

# 鼎湖山土壤有机质 <sup>13</sup>C 时空分异机制\*

陈庆强<sup>1,2,\*</sup> 沈承德<sup>2</sup> 孙彦敏<sup>2</sup> 彭少麟<sup>3</sup> 易惟熙<sup>2</sup> 李志安<sup>3</sup> 姜漫涛<sup>2</sup>

(<sup>1</sup> 华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062; <sup>2</sup> 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640;

<sup>3</sup> 中国科学院华南植物研究所, 广州 510650)

**【摘要】** 根据鼎湖山若干海拔部位土壤剖面薄层取样样品有机质含量、<sup>14</sup>C 测年及 <sup>13</sup>C 结果, 研究土壤有机质 <sup>13</sup>C 时空分异机制. 结果表明, 不同海拔土壤剖面有机质 <sup>13</sup>C 深度特征受控于剖面发育进程, 与有机质组成及其分解过程密切相关. 植被枯落物成为表土层有机质以及表土层被埋藏后的有机质更新过程, 均存在碳同位素分馏效应, 有机质 <sup>13</sup>C 显著增大. 相对于地表植被枯落物 <sup>13</sup>C, 表土层有机质 <sup>13</sup>C 增幅取决于表土有机质更新速率. 表土有机质 <sup>13</sup>C 与植被枯落物 <sup>13</sup>C 均随海拔升高而增大, 说明植被构成随海拔升高呈规律性变化. 这与鼎湖山植被的垂直分布一致. 不同海拔土壤剖面有机质 <sup>13</sup>C 深度特征类似, 有机质含量深度特征一致, 有机质 <sup>14</sup>C 表观年龄自上向下增加. 这是剖面发育过程中有机质不断更新的结果. 土壤剖面有机质 <sup>13</sup>C 最大值深度与 <sup>14</sup>C 穿透深度的成因和大小不同, 均反映地貌与地表植被对有机碳同位素深度分布的控制.

**关键词** 土壤有机质 碳同位素 碳循环 亚热带 鼎湖山

文章编号 1001-9332(2005)03-0469-06 中图分类号 S153.621 文献标识码 A

**Spatial and temporal differentiation of mountainous soil organic matter <sup>13</sup>C in Dinghushan Biosphere Reserve.** CHEN Qingqiang<sup>1,2</sup>, SHEN Chengde<sup>2</sup>, SUN Yanmin<sup>2</sup>, PENG Shaolin<sup>3</sup>, YI Weixi<sup>2</sup>, LI Zhi'an<sup>3</sup>, JIANG Mantao<sup>2</sup> (<sup>1</sup> State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China; <sup>2</sup> Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; <sup>3</sup> South China Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510650, China). - *Chin. J. Appl. Ecol.*, 2005, 16(3): 469~474.

Based on the determinations of soil organic matter (SOM) content, SOM <sup>14</sup>C, and SOM <sup>13</sup>C of the samples collected by thin-layered sampling method, this paper studied the spatial and temporal differentiation of SOM <sup>13</sup>C in the soil profiles at different altitudes in Dinghushan Biosphere Reserve. The results showed that the vertical differentiation of SOM <sup>13</sup>C at different altitudes was controlled by the development of soil profile, and closely correlated with the composition of SOM and its turnover processes. The fractionation of carbon isotope was happened during both the transformation of vegetation debris into topsoil organic matter (OM) and its regeneration after the topsoil buried, which resulted in a significant increase of SOM <sup>13</sup>C. Relative to plant debris <sup>13</sup>C, the <sup>13</sup>C increment of topsoil OM was more dependent on its turnover rate. Both the <sup>13</sup>C of plant debris and topsoil OM increased with altitude, indicating the regular variation of vegetations with altitude, which was consensus to the vertical distribution of vegetations in Dinghushan Biosphere Reserve. Soil profiles at different altitudes had similar characteristics in vertical differentiation of SOM <sup>13</sup>C, vertical distribution of SOM content, and increasing apparent age of SOM <sup>14</sup>C with soil depth, which were resulted from the successive turnover of SOM during the development of soil profile. The maximum depth of SOM <sup>13</sup>C in soil profile was different in origin and magnitude with the penetration depth of <sup>14</sup>C produced by nuclear explosion in the atmosphere, indicating the controlling effects of topography and vegetation on the distribution of SOM carbon isotope with soil depth.

**Key words** Soil organic matter, <sup>14</sup>C, Carbon cycling, Subtropical zone, Dinghushan Biosphere Reserve.

## 1 引言

陆地生态系统碳循环是全球碳循环的重要组成部分, 在全球碳收支中占主导地位<sup>[10, 21]</sup>. 土壤碳是陆地碳库的主要组成部分<sup>[15, 22]</sup>, 全球土壤有机碳总量达 1 270 Gt (1 Gt = 10<sup>15</sup> g)<sup>[20]</sup>. 全球大气 CO<sub>2</sub> 碳库为 750 Gt C<sup>[9]</sup>, 每年约有 10% 的大气圈碳以 CO<sub>2</sub> 形式进入陆地土壤, 因此, 土壤有机质碳库的变化或更新周期的变化对大气碳循环的影响显著. 土壤有

机质的深度分布特征直接影响土壤有机碳库的总量计算<sup>[12]</sup>, 并在很大程度上控制着土壤碳库的稳定性. 土壤有机质的剖面分布是剖面发育过程中有机质长期累积的结果, 与土壤剖面的发育以及有机质

\*国家自然科学基金重大项目(39728102)、国家自然科学基金项目(40202032)、中国博士后科学基金项目、广东省自然科学基金博士启动项目(984105)和中国科学院广州地球化学研究所所长基金资助项目.

