

南亚热带森林植被恢复演替序列的土壤有机碳氮矿化*

欧阳学军¹ 周国逸^{1, **} 魏识广^{1, 2} 黄忠良¹ 李炯¹ 张德强¹

(¹ 中国科学院华南植物园鼎湖山森林生态系统定位研究站, 广东肇庆 526070; ² 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要 采用室内培养的方法, 分析了南亚热带鼎湖山森林植被恢复演替序列不同阶段代表性森林—马尾松林、针阔叶混交林和季风常绿阔叶林土壤(0~10 cm) CO₂、CH₄ 排放/吸收和有机氮矿化的差异. 结果表明: 3种森林土壤培养52周的 CO₂-C 累积排放量分别为(30.66 ± 3.36)、(58.17 ± 7.25)和(59.31 ± 13.58) mg · kg⁻¹, 而其中的65.12%、64.41%和64.12%均在前9周被排放; 马尾松林土壤的 CO₂-C 累积排放量一直显著小于针阔叶混交林和季风常绿阔叶林; 用相符的二库动力学模型模拟的活性库和惰性库的碳矿化速率均呈递减趋势; 土壤培养52周吸收 CH₄ 的累积量、培养20周有机氮净矿化量和净硝化量均为马尾松林 < 针阔叶混交林 < 季风常绿阔叶林 ($P < 0.05$), 净矿化的有效氮以硝态氮为主. 说明森林植被类型的变化改变了土壤有机碳的分解速率, 这是其影响土壤有机碳含量的一种内在方式.

关键词 土壤有机碳 土壤有机氮 矿化 森林类型

文章编号 1001-9332(2007)08-1688-07 **中图分类号** Q948.113 **文献标识码** A

Soil organic carbon and nitrogen mineralization along a forest successional gradient in Southern China. OUYANG Xue-jun¹, ZHOU Guo-yi¹, WEI Shi-guang^{1, 2}, HUANG Zhong-liang¹, LI Jiong¹, ZHANG De-qiang¹ (¹Dinghushan Forest Ecosystem Research Station, South China Botanical Garden, Chinese Academy of Sciences, Zhaoqing 526070, Guangdong, China; ²Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China). -*Chin. J. Appl. Ecol.*, 2007, 18(8): 1688-1694.

Abstract: With incubation test, this paper studied the characteristics of organic C and N mineralization in 0-10 cm soil layer under three forest types, *i. e.*, pine (*Pinus massoniana*) forest (PMF), pine and broad-leaved mixed forest (PBMF) and monsoon evergreen broad-leaved forest (MEBF), which were in a successional series in Dinghushan Mountain of Southern China. The results showed that after incubation for 52 weeks, the cumulative emission of CO₂-C from PMF, PBMF and MEBF soil was 30.66 ± 3.36, 58.17 ± 7.25 and 59.31 ± 13.58 mg · kg⁻¹, respectively, and 64.12%, 64.41% and 65.12% of which were released in the first 9 weeks. The cumulative emission of CO₂-C was always significantly smaller from PMF soil than from PBMF and MEBF soils, and its change pattern over time fitted well with a two-pool kinetic model. The parameters based on the model implicated that the mineralization rates of soil labile and recalcitrant organic carbon tended to decrease with the forest type changing from PMF to PBMF and MEBF. The cumulative amount of CH₄ after 52 weeks incubation and the net production of available N and nitrate after 20 weeks incubation were significantly higher in MEBF soil than in PBMF soil, and also, in PBMF soil than in PMF soil. NO₃⁻-N was the dominant form in net available N production. The change in soil organic carbon mineralization rate caused by forest type change was an inherent way to affect soil organic carbon content.

Key words: soil organic C; soil organic N; mineralization; forest type.

* 国家自然科学基金资助项目(30470306, 30590381).

** 通讯作者. E-mail: gyzhou@scib.ac.cn

2006-08-07 收稿, 2007-05-04 接受.

