

贵州山区石灰土与黄壤土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值剖面分布差异研究

朱书法^{1,2}, 王中良¹, 郑厚义^{1,2}

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

摘要:以贵州两种主要土壤类型石灰土和黄壤为例,分析了森林植被下植物优势种、枯枝落叶、土壤有机质的稳定碳同位素组成、土壤有机碳含量、pH值和粘粒含量。结果显示,两种土壤类型有机质含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的剖面分布具有显著差异:石灰土剖面土壤有机碳含量均大于10 g/kg,最大值为表层土(71 g/kg);黄壤剖面中有机碳含量为2.9~44.3 g/kg。剖面自上而下,石灰土剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-24.1‰~-23.0‰,黄壤剖面有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-24.8‰~-21.9‰。土壤类型、土壤pH值、粘粒含量对贵州山区土壤有机质含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值剖面分布有重要影响。

关键词:石灰土;黄壤;土壤有机质; $\delta^{13}\text{C}$ 值

贵州喀斯特生态系统已出现不同程度的石漠化。石漠化是一种与脆弱生态地质背景和人类活动相关的土地退化过程;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的主要碳库土壤有机质在生态系统中扮演了十分重要的角色^[3]。开展对不同土壤有机质稳定碳同位素组成剖面分布的研究,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。本研究选择贵州山区两种主要的土壤类型(石灰土和黄壤),分析了土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,结合有机质含量、土壤pH值、粘粒含量的分析,探讨了石灰土和黄壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 剖面分布的差异,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 研究方法

研究区位于龙里县西南,海拔1300 m,亚热带季风湿润型气候,年均气温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)和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)。

2004年7月,选择石灰土及黄壤剖面各1个,地表植被类型均为森林。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,同时采集土壤剖面周围的枯枝落叶、植物优势种的新鲜叶子样品。

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	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
黄壤	0~18	灰黄色腐殖质层,疏松,富含植物根	马尾松	-26.7
林地	18~76	黄色土层,比较紧实,含植物根	光皮桦	-28.0
剖面	76~103	黄色土层,紧实,偶见植物根	蕙木	-28.2
	103~180	桔黄色,紧实,向下过渡为第四系红色粘土风化壳		
石灰	0~36	黑棕色腐殖质层,粒状结构,富含植物根	麻栎	-27.8
土林	36~62	棕色土层,质地较粘重,含植物根	杉木	-27.1
地剖	62~104	黄棕色,质地粘重,偶见植物根	野桃	-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	-29.2

收稿日期:2006-03-22 收到

基金项目:中国科学院知识创新工程重要方向资助项目(KZCX3-SW-140)

第一作者简介:朱书法(1972-),男,博士研究生,环境地球化学专业. E-mail: zhushufa@sohu.com.

(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为浸提剂,以 1:2.5 的土水比测定土壤 pH 值,样品平行测定两份,测定误差小于 0.1 pH。

(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样品的粘粒含量。

(3)土壤机碳含量测定:研磨,过 0.15 mm 筛的土样用 0.5 mol/L 的盐酸溶液浸泡 24 h,去除碳酸盐,用去离子水洗涤至中性,60 °C 烘干后研磨。用 PE2400 型元素分析仪测定土壤有机碳含量。

(4)有机质稳定碳同位素分析:去离子水洗净新鲜叶片,65 °C 烘干粉碎。枯枝落叶在 65 °C 下烘干 48 h,粉碎。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,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 值小于 5.1,石灰土 pH 值明显高于黄壤,从上至下,pH 值在 6.2 ~ 6.9 之间变化(图 1)。黄壤剖面粘粒含量随深度增加而发生较大变化。石灰土剖面有较高的粘粒含量,平均值为 51.6%,剖面自上而下粘粒有明显的富集。

