

贵州喀斯特地区棕色石灰土与黄壤有机质剖面分布 及稳定碳同位素组成差异*

朱书法^{1,2} 刘丛强¹ 陶发祥¹ 王中良¹ 朴河春¹

(1 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 550002)

(2 中国科学院研究生院, 北京 100039)

DIFFERENCE IN STABLE CARBON ISOTOPE COMPOSITION AND PROFILE DISTRIBUTION OF SOIL ORGANIC MATTER BETWEEN BROWN LIMESTONE SOIL AND YELLOW SOIL IN KARST AREAS OF GUIZHOU PROVINCE

Zhu Shufa^{1,2} Liu Congqiang¹ Tao Faxiang¹ Wang Zhongliang¹ Piao Hechun¹

(1 State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China)

(2 Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

关键词 喀斯特地区; 土壤有机质; 稳定碳同位素

中图分类号 S153.6+21 文献标识码 A

贵州位于全球最大的喀斯特生态系统—中国西南喀斯特生态系统的中心, 由于受到亚热带季风气候的冲击和人类不合理社会经济活动的破坏, 其喀斯特生态系统已出现不同程度的石漠化, 尤以乌江流域最为严重。现已认识到石漠化是一种与脆弱生态地质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^[1,2]。在土壤侵蚀与退化及全球碳循环的过程中, 作为土壤重要组成部分和代表一个主要碳库的土壤有机质在生态系统中扮演了一个十分重要的角色^[3], 开展对喀斯特地区不同土壤有机质剖面分布及稳定碳同位素组成的研究, 将有利于提高对流域土壤侵蚀与退化过程中有机质的生物地球化学循环的认识。本研究选择乌江流域喀斯特地区二种主要土壤类型石灰土和黄壤, 根据土壤有机质含量和稳定碳同位素组成, 结合土壤 pH 值、粘粒含量等分析结果, 探讨了喀斯特山区石灰土和黄壤有机质的剖面分布和稳定碳同位素组成差异, 旨在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基础资料。

1 材料与方 法

1.1 剖面与采样

研究区位于贵州省龙里县西南(106°49'18"E, 26°28'19"N), 海拔1300 m, 本区属亚热带季风湿润型气候, 年均温 14.8℃, 年均降雨量 1100 mm。在大约 1 km² 的范围内, 有发育于红色粘土上的地带性土壤—黄壤, 形成于贵州高原隆升前, 成土时间较长; 有发育于石灰岩母质上的非地带性土壤—石灰土, 形成于人类开始农业生产活动后, 成土时间较短, 许多性质受母岩母质的影响较大; 但二种类型土壤的剖面发育明显, 土壤厚度较大。

2004年7月, 在研究区内选择黄壤剖面3个, 地表植被类型分别为灌丛、草丛和森林, 称为黄壤灌丛剖面、黄壤草地剖面和黄壤林地剖面; 石灰土剖面1个, 地表植被类型为森林, 称为石灰土林地剖面, 该研究区植被是由亚热带常绿阔叶林遭到人为干预破坏而形成的一类次生植被。剖面的宏观特征及植物优势种见表1, 按深度10 cm 间隔采集土壤样品, 同

* 中国科学院重要方向项目(KZCX3-SW-140)与知识创新工程项目(KZCX2-105)资助

作者简介: 朱书法(1972-), 男, 汉族, 河南洛阳市人, 博士研究生。研究方向生物地球化学, 目前主要从事土壤有机质的生物地球化学循环研究。E-mail: zhushufa@souhu.com