1 引言

森林生态系统是陆地生态系统中最大的有机碳库, 而森林土壤又是森林生态系统中最大的碳库^[4,16]. 由外界引起的土壤有机碳分解相对微小的变化, 都会导致土壤层有机碳库绝对量的变化, 从而引起与大气之间交换量的巨大变化, 对全球碳循环和全球气候变化产生重大影响. 同时, 氮素矿化也是森林土壤中有机氮转化为植物可吸收的非有机氮必不可少的过程, 是森林生态系统氮素循环的重要组成部分. 因此, 森林土壤有机碳氮矿化被认为是调节生态系统营养循环和全球碳循环的重要过程^[7,11,21], 并一直受到研究者的关注.

森林植被的恢复演替是一个普遍存在的自然过程. 探讨森林植被恢复演替过程中植被类型与土壤有机碳氮矿化的耦合关系, 对于揭示土壤碳氮循环机制和群落演替过程中土壤肥力的演化规律, 准确估算区域森林植被对全球碳平衡的贡献, 有着非常重要的意义^[30]. 季风常绿阔叶林是地球上一个重要的地带性顶极森林类型, 主要分布在我国南亚热带地区. 此外, 该地区还包括了许多非地带性的森林类型, 如马尾松 (*Pinus massoniana*) 林, 其演替方向均为季风常绿阔叶林. 因此, 研究季风常绿阔叶林恢复演替序列中不同森林植被类型下土壤有机碳氮的矿化特征, 具有广泛的代表性. 本研究通过比较南亚热带森林恢复演替系列各阶段森林土壤有机碳氮矿化特征的变化, 旨在揭示植被类型与土壤有机碳氮库的动态变化关系, 为森林生态系统的可持续利用提供理论依据.

2 研究地区与研究方法

2.1 自然概况

本研究在鼎湖山国家级自然保护区 (23°09'21"—23°11'30" N, 112°30'39"—112°33'41" E) 内进行. 该地区具有强的季风性气候, 年均气温为 20.9 °C, 年平均相对湿度为 81.5%, 年平均降雨量为 1956 mm. 干、湿季明显, 4—9 月为雨季, 10 月至翌年 3 月为旱季. 最冷月 (1 月) 和最热月 (7 月) 的平均温度分别为 12.0 °C 和 28.1 °C^[10]. 土壤由不同颜色、硬度与质地的砂岩、砂页岩、页岩和石英砂岩发育而成, 主要土壤类型为赤红壤和红壤. 本文所研究的 3 种森林下的土壤均为赤红壤^[5]. 其基本的理化性质如表 1.

试验所用的土壤 (0~10 cm) 取自保护区内群落演替进程中不同阶段的 3 种森林^[15,23]. 1) 马尾松林 (简称松林): 林地海拔 50~200 m, 为 1960 年前人工种植的单种马尾松林, 以后在自然状况下发展, 马尾松是现有的唯一乔木层, 林下灌木丰富, 主要为桃金娘 (*Rhodomyrtus tomentosa*)、三叉苦 (*Evodialepta*) 等, 偶见荷木 (*Schima superba*) 等阔叶树种幼苗. 该森林群落处在南亚热带森林群落演替的初级阶段. 2) 针阔叶混交林 (简称混交林): 林地海拔 100~250 m, 由人工种植的马尾松群落被先锋阔叶树种入侵后自然发展演变而成, 是马尾松群落向季风常绿阔叶林演替发展的一个中间过渡类型. 针叶树为马尾松, 阔叶树种主要有荷木、锥栗 (*Castanopsis chinensis*)、红皮紫椴 (*Craibiodendron kwangtungense*) 和藜蒺 (*Castanopsis fissa*) 等. 针阔比例约 4:6.3) 季风常绿阔叶林 (简称季风林): 林地海拔 250~400 m, 是有着近 400 年保护历史的南亚热带地带性植被类型, 整个群落处于由阳性植物占优势的森林向中生性和耐阴性植物占优势的演替顶极群落类型演变的最后阶段^[15]. 群落终年常绿, 垂直结构复杂, 群