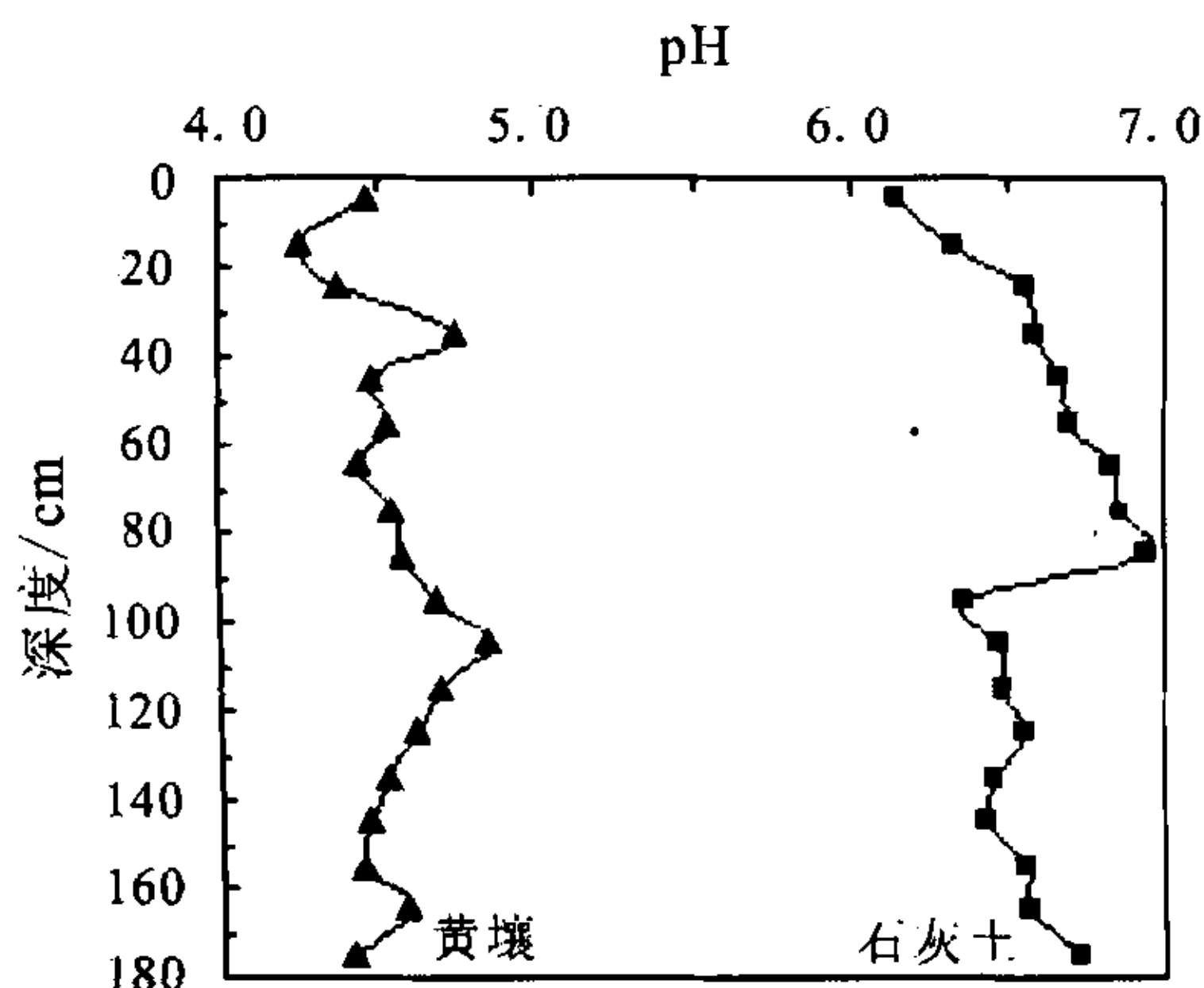


图 1 土壤 pH 值与剖面深度的关系

石灰土和黄壤有机碳含量有明显差异,整个石灰土剖面中,有机碳含量均大于 10 g/kg,最大值为表层土(71 g/kg),而黄壤有机碳含量为 2.9 ~ 44.3 g/kg(图 2)。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,细菌和放线菌等微生物活动异常活跃^[4],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,Ca、Mg 淋失较多,生物富钙作用十分微弱,使黄壤有机碳含量明显低于石灰土。

