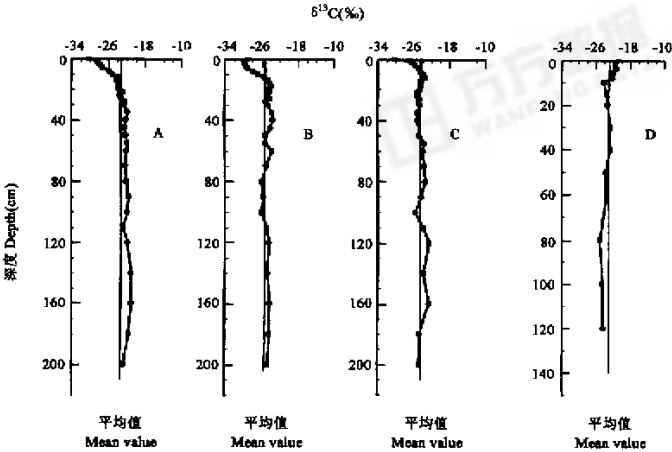


图 4 小良生态站土壤剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值特征

(A): CB 剖面 (B): HJ64 剖面 (C): HJ74 剖面 (D): GBD 剖面

Fig. 4 Soil organic matter $\delta^{13}\text{C}$ value versus depth curves of CB profile (A), HJ64 profile (B), HJ74 profile (C) and GBD profile (D) at Xiaoliang Ecological Station, South China Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences

2.3.2 地表植被对土壤剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值自顶部向下增加, $\delta^{13}\text{C}$ 最大值对应的深度,不同剖面并不一致,

鼎湖山 SL 剖面的为 24 cm, GC 剖面的为 12 cm。SL 剖面地表植被为南亚热带季风常绿阔叶林, 初级生产力高, GC 剖面地表植被主要为灌木, 可见少量草本植物, 初级生产力低, 造成 SL 剖面顶部有机质含量高的层段比 GC 剖面的厚(图 1, 图 2)。此外, 地表植被类型对土壤性状有直接影响^[23], SL 剖面地表植被初级生产力高, 土壤有机质含量高, 土壤质地疏松, 有利于有机质扩散, 故剖面上部有机质含量高的层段厚, 相应地, $\delta^{13}\text{C}$ 最大值对应的深度大; GC 剖面地表植被初级生产力低, 土壤有机质含量低, 土壤质地相对密实, 但粗颗粒(粒径 $>0.25\text{mm}$)含量高, 有利于有机质更新; 有机质分解历时短, 导致 $\delta^{13}\text{C}$ 值自顶部向下增加的层段较 SL 剖面薄。因此, 植被类型的不同是造成 SL、GC 剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 最大值出现深度不同的主要原因。

小良生态站不同土壤剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值由顶部最低, 向下增加, 至稳定时的深度各不相同(图 4), CB 剖面的为 40cm, HJ64 剖面的为 18cm, HJ74 剖面的为 12cm。CB 剖面地表植被未曾遭到破坏, HJ64、HJ74 剖面地表植被曾被伐光, 地表已遭剥蚀若干年, 后分别于 1964 年、1974 年开始植被恢复, 均以 CB 剖面地表植被构成为恢复目标。3 个剖面的植被覆盖史清楚地表明, 地表植被未遭破坏的 CB 剖面, 有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值达稳定时的深度最大, HJ64 剖面比 HJ74 剖面地表植被恢复时间早, 故这一深度比 HJ74 剖面的略大, 但二者的这一深度均远低于 CB 剖面。可见, 在同一地区, 植被类型相似的情况下, 植被覆盖史是制约土壤剖面有机质动态的又一重要因素。

HJ64、HJ74 剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 最大值出现深度不同, 也说明有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 分析是检验退化生态系统土壤性状恢复程度的一个重要指标, HJ64 剖面较 HJ74 剖面更接近于稳定剖面(CB 剖面)。GBD 剖面是一个退化生态系统土壤剖面, 上部土层已被剥蚀殆尽, 有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值自上向下的变化并未呈现增加, 直至稳定的现象, 而与 CB、HJ64、HJ74 剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 最大值以下层段的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化特点类似(图 4)。因此, 小良生态站 CB、HJ64、HJ74、GBD 剖面上部有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化, 反映植被对退化生态系统土壤性状恢复具有明显制约作用。

参考文献

[1] Tans P P, Fung I Y and Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric budget. *Science*, 1990, **247**: 1431~1438.

[2] Jenkinson D S, Adams D E and Wild A. Model estimates of CO_2 emissions from soil in response to global warming. *Nature*, 1991, **351**: 304~306.

[3] Trumbore S E, Vogel J S and Southon J R. AMS ^{14}C measurements of fractionated soil organic matter: an approach to deciphering the soil carbon cycle. *Radiocarbon*, 1989, **31**: 644~654.

[4] Balesdent J. The turnover of soil organic fractions estimated by radiocarbon dating. *Sci. Total Environ.*, 1987, **62**: 405~408.