表 1 样地土壤 (0~10 cm) 的基本理化性质

Tab. 1 Soil physico-chemical characteristics used in incubation experiment

| 林型 Forest type | pH 值 (水提) pH value-water | pH 值 (KCl 提) pH value-KCl | 有机碳 Organic C (mg·g ⁻¹) | 全氮 Total N (mg·kg ⁻¹) | 全磷 Total P (mg·kg ⁻¹) | C/N | C/P | N/P |
|----------------------|--|--|--|--|---|---|-----------------------------|------------|
| I | 3.78 ± 0.09b | 3.17 ± 0.10a | 37.20 ± 7.27a | 858.93 ± 71.48a | 256.68 ± 22.73a | 43.5 ± 8.5a | 146.1 ± 31.6b | 3.4 ± 0.5b |
| II | 3.82 ± 0.02b | 3.14 ± 0.04a | 36.14 ± 3.78a | 809.09 ± 112.55a | 193.72 ± 19.36b | 45.4 ± 7.5a | 188.5 ± 28.7a | 4.2 ± 0.8a |
| III | 3.93 ± 0.07a | 3.19 ± 0.05a | 17.40 ± 2.89b | 537.27 ± 59.06b | 183.43 ± 21.53b | 32.7 ± 6.0b | 95.3 ± 14.8c | 3.0 ± 0.4b |
| 林型 Forest type | 有效磷 Available P (mg·kg ⁻¹) | 氨态氮 NH ₄ ⁺ -N (mg·kg ⁻¹) | 硝态氮 NO ₃ ⁻ -N (mg·kg ⁻¹) | 有效氮 Available N (mg·kg ⁻¹) | 交换性酸总量 Total exchangeable acidity (mmol H ⁺ ·kg ⁻¹) | 交换性铝 Exchangeable Al (mmol H ⁺ ·kg ⁻¹) | 含水率 Water content (%) | |
| I | 2.65 ± 1.05ab | 1.16 ± 0.34b | 13.58 ± 2.96a | 14.7 ± 2.88a | 294.24 ± 21.50a | 274.63 ± 18.88a | 23.29 ± 2.47a | |
| II | 1.86 ± 0.84b | 1.80 ± 0.29a | 7.08 ± 1.36b | 8.88 ± 1.42b | 258.71 ± 44.24a | 235.34 ± 35.77b | 22.38 ± 3.94a | |
| III | 3.56 ± 1.48a | 1.88 ± 0.34a | 4.59 ± 1.42c | 6.47 ± 1.37c | 148.39 ± 31.96b | 141.54 ± 28.38c | 8.33 ± 1.80b | |

I: 季风常绿阔叶林 Monsoon evergreen broad-leaved forest; II: 针阔叶混交林 Pine and broad-leaved mixed forest; III: 马尾松林 *P. massoniana* forest. 同一行内不同小写字母表示差异显著 ($P < 0.05$) The different small letters in the same row indicated significant difference at 0.05 level. 下同 The same below.

落优势树种主要有锥栗、荷木、厚壳桂 (*Cryptocarya chinensis*)、黄果厚壳桂 (*C. concinna*) 和鼎湖钓樟 (*Lindera chunii*) 等^[24]。

2.2 研究方法

2.2.1 土壤处理与培养 用直径 7 cm 的土钻以多点混合采集土样, 在每个林型不同土壤深度随机采集 9 个混合样作为重复。土壤样品采回后混合均匀, 挑出肉眼可见的石头和根, 并过 3 mm 筛。过筛的新鲜土壤分成 2 份, 一份用于测定土壤铵态氮、硝态氮和土壤培养, 另一份风干用于土壤 pH 值、有机碳和全氮等测定。