收稿日期: 2005-09-12; 收到修改稿日期: 2006-03-22

时采集土壤剖面周围的枯枝落叶,植物优势种的新鲜叶子。

表1 研究区土壤剖面宏观特征及植物优势种的 $\delta^{13}\text{C}$ 值

剖面	深度(cm)	宏观特征	植物优势种	植物优势种 叶子 $\delta^{13}\text{C}$ (‰)
黄壤	0~20	灰黄色腐殖质层,粒状结构,富含植物根	光皮桦 <i>Betula luminifera</i>	-28.7
灌丛	20~56	黄色,块状结构,比较紧实,少量植物根	锐齿榉栎 <i>Q. aliena</i> var. <i>acuteserrata</i>	-27.4
剖面	56~122	黄色,紧实,偶尔见植物根	茅栗 <i>Castanea sequinii</i>	-27.4
	122~210	黄褐色,向下过渡为第四纪红色粘土风化壳	盐肤木 <i>Rhus chinensis</i>	-28.2
			小花香槐 <i>C. sinensis</i>	-27.2
			大叶胡枝子 <i>L. davidii</i>	-28.8
黄壤	0~38	棕色腐殖质层,粒状结构,富含植物根	芒 <i>Miscanthus sinensis</i>	-11.8
草地	38~68	黄色,块状结构,少量植物根	蕨 <i>Pteridium aquilinum</i> var. <i>latiusculum</i>	-27.1
剖面	68~103	黄色,块状结构,比较紧实	石松 <i>Lycopodium japonicum</i>	-28.4
	103~200	桔黄色,紧实,向下过渡为第四纪红色粘土风化壳	火绒草 <i>Leontopodium leontopodioides</i>	-29.4
黄壤	0~18	灰黄色腐殖质层,疏松,富含植物根	马尾松 <i>Pinus massoniana</i>	-26.7
林地	18~76	黄色土层,比较紧实,含植物根	光皮桦 <i>Betula luminifera</i>	-28.0
剖面	76~103	黄色土层,紧实,偶尔见植物根	葱木 <i>Aralia chinensis</i>	-28.2
	103~180	桔黄色,紧实,向下过渡为第四纪红色粘土风化壳		
石灰	0~36	黑棕色腐殖质层,粒状结构,富含植物根	麻栎 <i>Quercus acutissima</i>	-27.8
土林	36~62	棕色土层,质地较粘重,含植物根	杉木 <i>Cunninghamia lanceolata</i>	-27.1
地剖	62~104	黄棕色,质地粘重,偶尔见植物根	野桃 <i>Prunus davidiana</i>	-27.4
面	104~180	黄棕色,质地粘重,向下过渡为石灰岩风化壳	构树 <i>Broussonetia papyrifera</i>	-29.2

1.2 实验方法

1.2.1 土壤 pH 值测定 称取过 2 mm 筛孔的风干土样 10.00 g,采用无二氧化碳的去离子水作浸提剂,以 1:2.5 的土水比测定土壤 pH 值^[4],样品平行测定二份,测定误差小于 0.1 pH。

1.2.2 土壤粘粒含量的分析 采用筛分和静水沉降相结合的吸管法分析土壤的粘粒含量。

1.2.3 土壤有机碳含量测定 研磨过 0.15 mm 筛的土样用 0.5 molL⁻¹ 的盐酸溶液浸泡 24 h,以去除土壤中的碳酸盐,然后用去离子水洗涤至中性,60℃烘干后研磨。用 PE2400 型元素分析仪测定土壤有机碳含量。

1.2.4 有机质稳定碳同位素分析 将新鲜植物叶片用去离子水洗净,65℃烘干粉碎。枯枝落叶在 65℃下烘干 48 h,粉碎。土壤样品的预处理见文献^[5]。将植物样品、枯枝落叶及预处理过的土样送中国科学院环境地球化学国家重点实验室,用 MAT252 型质谱仪测定样品有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(稳定碳同位素组成),分析误差小于 $\pm 0.1\%$ 。

2 结果与分析

2.1 土壤有机碳含量剖面分布

黄壤 pH 值均小于 5.1,石灰土 pH 值明显高于黄壤,从表层到剖面底部, pH 值在 6.2~6.9 之间变化(图 1)。黄壤灌丛剖面粘粒含量较低,平均值为 37.9%。黄壤草地与林地剖面具有较高的粘粒含量,且随深度增加而发生较大变化。石灰土地剖面的粘粒含量最高,平均值为 51.6%,且从表层土到剖面底部粘粒表现出明显的富集(图 2)。

石灰土和黄壤有机碳含量具有明显差异,整个石灰土剖面中,土壤有机碳含量均大于 10 gkg⁻¹,最大值为表层土的 71 gkg⁻¹,而黄壤有机碳含量在 3~46 gkg⁻¹ 之间(图 3)。进入土壤的有机物质与土壤损失有机碳之间的平衡决定了土壤有机碳的含量。高温多湿的气候条件有利于植物的旺盛生长,每年有较丰富的植物残体归还土壤,在钙质丰富的石灰土环境中,细菌及放线菌等微生物活动异常活