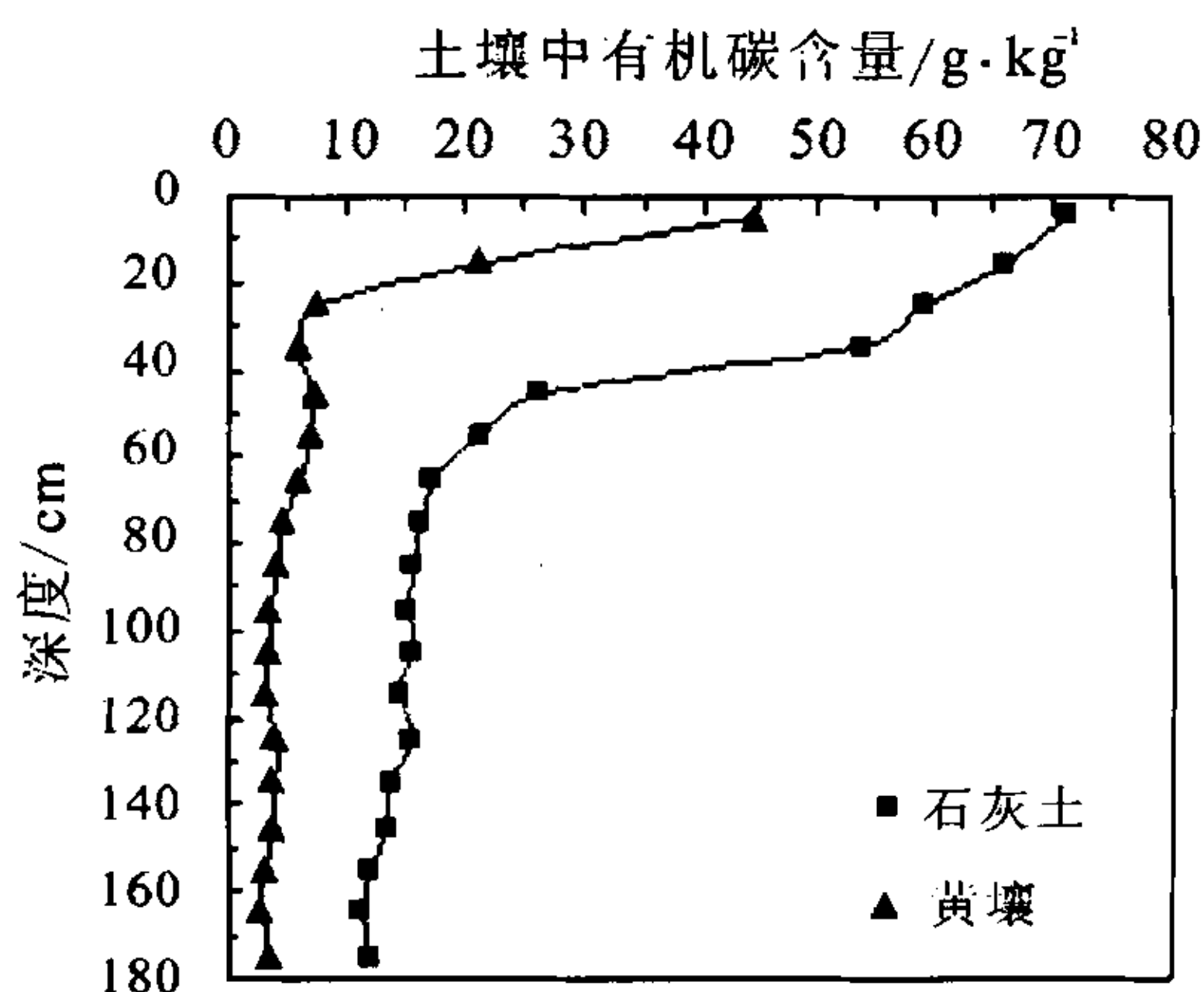


图 2 土壤有机碳含量与剖面深度的关系

2.2 植物优势种、枯枝落叶和表层土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值

黄壤和石灰土两个剖面上的植物优势种均是 C_3 植物,叶子的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-29.2 \sim -26.7\%$ (表 1),枯枝落叶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为 -27.4% 和 -27.8% ,表层土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显高于枯枝落叶,分别为 -24.8% 和 -23.8% 。与其他地区的研究结果相一致^[5],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非常明显的 ^{13}C 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 等人^[6]的研究表明, C_3 植被下通气良好的表层土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值高于枯枝落叶,其原因通常是腐殖化过程中的生物和生物化学转化所致的残余有机碳中 ^{13}C 富集(与枯枝落叶相比)。例如,木质素比整体植物组织的 $\delta^{13}\text{C}$ 值低约 $2\% \sim 6\%$ ^[7],因此腐殖化过程中,枯枝落叶中木质素的分解可能促进表层土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的升高。从上述可知,石灰土剖面表层土壤有机质比相应枯枝落叶的 $\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta^{13}\text{C}$ 值的差异较小(2.6%)。表层土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的上升幅度主要由周转速度控制:周转速度越慢,升幅越小^[8]。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,使 $\delta^{13}\text{C}$ 值的上升幅度较小。