取新鲜土壤 60 g 放入塑料小烧杯中, 用蒸馏水调节其含水率约为其饱和持水量的 60%。将装土的小烧杯和一个装 10 ml 蒸馏水的小烧杯(使土壤含水量稳定)直接放入 1 200 ml 的 PVC 材料直筒瓶中, 密封后送入温度在 25 ℃ 左右的暗室培养。同时, 用 8 个直筒瓶作为空白, 瓶内放入装有 60 g 玻璃珠和 10 ml 蒸馏水的小烧杯各 1 个。分别在培养的第 1、2、4、6、9、12、15、20、28、36、42 和 52 周用医用注射器从直筒瓶边引出的塑料管中抽取气体, 以测定直筒瓶内 CO₂ 和 CH₄ 的浓度。每次抽取气体后打开瓶口塑料薄膜和暗室的门窗, 并用风扇吹风 2 h, 以使直筒瓶内的气体与外界完全交换。透气后, 密封并继续培养, 其过程同前。

土壤有机氮矿化测定的土壤用 500 ml 的大烧杯装一定数量新鲜土(换算为干土 350 g)进行培养。处理与小烧杯一致, 但培养时放在几个大箱内(每个箱中还有 3 个装蒸馏水的烧杯), 用薄膜稍微盖住灰尘而不密封。在培养的第 1 周、第 9 周和第 20 周取部分土壤, 测定土壤中的铵态氮和硝态氮含量, 第 4 周时, 取部分土壤测定土壤中的微生物碳含量, 并在一定时间内调节含水率。

2.2.2 分析方法 土壤性质的测定均按文献^[13]的方法进行, 铵态氮、硝态氮用 0.5 mol · L⁻¹ 硫酸钾提取, 用靛酚蓝比色法和镀铜镉还原-重氮化偶合比色法测定; pH 值用 1 mol · L⁻¹ 氯化钾浸提(水土比为 2.5:1)后用 pH 值计测定; 有机碳和全氮分别用重铬酸钾外加热氧化法和半微量开氏法测定, 每个样品测 2 次; 微生物碳含量用氯仿熏蒸法熏蒸 24 h, 用 0.5 mol · L⁻¹ 硫酸钾浸提, 用重铬酸钾-外加热氧化法测定。

用 HP4890D 气相色谱仪(Agilent 公司生产)测定直筒瓶中 CO₂ 和 CH₄ 浓度。CO₂ 和 CH₄ 检测器为氢焰离子化检测器(FID), 检测器和分离柱的温度

分别为 200 ℃ 和 55 ℃, 载气为高纯氮气, 流速为 30 ml · min⁻¹。取样后 24 h 内测定完毕。直筒瓶中气体的浓度减去空白直筒瓶中气体的浓度为培养期间 CO₂ 和 CH₄ 增加或减少的浓度(即释放或吸收该气体)。所有结果以 105 ℃ 恒量干土为基准。

2.3 统计分析

用 SPSS 11 软件进行相关分析和单因素方差(ANOVA)统计分析, 然后用 LSD 或 Games-Howell 多重检验法检验各处理间的差异显著性。用 Origin 7.0 软件完成土壤有机碳矿化动力学过程的模型拟合。

3 结果与分析

3.1 不同森林土壤有机碳的矿化

由图 1 可以看出, 在整个培养过程中, 季风林和混交林土壤的 CO₂-C 累积排放量均显著大于松林土壤($P < 0.05$), 而且季风林土壤的 CO₂-C 累积排放量略大于混交林土壤, 但它们之间不存在差异显著性。在培养 52 周后, 季风林、混交林和松林土壤的 CO₂-C 累积排放量分别达 (59.31 ± 13.58) mg · kg⁻¹、 (58.17 ± 7.25) mg · kg⁻¹ 和 (30.66 ± 3.36) mg · kg⁻¹。3 种森林土壤 CO₂-C 累积排放量的差异主要表现在前 15 周排放速率的差异上。前 15 周的培养中, 季风林和混交林土壤的 CO₂-C 排放速率几乎一直显著高于松林土壤, 而 15 周以后的 CO₂-C 排放速率则比较接近。