\*\*通讯联系人.

2004-02-05 收稿, 2004-06-17 接受.

的更新过程密切相关. 对于一个确定地区而言, 在五大成土因素<sup>[11]</sup>中, 植被、地形、时间很可能是影响土壤有机质剖面分布的主要因素. 这需要不同植被类型地带典型土壤剖面有机质<sup>14</sup>C测年及<sup>13</sup>C结果来证明.

土壤有机质的来源在很大程度上取决于地表植被类型及地形状况<sup>[4, 13, 23, 27, 29]</sup>, 有机质<sup>13</sup>C值与土壤剖面发育过程中有机质来源及其组成与更新密切相关<sup>[2, 7]</sup>. 因此, 研究土壤剖面有机质<sup>13</sup>C时空分异机制将是揭示土壤有机质剖面分布机理及其更新动态的一个有效途径. 本文选择鼎湖山自然保护区若干海拔部位典型土壤剖面为研究对象, 研究土壤有机质<sup>13</sup>C时空分异特征及其机制, 为土壤有机质深度分布规律及其控制机理研究寻求一种有效的解决途径.

## 2 研究地区与研究方法

### 2.1 研究地区概况

研究剖面位于鼎湖山自然保护区(23°09'21"~23°11'30"N, 112°30'39"~112°33'41"E). 该区属亚热带季风湿润型气候, 年均温21℃, 年降水量1929 mm, 干湿季节分明, 4月~9月为雨季, 11月至次年1月为旱季. 全区地带性植被为热带季风雨林和亚热带季风常绿阔叶林, 属我国亚热带具有代表性的森林生态系统之一. 研究剖面基本特征见表1. 剖面取样均按照薄层取样法<sup>[3]</sup>进行, 每个样品重约1.5~2.0 kg.

鸡笼山草甸剖面(JLS)位于鸡笼山顶峰, 海拔1000.3 m, 坡向为SE173°, 坡度30°, 地表杂草密布, 剖面厚0.7 m, 向下过渡为基岩风化壳. 0~20 cm层段为棕褐色土层, 富含草根; 20~30 cm层段为褐黄色过渡层, 含砂量明显增加; 30~70 cm为褐黄色土层, 间夹灰白色砂质斑点, 大小为2~3 cm. 灌丛剖面(GC)、森林剖面(SL)的详细描述参见文献<sup>[8]</sup>, 五棵松剖面(WKS)、庆云寺剖面(QYS)、坑口剖面(KK)的详细描述见文献<sup>[18, 19, 26]</sup>.

### 2.2 分析方法

2.2.1 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; 之后用普通研钵研细, 装袋, 密封. 对地表植屑样品, 先用自来水洗掉泥沙等附着物, 之后用1 mmol HCl浸泡24 h, 用蒸馏水冲洗, 直

表1 鼎湖山土壤剖面的基本特征\*

Table 1 Characteristics of soil profiles in Dinghushan Biosphere Reserve

| 剖面<br>Profile | 剖面厚度<br>Profile thickness<br>(cm) | 海拔<br>Altitude<br>(m) | 坡向<br>Slope direction<br>(°) | 坡度<br>Slope degree<br>(°) | 植被类型<br>Vegetation type                          | 取样日期<br>Sampling date |
|---------------|-----------------------------------|-----------------------|------------------------------|---------------------------|--|-----------------------|
| JLS           | 70                                | 1000.3                | SE173                        | 30                        | 草甸 Meadow  | 1998.07               |
| GC            | 60                                | 905                   | NE75                         | 16                        | 灌木丛 Shrub  | 1998.07               |
| SL            | 110                               | 662                   | NE42.5                       | 30                        | 针阔混交林 Coniferous & broad-leaved mixed forest     | 1998.07               |
| WKS           | 160                               | 315                   | NE50                         | 22                        | 针阔混交林 Coniferous & broad-leaved mixed forest     | 1996.05               |
| QYS           | 160                               | 190                   | NE73                         | 37                        | 季风常绿阔叶林 Monsoon deciduous broad-leaved forest    | 1996.05               |
| KK            | 150                               | 42                    | SE45                         | 28                        | 马尾松人工林 <i>Pinus massoniana</i> plantation forest | 1996.05               |

\*JLS: 鸡笼山 Jilongshan; GC: 灌丛 Shrub; SL: 森林 Forest; WKS: 五棵松 Wukesong; QYS: 庆云寺 Qingyuni; KK: 坑口 Kengkou.

至中性, 置于沙浴旁, 烘干水分, 移入烘箱, 在80℃下烘样24 h, 自然冷却至室温, 装袋.