2.3 石灰土与黄壤林地剖面土壤有机质稳定碳同位素组成的差异

石灰土与黄壤林地剖面土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的深度分布明显不同(图 3),从表层土到深度 30 cm,石灰土剖面有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值上升到最高值(-23.0‰)后又急剧降低,而黄壤剖面则快速升高。在 30~70 cm 段,石灰土有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值略有升高,而黄壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化较大。70 cm 至剖面底部,石灰土剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化较小,黄壤剖面则小幅降低并趋于稳定。剖面中 $\delta^{13}\text{C}$ 值最高与最低值之差黄壤为 2.9‰,石灰土为 1.1‰。

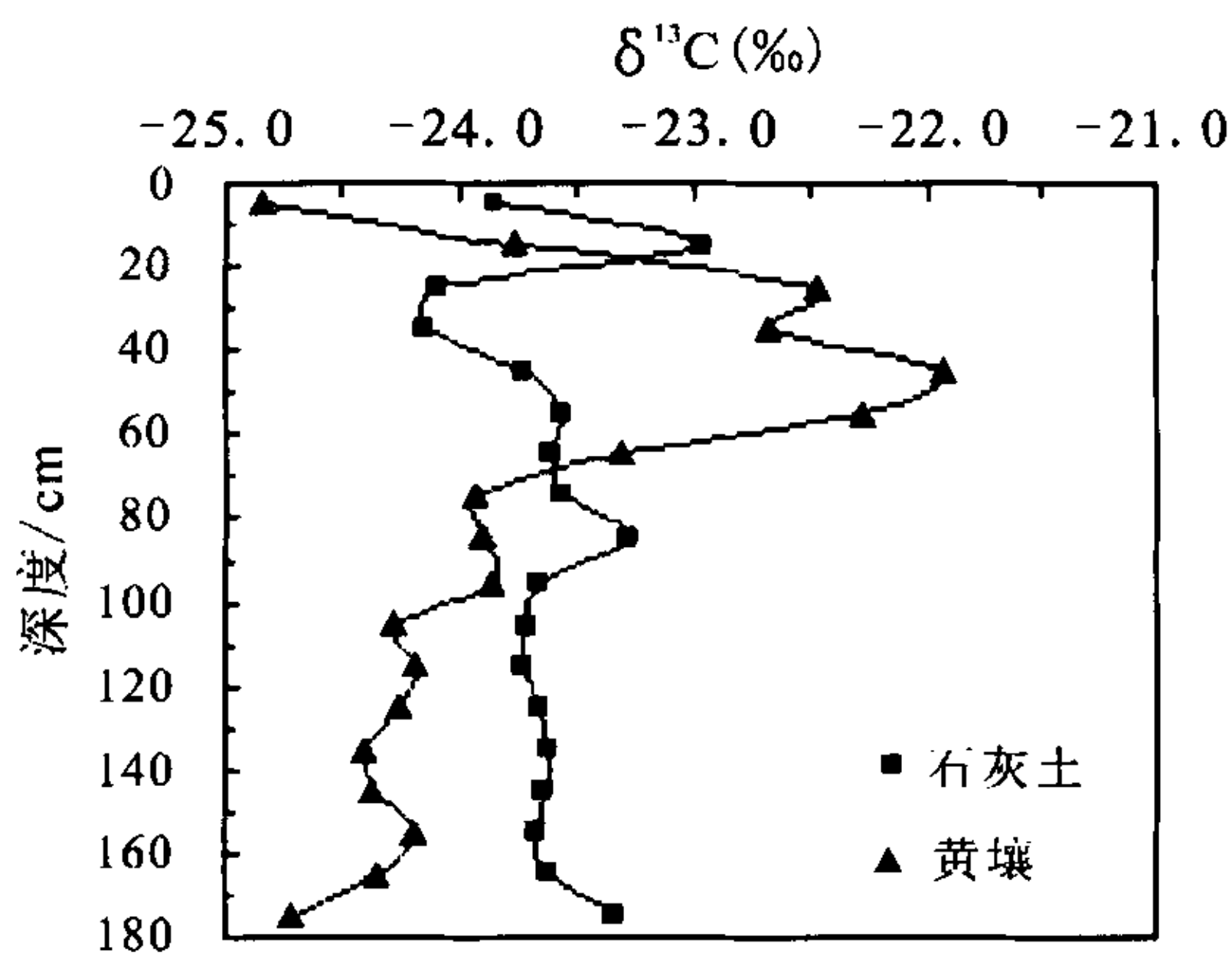


图 3 土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值与剖面深度的关系

表层土壤有机质主要来源于地表植被的枯枝落叶,随土层深度的增加,土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值从初始值(枯枝落叶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值)发生变化,在排水良好的表层土壤中,通常有 1‰~2‰ 的快速升幅^[9]。两个剖面的分析结果也表现出上述类似的变化,但不同剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值的升幅不相同,反映了有机质分解过程中碳同位素分馏效应的强弱:升幅越大,分馏效应越强,指示有机质分解程度越高^[10]。

土壤剖面成土演化对有机质深度分布具有显著制约^[10],虽然二个土壤剖面发育明显,土壤厚度较大,但两类土壤的年龄明显不同,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,使土壤有机质分解程度出现差异,这可能是导致两种土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 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,成土过

程受母岩特性的制约,矿物风化度低,土壤中 Ca、Mg 等含量丰富,有机物不断分解形成腐殖质并与 Ca、Mg 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^[11];另一方面石灰土较高的粘粒含量对土壤有机质的保护作用也使其分解程度降低,而低的分解程度通常碳同位素分馏较小^[8],这可能是石灰土林地剖面土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 变幅较小的主要原因。

黄壤与石灰土 pH 值差异很大(图 1),而土壤有机质中不同组分的含量与 pH 值密切相关,低的 pH 值能促进酸性水解反应,从而去除蛋白质、核酸和多糖等富集 ^{13}C 的组分^[12];Guggenberger^[13] 等人的研究也表明,在 pH 值小于 5 的土壤中,木质素(亏损 ^{13}C)的含量明显偏高,而在 pH 值大于 5 的土壤中则很少含木质素。同样,70 cm 深度以下,黄壤剖面土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值有小幅降低并趋于稳定(图 3),可能是酸性水解反应去除了土壤有机质中富集 ^{13}C 的组分和木质素等亏损 ^{13}C 的组分在土壤中积累所致。