3 种森林土壤 CO₂-C 排放随培养时间的变化模式基本一致。在 1~4 周, 三者 CO₂-C 排放速率均快速减小, 第 4 周的平均速率约为第 1 周的 1/3; 而第 9 周到培养结束, 三者的排放速率均逐渐减小并趋于基本稳定; 第 52 周的排放速率约为最初的 5%。土壤有机碳矿化过程中 CO₂-C 累积排放量在培养的前 9 周均增加较快, 在 9 周之后增加较慢。到第 9 周结束时, 季风林、混交林和松林土壤的 CO₂-C 累积排放量分别占总排放量的 64.12%、64.41% 和 65.12%。

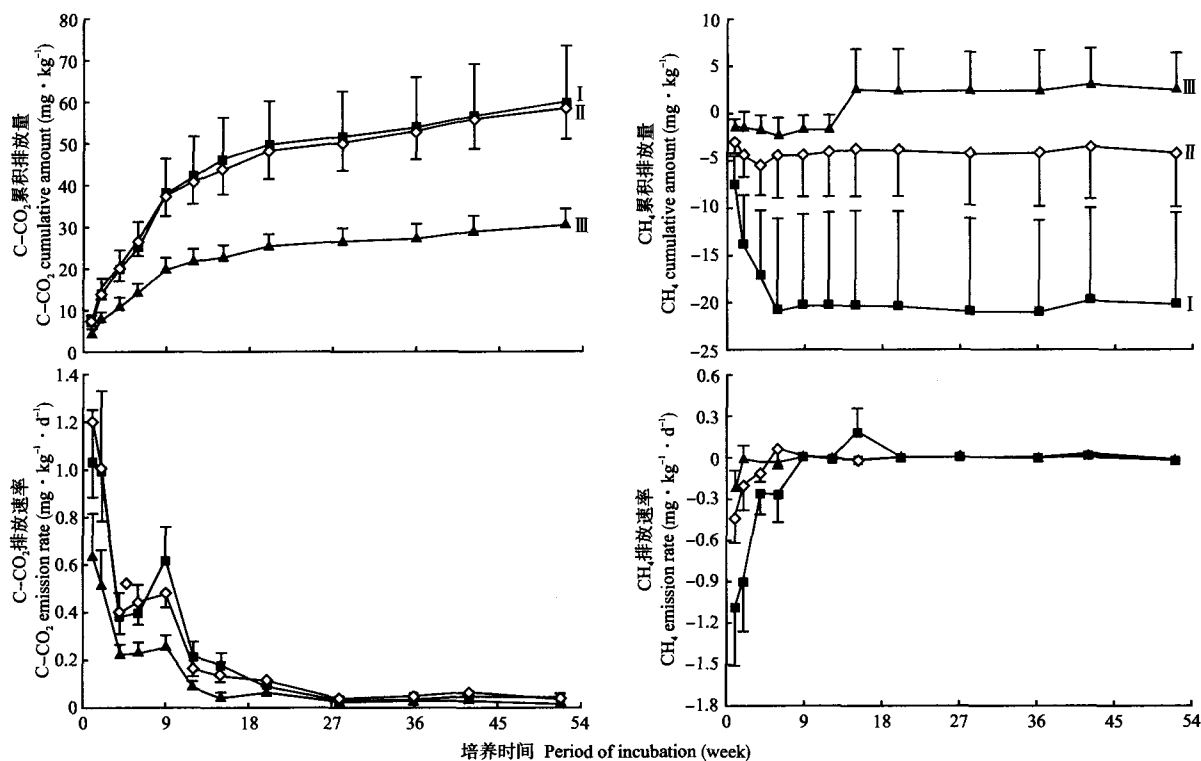
鼎湖山 3 种森林土壤培养过程中的 CO₂-C 排放符合二库动力学模型^[22]:

$$C_t = C_0(1 - e^{-kt}) + (T_c - C_0)(1 - e^{-ht}) \quad (1)$$

式中: C_t 表示在 t 时刻累积排放的碳量; C_0 和 k 表示潜在可矿化的碳库(活性碳库)大小和矿化速率; T_c 为土壤中的总碳含量; h 为难分解(惰性)碳库($T_c - C_0$)的分解速率。模拟结果(表 2)表明, 随着森林植被类型由松林向季风林转变, 土壤中潜在的可矿化碳库增加, 而活性碳库和难分解碳库的矿化

表 2 土壤 CO₂-C 累积排放量和矿化动力学模型模拟参数Tab. 2 Estimated kinetic parameters for cumulative CO₂ emission and C mineralization in soils (mean ± SD, n = 9)

| 林型 Forest type | C ₀ (mg · kg ⁻¹) | k (mg · kg ⁻¹ · d ⁻¹) (× 10 ⁻⁶ mg · kg ⁻¹ · d ⁻¹) | h (× 10 ⁻⁶ mg · kg ⁻¹ · d ⁻¹) | R ² | (T _c - C ₀) / T _c (%) |
|-------------------|--|---|--|----------------|--|
| I | 48.56 ± 9.47 | 0.0199 ± 0.003 | 0.71 ± 0.16 | 0.990 ± 0.002 | 99.869 ± 0.013 |
| II | 42.39 ± 5.41 | 0.0250 ± 0.003 | 1.21 ± 0.26 | 0.993 ± 0.004 | 99.882 ± 0.012 |
| III | 22.72 ± 2.41 | 0.0249 ± 0.003 | 1.24 ± 0.20 | 0.992 ± 0.004 | 99.867 ± 0.022 |

图 1 鼎湖山森林土壤培养过程中 CO₂-C、CH₄ 累积排放量和排放速率Fig. 1 Cumulative amount and emission rates of CO₂-C and CH₄ released from soils (mean ± SD, n = 9).

I: 季风常绿阔叶林 Monsoon evergreen broad-leaved forest; II: 针阔叶混交林 Pine and broad-leaved mixed forest; III: 马尾松林 *Pinus massoniana* forest. 下同 The same below.

速率则呈递减趋势. 这说明森林植被类型的变化导致土壤碳库的质和量发生很大的变化.

由图 1 可以看出, 在整个培养过程中, 季风林土壤的 CH₄ 累积排放量一直显著小于混交林土壤, 而混交林土壤显著小于松林土壤 ($P < 0.05$). 经过 52 周的培养, 季风林、混交林和松林土壤的 CH₄ 累积排放量分别达到 $(-20.20 \pm 9.74) \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ (负值表示吸收)、 $(-4.31 \pm 5.58) \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $(2.31 \pm 3.99) \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$. 而在第 6 周时, 3 种森林土壤的 CH₄ 累积吸收量均达到最大值. 从中可以看出, 3 种森林土壤 CH₄ 累积排放量的差异主要是前 6 周排放速率的差异造成的. 在前 6 周, 吸收 CH₄ 的速率表现为季风林 > 混交林 > 松林, 三者间均呈显著差异, 并且土壤吸收 CH₄ 持续时间也以季风林最长, 松林最短. 这说明森林植被类型的变化导致土壤吸

收 CH₄ 的能力发生很大变化.

土壤有机碳的转化主要通过土壤微生物的活动来实现. 对培养 4 周的土壤进行微生物生物量测定发现, 土壤微生物生物量大小随着森林植被类型的变化而变化, 与土壤 CO₂ 的排放规律一致. 其中, 季风林含量最高, 松林最少, 而且季风林和混交林土壤与松林土壤之间存在统计上的差异 (图 2).