将预处理过的土壤样品及植屑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<sup>13</sup>C值, 分析误差小于0.2‰. 因经费所限, 样品未做重复测定.

2.2.2 土壤有机质<sup>14</sup>C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, 置于石英管中, 在通O<sub>2</sub>状态下, 高温(800℃)灼烧样品, 得到的CO<sub>2</sub>经过干冰-液氮冷阱纯化后, 通入锂反应器, 在真空650℃下合成Li<sub>2</sub>C<sub>2</sub>. 水解Li<sub>2</sub>C<sub>2</sub>, 得到C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>, 将C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>合成苯, 放置34 d, 之后用1200 Quantulus超低本底液体闪烁谱仪测量样品<sup>14</sup>C放射性比度. 本项分析在中国科学院广州地球化学研究所<sup>14</sup>C实验室完成.

2.2.3 土壤有机碳含量 采用重铬酸钾容量法(或称丘林法)测定, 测量误差低于0.04%. 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. 因经费所限, 样品未做重复测定.

## 3 结果与讨论

### 3.1 土壤有机质<sup>13</sup>C值深度特征

鼎湖山不同海拔部位土壤剖面有机质(SOM)<sup>13</sup>C深度曲线的变化均表现为剖面顶部<sup>13</sup>C值最小, 向下快速增加, 至一深度达最大值, 其后随深度增加逐渐减小, <sup>13</sup>C变化较小, 直至稳定(图1A). 对土壤有机质<sup>14</sup>C、<sup>13</sup>C研究表明, 土壤剖面有机质<sup>13</sup>C深度变化特征是有机质分解导致碳同位素分馏效应所致<sup>[7]</sup>, 与其他学者研究结果一致<sup>[1, 2, 16]</sup>. 土壤有机质的快速分解多发生在0~100年, 表现为自地表向下, 有机碳(SOC)含量急剧降低, 由于碳同位素分馏效应, 有机质<sup>13</sup>C值迅速增加, 均发生在表层0~10 cm层段(图1). 约200~300年后, 有机质<sup>13</sup>C接近最大值, 说明土壤有机质大部分已分解, 残余物多为高<sup>13</sup>C值组分. 之后, 有机质分解速度变慢, 有机质含量随深度增加而缓慢减小(图1B), 由于高<sup>13</sup>C值组分分解, <sup>13</sup>C值逐渐降低(图1A). 约在

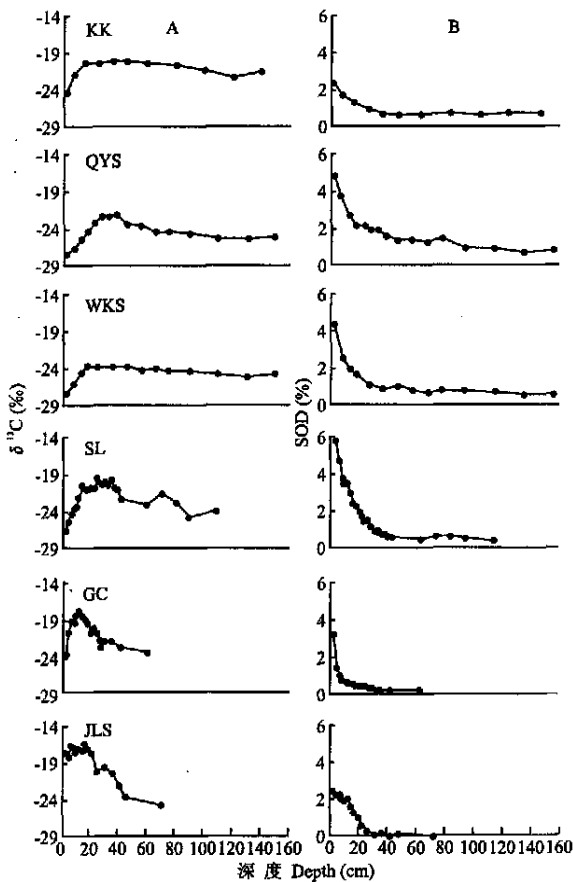


图1 鼎湖山不同海拔土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$ (A)和有机碳含量(B)深度特征

Fig. 1 SOM  $^{13}\text{C}$ (A) and SOC content (B) versus depth curves for soil profiles at different altitudes of Dinghushan Biosphere Reserve.

JLS: 鸡笼山剖面 Jilongshan profile; GC: 灌丛剖面 Shrub profile; SL: 森林剖面 Forest profile; WKS: 五棵松剖面 Wukesong profile; QYS: 庆云寺剖面 Qingyansi profile; KK: 坑口剖面 Kengkou profile. 下同 The same below.