跃^[6], 使有机物不断分解形成腐殖质, 并与钙、镁离子结合, 形成高度缩合而稳定的腐殖质钙(生物富钙作用), 从而使石灰土普遍获得腐殖质钙积累; 而在

pH 值小于 5.5 的酸性黄壤中, 钙、镁元素淋失较多, 生物富钙作用十分微弱, 从而使黄壤有机碳含量明显低于石灰土。

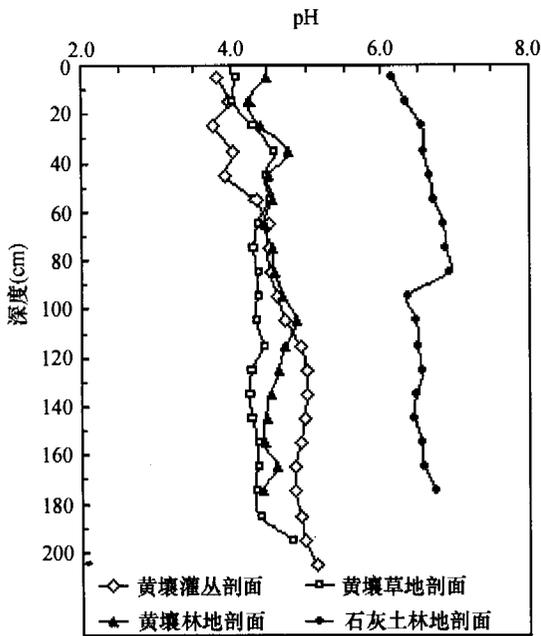


图 1 土壤 pH 值剖面分布

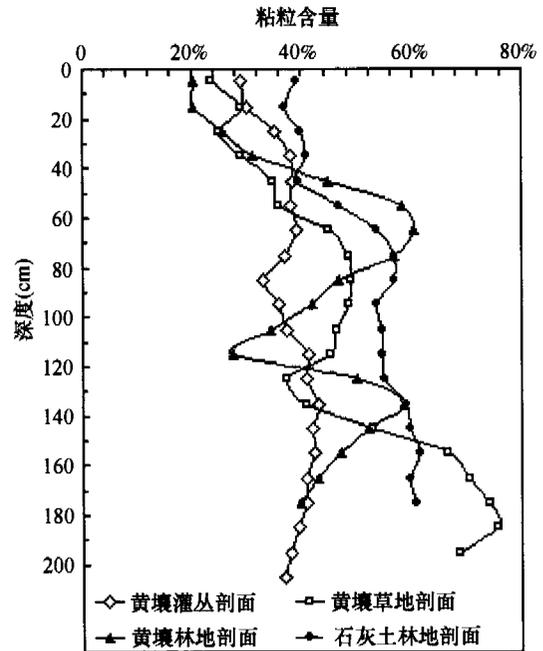


图 2 土壤粘粒含量剖面分布

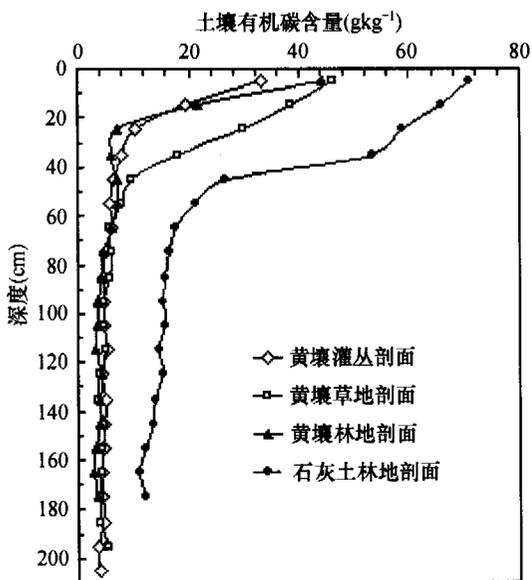


图 3 土壤有机碳含量剖面分布

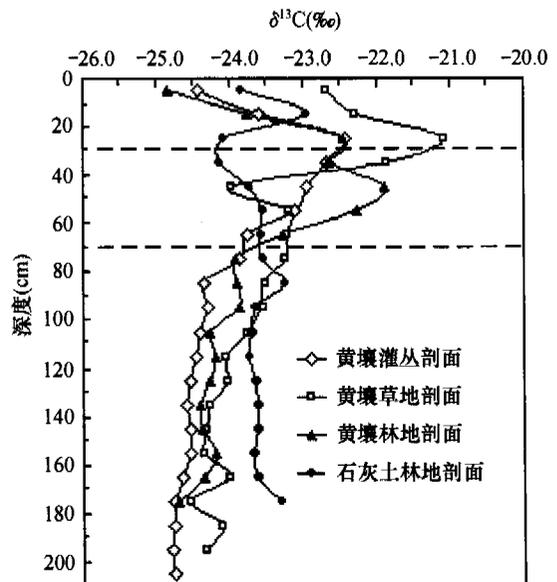


图 4 土壤有机质 δ¹³C 值剖面分布

2.2 植物优势种、枯枝落叶和表层土壤有机质的 δ¹³C 值

黄壤灌丛、林地和石灰土林地三个剖面上的植物优势种均是 C₃ 植物, 叶子的 δ¹³C 值分别在 -27.2‰ ~

-28.8‰、-26.7‰ ~ -28.2‰ 和 -27.1‰ ~ -29.2‰ 之间(表 1), 枯枝落叶的 δ¹³C 值分别为 -27.9‰、-27.4‰ 和 -27.8‰, 表层土壤有机质 δ¹³C 值(图 4)明显高于枯枝落叶, 分别为 -24.4‰、-24.8‰ 和

-23.8‰。黄壤草地剖面上生长有 C₄ 草本植物—芒 (叶子 δ¹³C 值为 -11.8‰), 从而使其枯枝落叶和表层土壤有机质的 δ¹³C 值明显高于其他三个剖面, 分别为 -25.7‰ 和 -22.7‰ (图 4)。