3.2 不同森林土壤有机氮的矿化

在 20 周的培养过程中, 随培养时间的增加, 季风林、混交林和松林土壤有效氮 (铵态氮 + 硝态氮) 净矿化累积量分别达到 $(100.62 \pm 15.11) \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 $(75.76 \pm 16.71) \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $(38.75 \pm 11.63) \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 干土, 约占各自土壤全氮量的 11.80%、9.39% 和 7.27%. 其中, 季风林土壤 20 周有效氮净矿化累积量显著高于混交林和松林, 而混交林与松林之间也存在显著性差异 (表 3). 季风林和混交林

表 3 鼎湖山森林土壤氮净矿化累积量

Tab. 3 Available N, NH_4^+ -N and NO_3^- -N net production in test soils (mean \pm SD)

| 林型 Forest type | 培养时间 Period of incubation (week) | 有效氮 Available N | | NH_4^+ -N | | | NO_3^- -N | | |
|----------------------|---|--|------------------|--|------------------|------------|--|------------------|------------|
| | | NP ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$) | PTN (%) | NP ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$) | PTN (%) | PNP (%) | NP ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$) | PTN (%) | PNP (%) |
| I | 1 | 8.71 \pm 2.30 | 1.01 \pm 0.25 | 0.02 \pm 0.29 | 0.00 \pm 0.03 | 0.19 | 8.69 \pm 2.38 | 1.01 \pm 0.26 | 99.81 |
| | 9 | 24.80 \pm 8.57 | 2.90 \pm 1.01 | 0.30 \pm 0.37 | 0.04 \pm 0.04 | 1.22 | 24.50 \pm 8.39 | 2.87 \pm 0.99 | 98.78 |
| | 20 | 100.6 \pm 15.1 | 11.80 \pm 2.10 | -0.22 \pm 0.72 | -0.03 \pm 0.08 | -0.22 | 100.84 \pm 14.6 | 11.83 \pm 2.08 | 100.22 |
| II | 1 | 9.24 \pm 3.41 | 1.20 \pm 0.57 | 0.35 \pm 0.72 | 0.04 \pm 0.09 | 3.82 | 8.89 \pm 3.65 | 1.16 \pm 0.60 | 96.18 |
| | 9 | 24.53 \pm 5.28 | 3.01 \pm 0.41 | 1.01 \pm 0.82 | 0.12 \pm 0.10 | 4.11 | 23.52 \pm 5.12 | 2.89 \pm 0.42 | 95.89 |
| | 20 | 75.76 \pm 16.2 | 9.39 \pm 1.68 | -0.79 \pm 0.67 | -0.10 \pm 0.09 | -1.04 | 76.46 \pm 16.87 | 9.48 \pm 1.70 | 101.04 |
| III | 1 | 2.42 \pm 1.38 | 0.44 \pm 0.24 | 1.05 \pm 1.05 | 0.20 \pm 0.19 | 43.45 | 1.37 \pm 1.31 | 0.25 \pm 0.23 | 56.55 |
| | 9 | 11.27 \pm 1.33 | 2.11 \pm 0.27 | 1.52 \pm 1.38 | 0.27 \pm 0.25 | 13.49 | 9.75 \pm 1.35 | 1.84 \pm 0.38 | 86.51 |
| | 20 | 38.75 \pm 11.6 | 7.27 \pm 2.17 | -0.84 \pm 0.66 | -0.16 \pm 0.14 | -2.16 | 39.58 \pm 11.86 | 7.34 \pm 2.25 | 102.16 |

NP:净矿化量 Net production; PTN:净矿化量占土壤全氮比例 Percent of net production in soil total N; PNP:净矿化量占净矿化有效氮比例 Percent of net production in available N net production.