1 500 ~ 1 800 年后, 有机质含量接近剖面最低值, 变化甚微(图 1B), 表明有机质主要为稳定组分, 此时有机质  $^{13}\text{C}$  值亦趋于稳定(图 1A)。

不同土壤剖面地表植被发育状况及发育历史不同, 其有机质  $^{13}\text{C}$  深度曲线各不相同。JLS 剖面地表植被为草本植物, 表土有机质  $^{13}\text{C}$  值并非剖面有机质  $^{13}\text{C}$  最小值, 其有机质  $^{13}\text{C}$  深度曲线类似于其余 5 个剖面有机质  $^{13}\text{C}$  深度曲线上自  $^{13}\text{C}$  最大值向下的部分(图 1A)。这可能是由于 JLS 剖面位于山顶, 冲蚀作用使表土层易遭侵蚀, 表土层不太发育所致。KK 剖面的植被恢复始于 20 世纪 50 年代末, 剖面上部 0 ~ 15 cm 层段有机质含量较 SL、WKS、QYS 剖面相应层段低得多(图 1B), 基本上反映了人工林对上部土层修复的影响。该层段有机质  $^{13}\text{C}$  深度特征表明植被修复已使山地土壤的性状逐渐趋向地表植被未遭破坏的剖面; 自 15 cm 向下, 有机质

$^{13}\text{C}$  深度曲线反映植被未遭破坏时的特征。对比中国科学院华南植物研究所小良生态站不同植被恢复历史林地、村边原始林以及至今仍处于侵蚀状态的光板地部位的土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$  深度曲线, 发现植被修复使土壤剖面  $^{13}\text{C}$  深度曲线特征逐渐趋向地表植被未遭破坏的土壤剖面<sup>[7]</sup>, 说明土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$  深度曲线特征是判断植被修复过程中土壤性状恢复程度的一个重要依据。GC、SL、WKS、QYS 剖面有机质  $^{13}\text{C}$  最大值部位以上土层厚度均占剖面总厚度的 20% 以上(图 1A), 表明这些剖面发育过程相对稳定, 土壤有机质  $^{13}\text{C}$  深度曲线指示土壤剖面自然发育过程中有机质更新特征。

有机质  $^{14}\text{C}$  大于 0 的土层含有核试验成因  $^{14}\text{C}$  ( $^{14}\text{C}$  弹)。  $^{14}\text{C}$  弹所及的最大深度为  $^{14}\text{C}$  弹穿透深度<sup>[18]</sup>, JLS、GC、SL、WKS、QYS 以及 KK 剖面的这一深度分别为 25、14、30、20、10 和 10 cm。  $^{14}\text{C}$  弹穿透深度与现代植被以及表层土壤内部微生物的生命活动密切相关, 指示了至取样时现代生命过程对土壤剖面显著影响的可识别最大深度。此外, 这一深度亦受控于土壤剖面性状<sup>[8]</sup>, 反映局部地貌特征对有机质碳同位素剖面分布的影响。土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$  最大值对应深度与  $^{14}\text{C}$  弹穿透深度并不一致, JLS、GC、SL、WKS、QYS 和 KK 剖面的这一深度分别为 6、12、24、25、37.5 和 35 cm, 呈现随海拔降低而增大趋势, 与随海拔降低土壤剖面厚度增大有关(图 2)。土壤有机质  $^{13}\text{C}$  值的深度变化与有机质含量深度变化具有明显对应关系<sup>[7]</sup>, 推测土壤有机质  $^{13}\text{C}$  最大值对应深度取决于剖面发育进程以及有机质的组成与更新, 从而受到局部地貌特征与地表植被组成的影响。尽管土壤有机质  $^{13}\text{C}$  最大值对应深度与  $^{14}\text{C}$  弹穿透

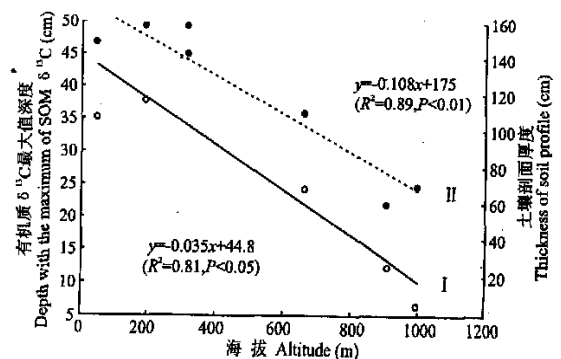


图2 鼎湖山不同海拔土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$  最大值深度与剖面厚度

Fig. 2 Depth with the maximum of SOM  $^{13}\text{C}$  and thicknesses of soil profiles at different altitudes of Dinghushan Biosphere Reserve.

· 有机质  $^{13}\text{C}$  最大值深度 Depth with the maximum of SOM  $^{13}\text{C}$ ;  
· 剖面厚度 Thicknesses of soil profile.

深度的成因不同,但两种深度均反映了地貌与地表植被对土壤剖面有机质碳同位素分布的控制.