与其他地区的研究结果^[7]相一致, 在叶子衰老、凋落、枯枝落叶腐烂和土壤有机质形成期间, 有机质的稳定碳同位素组成显示了一个非常明显的¹³C 富集过程。表层土壤有机质主要来源于地表植被的枯枝落叶, Balesdent 等的研究表明, C₃ 植被下通气良好的表层土壤有机质 δ¹³C 值高于枯枝落叶^[8], 造成这种现象的原因通常是腐殖化过程中发生的生物和生物化学转化导致残余有机碳中¹³C 富集 (与枯枝落叶相比)。例如, 木质素比整体植物组织的 δ¹³C 值低约 2‰ ~ 6‰^[9], 因此在腐殖化过程中, 枯枝落叶中木质素的分解可能促进表层土壤有机质 δ¹³C 值的升高。从以上结果也可以看出, 石灰土地剖面表层土壤有机质较相应枯枝落叶的 δ¹³C 值高 4.0‰, 而黄壤剖面中表层土壤有机质与相应枯枝落叶间 δ¹³C 值的差异较小, 分别为 3.5‰ (灌丛)、3.0‰ (草地) 和 2.6‰ (林地)。表层土壤有机质 δ¹³C 值的上升幅度主要由其周转速度控制, 周转速度越慢, 升幅越小^[10]。在 pH 值小于 5.5 的酸性黄壤中, 微生物的活性明显下降, 表层土壤有机质较低的分解速率和周转速度产生较小的碳同位素分馏, 从而使其 δ¹³C 值具有较低的上升幅度。

2.3 黄壤与石灰土剖面土壤有机质稳定碳同位素组成差异

三个黄壤剖面土壤有机质 δ¹³C 值的深度分布具有较相似的变化规律 (图 4), 0 ~ 30 cm 均表现为从表层土的最小值向下快速升高; 30 ~ 70 cm 土壤有机质 δ¹³C 值的变异较复杂; 70 cm 以下, 土壤有机质的稳定碳同位素组成趋于稳定。整个剖面中 δ¹³C 值最高与最低值的差值黄壤灌丛为 2.3‰、林地为 2.9‰, 而黄壤草地整个剖面 δ¹³C 值的变幅高达 3.4‰。