3 结 论

喀斯特地区两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有显著差异,成土时间以及不同土层成土环境的差异可能是其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土壤类型、pH 值和粘粒含量的影响。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[J]. 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[J]. 土壤学报, 2004, 41(2): 196-202.
- [3] Xie Xianli, Sun Bo, Zhou Huizhen, et al. Soil organic carbon storage in China[J]. Pedosphere, 2004, 14(4): 491-500.
- [4] Bollag J M, Strotzky G. Soil Biochemistry vol. 6. [M]. New York: Marcel Dekker, 1990. 397-430.
- [5] 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[J]. *Oecologia*, 1997, 110: 109–119.
- [6] Balesdent J, Girardin C, Mariotti A. Site-related $\delta^{13}\text{C}$ of tree leaves and soil organic matter in a temperate forest[J]. *Ecology*, 1993, 74: 1713–1721.
- [7] Benner R, Fogel M L, Sprague E K, *et al.* Depletion of ^{13}C in lignin and its implications for stable carbon isotope studies [J]. *Nature*, 1987, 329: 708–710.
- [8] 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[J]. *Plant and Soil*, 2005, 273: 115–128.
- [9] Wedin D A, Tieszen L L, Dewey B, *et al.* Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation[J]. *Ecology*, 1995, 76: 1383–1392.
- [10] 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[J]. *土壤学报*, 2005, 42(1): 1–8.
- [11] 贵州省农业厅, 中国科学院南京土壤研究所编. 贵州土壤[M]. 贵阳: 贵州人民出版社, 1980.
- [12] 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[J]. *Geoderma*, 2003, 112: 1–29.
- [13] 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[J]. *European Journal of Soil Science*, 1994, 45: 449–458.