### 3.2 地表植被枯落物与表土有机质 <sup>13</sup>C 值

土壤剖面表层的有机质主要来源于地表植被枯落物<sup>[6,14,24,30]</sup>.鼎湖山表土层有机质 <sup>13</sup>C 值随海拔高度上升而增加(图 3),说明随海拔高度上升,植被类型发生变化,由 C<sub>3</sub> 植物为主逐渐变为以 C<sub>4</sub> 植物为主.鸡笼山顶几乎全为草本植物.这与其表土层有机质 <sup>13</sup>C 值完全吻合(图 1A).表土层接受地表植被枯落物,其土壤有机质 <sup>13</sup>C 值是地表植被枯落物对土壤有机质 <sup>13</sup>C 值影响的综合反映,而人为获取地表植被枯落物样品时,不可避免地具有一定倾向性.这种不能完整反映地表植被整体组成的枯落物样品,其 <sup>13</sup>C 值不能确切表征植被类型随海拔高度增加而呈现的规律性变化(图 3).鸡笼山顶表土有机质 <sup>13</sup>C 值反映 C<sub>4</sub> 植物的影响,地表植被 <sup>13</sup>C 值大于表土有机质 <sup>13</sup>C 值,可能是由于所取的地表植物样品为单一的草本植物,取样时忽略了贴伏在地表的草本植物以及苔藓.除鸡笼山顶地表植被枯落物 <sup>13</sup>C 值大于相应表土有机质 <sup>13</sup>C 值外,其余 5 个剖面表土层有机质 <sup>13</sup>C 值均大于地表植被枯落物 <sup>13</sup>C 值,说明地表植被枯落物经分解、矿化成为表土层有机质过程中存在碳同位素分馏效应,造成幅度可观的 <sup>13</sup>C 值增大.相对于地表植被枯落物 <sup>13</sup>C 值,表土有机质 <sup>13</sup>C 值增幅并未表现出随海拔高度增加呈规律性变化(图 3),可能与不同类型植被枯落物的更新过程存在差异有关.

土壤剖面上部土层的有机质 <sup>14</sup>C 往往大于 0,指示 20 世纪 50、60 年代大气核试验产生的 <sup>14</sup>C 进入表土层<sup>[17]</sup>.60 年代末禁止大气核试验条约签署后,大气 <sup>14</sup>C 浓度逐年下降<sup>[5,25]</sup>.表土有机质 <sup>14</sup>C 值越大,有机质更新速率越慢.表土有机质更新速率越快,地表植被枯落物经分解、矿化进入表层土,成为土壤有机质的时间越短,碳同位素分馏效应不显著, <sup>13</sup>C 值增大幅度越小(图 4).相对于地表植被枯落物 <sup>13</sup>C 值,表土有机质 <sup>13</sup>C 值增大幅度主要取决

于有机质更新速率.与高海拔剖面相比, KK 剖面地表植被枯落物以及表土有机质 <sup>13</sup>C 值均偏高(图 3),与其他剖面反映的海拔高度对植被类型的控制现象不符,可能与该剖面地表植被为人工林有关.此处人工林型与自然选择林型可能存在较大偏差,表明植被恢复历史较短.鼎湖山表土有机质 <sup>13</sup>C 值与地表植被枯落物 <sup>13</sup>C 值随海拔高度的变化趋势基本一致(图 3),反映了表土有机质与地表植被枯落物在物质成分上的继承性.

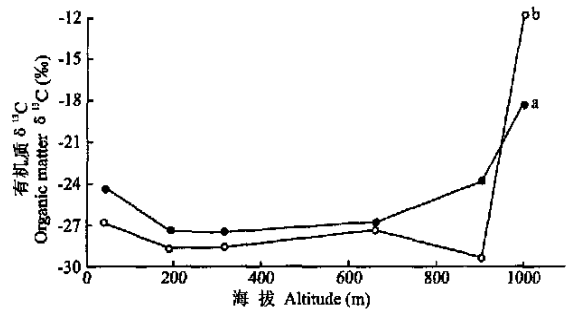


图 3 鼎湖山不同海拔土壤剖面地表植被枯落物(a)和表土有机质(b) <sup>13</sup>C 特征

Fig. 3 <sup>13</sup>C values of plant debris(a) and SOM in the topsoil (b) of soil profiles at different altitudes of Dinghushan Biosphere Reserve.

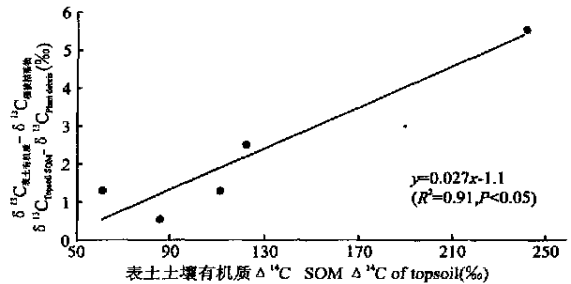


图 4 鼎湖山不同海拔土壤剖面 (<sup>13</sup>C 表土有机质 - <sup>13</sup>C 地表植被枯落物)与表土有机质 <sup>14</sup>C 关系

Fig. 4 Relationship between topsoil SOM <sup>14</sup>C and (<sup>13</sup>C<sub>Topsoil SOM</sub> - <sup>13</sup>C<sub>Plant debris</sub>) for soil profiles at different altitudes of Dinghushan Biosphere Reserve.