石灰土地剖面土壤有机质 δ¹³C 值的深度分布明显不同于三个黄壤剖面 (图 4), 从表层土到深度 30 cm, δ¹³C 值上升到最高值 -23.0‰ 后又急剧降低; 30 ~ 70 cm 土壤有机质 δ¹³C 值略有升高; 70 cm 至剖面底部, δ¹³C 值变化较小, 直至稳定, 整个剖面 δ¹³C 值的变幅仅有 1.1‰。

表层土壤有机质主要来源于地表植被的枯枝落叶, 随着土层深度的增加, 土壤有机质的 δ¹³C 值从初始值 (枯枝落叶的 δ¹³C 值) 发生变化, 在排水良好

的表层土壤中, 通常显示有 1‰ ~ 2‰ 快速升幅^[11]。四个剖面的分析结果也表现出上述类似的变化, 但不同剖面土壤有机质 δ¹³C 值的上升幅度各不相同, 它反映了土壤有机质分解过程中碳同位素分馏效应的强弱程度, 上升幅度越大, 说明分馏效应强度越大, 指示有机质分解程度越高^[12]。

土壤剖面成土演化对有机质深度分布具有显著制约^[12], 虽然四个土壤剖面发育明显, 土壤厚度较大, 但二种类型土壤的绝对年龄明显不同, 在相似的地形条件下, 不同层段土壤的成土环境 (如气候、生物等) 也不相同, 从而使土壤有机质分解程度出现差异, 这可能是导致二种土壤有机质 δ¹³C 值深度分布明显不同的主要因素。

石灰土是碳酸盐岩溶蚀风化后的产物, 其成土过程受母岩特性的制约, 矿物风化度低, 土壤中钙、镁等元素含量丰富, 有机物不断分解形成的腐殖质与钙、镁离子结合, 形成高度缩合而稳定的腐殖质钙, 降低了有机质的分解程度^[13], 另一方面石灰土较高的粘粒含量对土壤有机质产生的保护作用也使其分解程度降低, 而低的分解程度通常产生较小的碳同位素分馏^[10], 这可能是石灰土地剖面 δ¹³C 值变幅最小的主要原因。

黄壤与石灰土的 pH 值有很大差异 (图 1), 而土壤有机质中不同组分的含量与土壤 pH 值密切相关, 低的 pH 值能够促进土壤中酸性水解反应的进行, 从而去除土壤中的蛋白质、核酸和多糖等富集¹³C 的组分^[14]; Guggenberger 等的研究也表明在 pH 值小于 5 的土壤中, 木质素 (亏损¹³C) 的含量明显偏高, 而在 pH 值大于 5 的土壤中则很少有木质素存在^[15]; 同样, 70 cm 深度以下, 三个黄壤剖面土壤有机质的 δ¹³C 值具有相似的变化规律, 均有小幅降低并趋于稳定 (图 4), 可能是酸性水解反应去除了土壤有机质中富集¹³C 的组分, 木质素等亏损¹³C 的组分在土壤中积累所致。

输入土壤中有有机物的来源植物类型 (C₃/C₄) 是影响土壤有机质 δ¹³C 值的基本因素, 土壤内固有的碳同位素分馏过程仅能使土壤剖面 δ¹³C 值的变幅在 1‰ ~ 3‰ 之间, 而变幅高于 3‰ 则意味着输入土壤中的有机物质是 C₃ 和 C₄ 植物的混合物^[7, 16]。同一黄壤类型下, 黄壤草地剖面上生长有 C₄ 光合途径的多年生草本植物—芒 (叶子的 δ¹³C 值为 -11.8‰), 芒具有较高的生物量产量 (特别是根), Neukirchen 等人的结果显示 28% 的根生物量包含在表土中 (0 ~ 30 cm)^[17]。对同一种植物, 地下生物量

(根)通常比地面生物量(叶子)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值要高^[18], 从而使黄壤草地剖面表层土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显高于灌丛和林地剖面, 同时也使其整个剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变幅高达 3.4‰。