[5] Trumbore S E. Comparison of carbon dynamics in tropical and temperate soils using radiocarbon measurements. *Global biogeochemical cycles*, 1993, **7**(2): 275~290.

[6] Cherkinsky O A, Brovkin V A. Dynamics of radiocarbon in soils. *Radiocarbon*, 1993, **35**(3): 351~362.

[7] Scharpenseel H W, Becker-Heidmann P, Neue H U, *et al.* Bomb-Carbon, ^{14}C -dating and ^{13}C -measurement as tracers of organic matter dynamics as well as of morphogenetic and turbation processes. *Sci. Total Environ.*, 1989, **81/82**: 99~110.

[8] Parton W J, Schimel D S and Cole C V, *et al.* Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1987, **51**: 1173~1179.

[9] Parton W J, Stewart J W B and Cloe C V. Dynamics of C, N, P and S in grassland soils: a model. *Biogeochemistry*, 1988, **5**: 109~131.

[10] Jenkinson D S. The turnover of organic carbon and nitrogen in soil. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, 1990, **329**: 361~368.

[11] O'Brien J B and Parton J D. Movements and turnover of SOM as indicated by carbon isotopes measurements. *Soil Biology and Biochemistry*, 1978, **10**: 309~317.

[12] Trumbore S E, Chadwick O A and Amundson R. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. *Science*, 1996, **272**: 393~396.

[13] Campbell C A, Paul E A, Rennie D A, *et al.* Applicability of the carbon-dating method of analysis to soil humus studies. *Soil Science*, 1967, **104**: 217~224.

[14] Trumbore S E and Zheng S H. Comparison of fractionation methods for soil organic matter ¹⁴C analysis. *Radiocarbon*, 1996, **38**(2): 219~229.

[15] Becker-Heidmann P and Scharpenseel H W. Thin layer $\delta^{13}\text{C}$ and D ¹⁴C monitoring of “lessive” soil profiles. In: Stuiue M and Kra R S eds. *Proceedings of the 12th International ¹⁴C Conference*. *Radiocarbon*, 1986, **28**(2A): 383~390.

[16] Balesdent J, Girardin C and Mariotti A. Site-related $\delta^{13}\text{C}$ of tree leaves and soil organic matter in a temperate forest. *Ecology*, 1993, **74**(6): 1713~1721.

[17] Balesdent J, Mariotti A and Boisgontier D. Effect of tillage on soil organic carbon mineralization estimated from ¹³C abundance in maize fields. *Journal of Soil Science*, 1990, **41**: 587~596.

[18] Macko A and Estep M L F. Microbial alteration of stable nitrogen and carbon isotopic compositions of organic matter. *Organic Geochemistry*, 1984, **6**: 787~790.

[19] Jackman R H. Accumulation of organic matter in some New Zealand soils under permanent pasture. II Rates of mineralization of organic matter and the supply of available nutrients. *NZJ, Agric. Res.*, 1964, **7**: 472~479.

[20] Dixon J B & Weed S B, eds. *Minerals in soil environments*. Soil Sci. Soc. Am., Madison, 1986. 283~304.

[21] Torn M S, Trumbore S E, Chadwick O A, *et al.* Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature*, 1997, **389**: 170~173.

[22] Dixon J B & Weed S B, eds. *Minerals in soil environments*. Soil Sci. Soc. Am., Madison, 1989. 379~438.

[23] He J H(何金海), Chen Z Q(陈兆其), Liang Y E(梁永). The Soils of Dinghushan biosphere reserve. *Tropical and Subtropical Forest Ecosystem*(in Chinese)(热带亚热带森林生态系统研究), 1982, (1): 25~38.

《生态学报》2003 年征订启事

《生态学报》是中国生态学学会主办的综合性学术刊物,创刊于 1981 年。主要报道动物生态、植物生态、微生物生态、农业生态、森林生态、草地生态、土壤生态、海洋生态、淡水生态、景观生态、区域生态、化学生态、污染生态、经济生态、系统生态、城市生态、人类生态等生态学各领域的学术论文;特别欢迎能反映现代生态学发展方向的综述性文章;创造性研究报告和研究简报;生态学理论、新方法、新技术介绍;新书评介和学术、科研动态及开放实验室介绍等。为促进学术、科研信息的交流,欢迎踊跃投稿。

《生态学报》为月刊,2003 年每期 176 页,信息容量约 36 万字。每期定价 36.00 元,年定价 432.00 元。全国各地邮局均可订阅,望广大读者互相转告,以便及时订阅。

《生态学报》编辑部地址:北京海淀区双清路 18 号,邮政编码:100085,电话:(010)62941099
E-mail:Shengtaixuebao@sina.com 或 Shengtaixuebao@mail.rcees.ac.cn

本刊国内邮发代号:82-7,国外邮发代号:M670,标准刊号:ISSN 1000-0933/CN 11-2031/Q

欢迎订阅！ 欢迎投稿！ 欢迎刊登广告！