土壤剖面有机质 <sup>13</sup>C 最大值与表土层有机质 <sup>13</sup>C 值的差值(表 2)反映土壤有机质更新过程中碳同位素分馏效应的强弱程度.差值越大,说明碳同位素分馏效应强度越大,指示有机质分解程度越深.除

表 2 鼎湖山土壤剖面表土有机质 <sup>13</sup>C、剖面有机质 <sup>13</sup>C 最大值及底界 <sup>14</sup>C 表观年龄

Table 2 SOM <sup>13</sup>C of topsoil, the maximum SOM <sup>13</sup>C and SOM <sup>14</sup>C apparent ages of the bottom of soil profiles at different altitudes of the Dinghushan Biosphere Reserve

| 剖面 Profile | 林型 Vegetation type    | 表土层有机质 <sup>13</sup> C SOM <sup>13</sup> C of topsoil (‰) | 有机质 <sup>13</sup> C 最大值 Max. of SOM <sup>13</sup> C (‰) | <sup>13</sup> C <sub>最大</sub> - <sup>13</sup> C <sub>表土</sub> <sup>13</sup> C <sub>max.</sub> - <sup>13</sup> C <sub>topsoil</sub> (‰) | 底界 <sup>14</sup> C 表观年龄 SOM <sup>14</sup> C apparent ages of bottom (a. B. P.) |
|------------|-----------------------|---|---|--|--|
| JLS        | 草甸 Meadow             | - 18.32   | - 16.87   | 1.45   | 12786  |
| GC         | 灌丛 Shrub              | - 23.88   | - 18.33   | 5.55   | 2400   |
| SL         | 自然林 Natural forest    | - 26.88   | - 20.0  | 6.88   | 6690   |
| WKS        | 自然林 Natural forest    | - 27.40   | - 23.87   | 3.53   | 5572   |
| QYS        | 自然林 Natural forest    | - 27.46   | - 22.20   | 5.26   | 8750   |
| KK         | 人工林 Plantation forest | - 24.39   | - 20.12   | 4.27   | 2880   |

JLS 剖面外,地表植被为针、阔叶林土壤剖面的差值约在 3.5%~7%(表 1,表 2)。鼎湖山不同海拔土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$  最大值与表土层有机质  $^{13}\text{C}$  值的差值不同,说明剖面之间土壤有机质组成与更新过程存在差异。地表植被类型及其构成是土壤剖面有机质含量与剖面分布的主要影响因素<sup>[7,12,30]</sup>。因此,地貌与地表植被构成是控制土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$  深度特征的关键因子。土壤剖面性状受到地表植被发育状况的直接影响<sup>[28,30]</sup>。一个地区的地貌与地表植被特征与该地所处的气候-植被带密切相关。系统研究不同气候-地理分区的土壤有机质深度分布特征并加以量化,将成为提高陆地生态系统碳循环模型预测精度的关键。

### 3.3 土壤有机碳 $^{14}\text{C}$ 表观年龄

在成土作用过程中,由于新有机碳的不断加入,基于土壤总有机碳测得的  $^{14}\text{C}$  年龄往往偏年轻,这类年龄通常称为土壤有机碳  $^{14}\text{C}$  表观年龄<sup>[19]</sup>。测量结果<sup>[8,18,19,26]</sup>表明,鼎湖山不同海拔部位土壤剖面自上向下有机质  $^{14}\text{C}$  表观年龄均呈现增大趋势(图 5)。土壤剖面上部有机质  $^{14}\text{C}$  往往大于 0,无法直接取得  $^{14}\text{C}$  年龄。根据土壤有机质  $^{14}\text{C}$  收支模型反演取得剖面上部被  $^{14}\text{C}$  污染层段的有机质  $^{14}\text{C}$  年龄<sup>[8]</sup>,呈现自上向下增大特征(图 5)。因此,鼎湖山

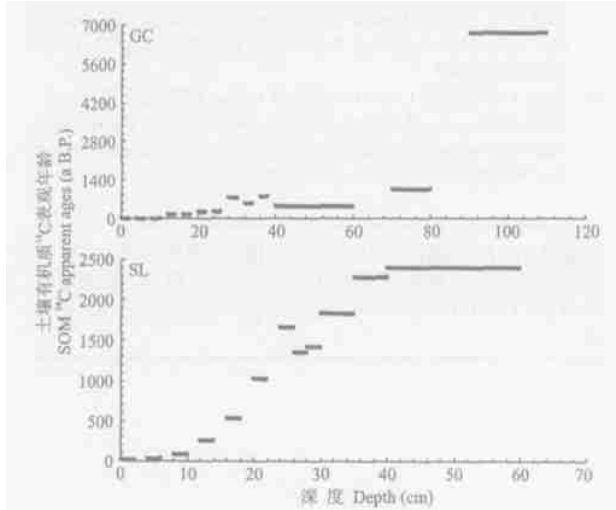


图 5 鼎湖山土壤剖面有机质  $^{14}\text{C}$  表观年龄深度特征  
Fig. 5 Variations of SOM  $^{14}\text{C}$  apparent ages with depth for soil profiles at different altitudes of Dinghushan Biosphere Reserve.