3 结 论

喀斯特地区二种主要的土壤类型石灰土和黄壤有机质剖面分布及稳定碳同位素组成存在显著差异, 成土时间以及不同土层成土环境的差异可能是二种类型土壤有机质剖面分布及稳定碳同位素组成差异的主要原因, 土壤有机质分解过程中的碳同位素分馏效应可能受到土壤类型、土壤 pH 值和土壤粘粒含量的影响。喀斯特地区石灰土和黄壤有机质的剖面分布表明, 土壤有机质的深度分布具有明显区域性特征, 进一步研究喀斯特地区土壤有机质分解转化的区域性特点将有助于完善陆地生态系统土壤有机质的生物地球化学循环模型。

参 考 文 献

- [1] 万军. 贵州省喀斯特地区土地退化与生态重建研究进展. 地球科学进展, 2003, 18(3): 447 ~ 453
- [2] 李阳兵, 谢德体, 魏朝富. 岩溶生态系统土壤及表生植被某些特性变异与石漠化的相关性. 土壤学报, 2004, 41(2): 196 ~ 202
- [3] Xie X L, Sun B, Zhou H Z, *et al.* Soil organic carbon storage in China. *Pedosphere*, 2004, 14(4): 491 ~ 500
- [4] 中国科学院南京土壤研究所编. 土壤理化分析. 上海: 上海科学技术出版社, 1978
- [5] 朱书法, 刘丛强, 陶发祥. $\delta^{13}\text{C}$ 方法在土壤有机质研究中的应用. 土壤学报, 2005, 42(3): 495 ~ 503
- [6] Bollag J M, Strotzky G. *Soil Biochemistry*. Vol. 6. New York: Marcel Dekker, 1990. 397 ~ 430
- [7] Buchmann N, Kao W Y, Ehleringer J. Influence of stand structure on carbon-13 of vegetation, soils, and canopy air within deciduous and evergreen forests, in Utah, United States. *Oecologia*, 1997, 110: 109 ~ 119
- [8] Balesdent J, Girardin C, Mariotti A. Site-related $\delta^{13}\text{C}$ of tree leaves and soil organic matter in a temperate forest. *Ecology*, 1993, 74: 1 713 ~ 1 721
- [9] Benner R, Fogel M L, Sprague E K, *et al.* Depletion of ^{13}C in lignin and its implications for stable carbon isotope studies. *Nature*, 1987, 329: 708 ~ 710
- [10] Chen Q Q, Shen C D, Sun Y M, *et al.* Spatial and temporal distribution of carbon isotopes in soil organic matter at the Dinghushan Biosphere Reserve, South China. *Plant and Soil*, 2005, 273: 115 ~ 128
- [11] Wedin D A, Tieszen L L, Dewey B, *et al.* Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation. *Ecology*, 1995, 76: 1 383 ~ 1 392
- [12] 陈庆强, 沈承德, 孙彦敏, 等. 鼎湖山土壤有机质深度分布的剖面演化机制. 土壤学报, 2005, 42(1): 1 ~ 8
- [13] 贵州省农业厅, 中国科学院南京土壤研究所编. 贵州土壤. 贵阳: 贵州人民出版社, 1980
- [14] Krull E S, Skjemstad J O. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ profiles in ^{14}C -dated Oxisol and Vertisols as a function of soil chemistry and mineralogy. *Geoderma*, 2003, 112: 1 ~ 29
- [15] Guggenberger G, Christensen B T, Zech W. Land-use effects on the composition of organic matter in particle-size separates of soil: I. Lignin and carbohydrate signature. *European Journal of Soil Science*, 1994, 45: 449 ~ 458
- [16] Boutton T W, Archer S R, Midwood A J, *et al.* $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem. *Geoderma*, 1998, 82: 5 ~ 41
- [17] Neukirchen D, Himken M, Lammel J. Spatial and temporal distribution of the root system and root nutrient content of an established *Miscanthus* crop. *European Journal of Agronomy*, 1999, 11: 301 ~ 309
- [18] Schweizer M, Fear J, Cadish G. Isotopic (^{13}C) fractionation during plant residue decomposition and its implications for soil organic matter studies. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 1999, 13: 1 284 ~ 1 290