不同海拔部位土壤剖面有机质  $^{14}\text{C}$  测年结果均呈现自表层向下增大趋势,表明土壤剖面发育过程遵循边沉积和边成土模式。不同海拔部位土壤剖面的底界  $^{14}\text{C}$  表观年龄与海拔高度并不相关(表 1,表 2),表明不同剖面开始发育的时间不同,指示局部地貌对

土壤剖面发育的控制。

土壤有机质更新速率计算结果<sup>[8]</sup>表明,剖面上部土壤有机质以快循环组分为主,向下慢循环组分增加,并成为主要组分,剖面下部仅存在稳定组分。因此,土壤有机质不同更新组分自上而下的规律性分布以及土壤有机碳百分含量随深度增加呈指数下降(图 1B),均是土壤剖面发育过程中有机质不同更新周期组分呈规律性分解的结果。地表植被有机质进入土壤后,其更新过程与土壤剖面的发育演化同步,有机质更新伴随其  $^{14}\text{C}$  与  $^{13}\text{C}$  值的变化。这正是利用碳同位素示踪技术研究有机质更新过程,揭示土壤剖面演化机制的理论基础。

## 4 结 论

4.1 鼎湖山不同海拔土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$  的深度特征类似,有机质含量的深度特征一致,均是剖面发育过程中有机质不同更新周期组分规律性分解的结果。土壤剖面有机质不同组分自上向下的规律分布,决定了土壤有机质  $^{14}\text{C}$  表观年龄随深度增大而增加。土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$  最大值对应深度与  $^{14}\text{C}$  穿透深度的成因与大小不同,二者均反映了地貌与地表植被对土壤剖面有机碳同位素分布的控制。

4.2 鼎湖山表土有机质  $^{13}\text{C}$  与地表植被枯落物  $^{13}\text{C}$  均随海拔升高而增大,说明地表植被构成随海拔升高呈现规律性变化。这与鼎湖山植被垂直分布状况一致。表土有机质  $^{13}\text{C}$  特征是研究植被地带性分布的一个有效指标。

4.3 鼎湖山不同海拔部位土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$  时空分异特征表明海拔高度明显不同,地表植被差异显著的若干山地土壤剖面可以作为不同气候-植被带土壤剖面系列中的一个片段。选择受人为因素干扰相对较弱、植被类型丰富且垂直分带明显的山地自然保护区,研究不同海拔土壤剖面有机质  $^{13}\text{C}$  时空分异机制,将是系统开展不同气候-植被带土壤有机质深度分布特征及其控制因子研究的一个有效途径。

致谢 中国科学院华南植物研究所余作岳研究员、任海、高云超和申卫军博士以及中国科学院广州地球化学研究所杨英博士给予帮助。

### 参考文献

- 1 Agren GI, Bosatta E, Balesdent J. 1996. Isotope discrimination during decomposition of organic matter. A theoretical analysis. *Soil Sci Soc Am J*, **60**:1121~1126
- 2 Balesdent J, Grardin C, Mariotti A. 1993. Site-related  $^{13}\text{C}$  of trees

- and soil organic matter in a temperate forest. *Ecology*, **74**:1713 ~ 1721
- 3 Becker-Heidmann P, Scharpenseel HW. 1986. Thin layer  $^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  monitoring of "lessive" soil profiles. In: Stuive M, Kra RS, eds. Proceedings of the 12th International  $^{14}\text{C}$  conference. *Radiocarbon*, **28**(2A):383 ~ 390
  - 4 Bird MI, Lloyd JJ, Santruchkova H, et al. 2001. Global soil organic carbon. In: Schulze ED, eds. *Global Biogeochemical Cycles in the Climate System*. New York: Academic Press. 185 ~ 199
  - 5 Burchuladze AA, Chudy M, Eristave IV, et al. 1989. Anthropogenic  $^{14}\text{C}$  variations in atmospheric  $\text{CO}_2$  and wines. *Radiocarbon*, **31**:771 ~ 776
  - 6 Chen L-X(陈立新), Chen X-W(陈祥伟), Duan W-B(段文标). 1998. Larch litter and soil fertility. *Chin J Appl Ecol(应用生态学报)*, **9**(6):581 ~ 586(in Chinese)
  - 7 Chen Q-Q(陈庆强), Shen C-D(沈承德), Peng S-L(彭少麟), et al. 2002. Characteristics and controlling factors of soil organic matter turnover processes in the subtropical mountainous area, south China. *Acta Ecol Sin(生态学报)*, **22**(9):1446 ~ 1454(in Chinese)
  - 8 Chen Q-Q(陈庆强), Sun Y-M(孙彦敏), Shen C-D(沈承德), et al. 2002. Quantitative study on organic matter turnover characteristics of mountainous soil profiles in the subtropical area, south China. *Sci Geogr Sin(地理科学)*, **22**(2):196 ~ 201(in Chinese)
  - 9 Hard J W, Sundquist ET, Stallard RF, et al. 1992. Dynamics of soil carbon during deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Science*, **258**:1921 ~ 1924
  - 10 Houghton RA, Davidson EA, Woodwell GM. 1998. Missing sinks, feedbacks, and understanding the role of terrestrial ecosystems in the global carbon balance. *Global Biogeochem Cycl*, **12**(1):25 ~ 34
  - 11 Jenny H. 1980. *The Soil Resource: Origin and Behavior*. New York: Springer-Verlag. 1 ~ 377
  - 12 Jobbagy EG, Jackson RB. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol Appl*, **10**:423 ~ 436
  - 13 Kuzyakov Y, Domanski G. 2000. Carbon input by plants into the soil: Review. *J Plant Nutr Soil Sci*, **163**:421 ~ 431
  - 14 Ren H(任海), Peng S-L(彭少麟), Liu H-X(刘鸿先), et al. 1998. Litterfall and its ecological effects at Xiaoliang tropical artificial mixed plantation. *Chin J Appl Ecol(应用生态学报)*, **9**(5):458 ~ 462(in Chinese)
  - 15 Rosenzweig C, Hillel D. 2000. Soils and global climate change: Challenges and opportunities. *Soil Sci*, **165**(1):47 ~ 56
  - 16 Schweizer M, Fear J, Cadish G. 1999. Isotopic ( $^{13}\text{C}$ ) fractionation during plant residue decomposition and its implications for soil organic matter studies. *Rapid Comm Mass Spectrom*, **13**(13):1284 ~ 1290
  - 17 Shen C-D(沈承德), Liu D-S(刘东生), Peng S-L(彭少麟), et al. 1999.  $^{14}\text{C}$  measurement of forest soils in Dinghushan Biosphere Reserve. *Chin Sci Bull(科学通报)*, **44**(3):251 ~ 256(in Chinese)
  - 18 Shen C-D(沈承德), Sun Y-M(孙彦敏), Yi W-X(易惟熙), et al. 2001. Carbon isotope tracers for the restoration of degenerated forest ecosystem. *Quat Sci(第四纪研究)*, **21**(5):452 ~ 460(in Chinese)
  - 19 Shen C-D(沈承德), Yi W-X(易惟熙), Sun Y-M(孙彦敏), et al. 2000.  $^{14}\text{C}$  apparent ages and  $^{13}\text{C}$  distribution of forest soils in Dinghushan Natural Reserve. *Quat Sci(第四纪研究)*, **20**(4):335 ~ 344(in Chinese)
  - 20 Sombroek WG, Nachtergaele FO, Hebel A. 1993. Amounts, dynamics and sequestering of carbon in tropical and subtropical soils. *AMBIO*, **22**:417 ~ 425
  - 21 Steffen W, Noble I, Canadell J, et al. 1998. The terrestrial carbon cycle: Implication for the Kyoto protocol. *Science*, **280**:1393 ~ 1394
  - 22 Trumbore SE, Chadwick OA, Amundson R. 1996. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. *Science*, **272**:393 ~ 396
  - 23 Tu M-Z(屠梦照). 1984. Litter production of evergreen broad-leaf forest in Dinghushan Biosphere Reserve. *Trop Subtrop For Ecosyst(热带亚热带森林生态系统研究)*, **2**:18 ~ 23(in Chinese)
  - 24 Wang S-L(汪思龙), Liao L-P(廖利平), Deng S-J(邓仕坚), et al. 2000. Mixing of *Cunninghamia lanceolata* with *Michelia macclurei* and restoration of self-sustaining mechanism in *G. lanceolata* plantation. *Chin J Appl Ecol(应用生态学报)*, **11**(1):33 ~ 36(in Chinese)
  - 25 Wang Y, Amundson R. 1996. Radiocarbon dating of soil organic matter. *Quat Res*, **45**:282 ~ 288
  - 26 Xing C-P(邢长平), Shen C-D(沈承德), Sun Y-M(孙彦敏), et al. 1998. Preliminary results of  $^{14}\text{C}$  ages of soil organic matter in Dinghushan subtropical forest soil. *Geochimica(地球化学)*, **27**(5):493 ~ 499(in Chinese)
  - 27 Zhang J-H(张俊华), Chang Q-R(常庆瑞), Jia K-L(贾科利), et al. 2003. Effect of plant restoration to soil fertility quality on Loess Plateau. *J Soil Water Cons(水土保持学报)*, **17**(4):38 ~ 41(in Chinese)
  - 28 Zhong J-H(钟继洪), Tan J(谭军), Guo Q-R(郭庆荣), et al. 1998. Comparative study on structure characteristics of hilly latored soils under different vegetation in south subtropics. *Chin J Appl Ecol(应用生态学报)*, **9**(4):359 ~ 364(in Chinese)
  - 29 Zhou H-C(周厚诚), Ren H(任海), Xiang Y-C(向言词), et al. 2001. The change of soil in the progress of vegetation restoration in Nan'ao Island, Guangdong. *Trop Geogr(热带地理)*, **21**(2):104 ~ 107(in Chinese)
  - 30 Zhou Y-D(周印东), Wu J-S(吴金水), Zhao S-W(赵世伟), et al. 2003. Change of soil organic matter and water holding ability during vegetation succession in Ziwuling region. *Acta Bot Boreal-Occident Sin(西北植物学报)*, **23**(6):895 ~ 900(in Chinese)

---

作者简介 陈庆强,男,1969年生,博士,副研究员。主要从事海洋沉积与生物地球化学方面的教学与研究,发表论文30余篇。Tel:021-62233758;E-mail:qqchen@sklec.ecnu.edu.cn

---