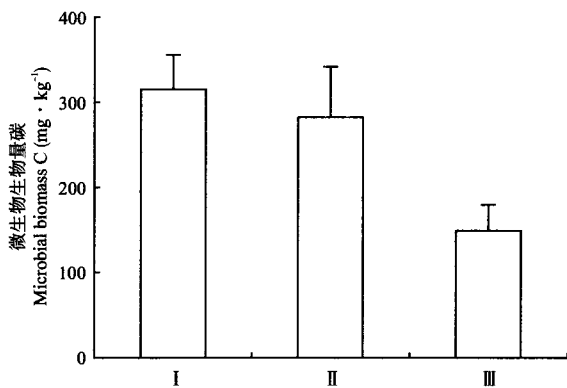


图 2 鼎湖山森林土壤培养第 4 周时的微生物碳含量

Fig. 2 Soil microbial biomass C content in test soils after 4 weeks incubation (mean \pm SD, $n = 9$).

土壤在第 1 周和第 9 周的有效氮净矿化累积量均显著高于马尾松林,但季风林和混交林之间并不存在显著性差异.这说明随森林植被类型由松林向季风林转变,土壤可矿化有机氮量显著增加,土壤氮矿化潜力增强.

在培养过程中,3 种森林土壤硝态氮净矿化累积量均随培养时间的增加而增加,而铵态氮的净矿化累积量则随培养时间的增加先增加(前 9 周)后减少(表 3).这说明在培养的前 9 周,土壤有机氮转化为铵态氮的矿化作用比铵态氮转化为硝态氮的硝化作用强烈,而在第 9 周至第 20 周则相反.随着森林植被类型由松林向季风林转变,前 9 周土壤净矿化的有效氮中铵态氮的构成比例减少,硝态氮的比例增加(表 3),说明土壤的硝化作用呈增强趋势.

4 讨 论

4.1 森林类型与有机碳转化的关系

森林土壤中的有机碳、氮主要来自地表森林枯

枝落叶层的分解补充和累积.由于不同类型森林植被枯枝落叶数量和化学组成的差异,最终形成不同质和量的土壤有机质,导致林下土壤有机碳氮矿化特征各异.而不同森林类型的植物正是通过直接控制其本身物质的口味(palatability)和间接调节生物物质进入土壤的途径,影响土壤有机碳的积累和周转^[17].本试验所采用的土壤来自树种组成明显不同的 3 种森林类型(松林树种单一;混交林除了部分松树外,阔叶树种占较大比例种;季风林则由多种阔叶树种组成),且其凋落物输入量也呈显著增加趋势^[28],因而其土壤性质也有很大差异(表 1).在森林植被类型由松林转变为季风林的过程中,土壤有机碳矿化排放 CO_2 -C 量和有机氮净矿化量均呈显著增加趋势,与土壤的有机碳、全氮含量及其碳氮比的变化趋势一致.高的土壤碳氮含量维持高的土壤微生物生物量^[27](图 3),是土壤有机碳氮矿化过程中排放高的原因.

在森林植被类型由松林向季风林转变的过程中,土壤有机碳的含量以及土壤活性碳库和惰性碳库均逐渐增大.尽管 3 种林型的活性碳库和惰性碳库占土壤有机碳的比重差别较小,但其两碳库的矿化速率却呈递减趋势(表 2).短期周转的碳库增大,表明植被类型变化导致碳素的转化量越来越大,供给森林生长的碳素和其他营养也越来越多;随着矿化速率的降低,其供给持续的时间更长,有利于森林生态系统的维持和发展.同时,惰性碳库量的增加及其矿化速率的降低,表明在森林植被类型变化过程中,生态系统有机碳的积累方式是积累更多、更稳定的有机碳到土壤中.这也从土壤有机碳矿化的动力学角度上找到森林植被类型由松林向季风林变化过程中,土壤有机碳含量增加的内在方式是通过抑制

碳的分解来增加土壤有机碳的含量. 在造林实践中, 通过种植含固氮树种的混交林抑制土壤中的“老”碳分解来增加土壤有机碳的含量^[8], 支持了上述解释.

在本试验中, 土壤 52 周培养排放的 CO₂-C 总量最大为 59.31 mg · kg⁻¹, 远小于其他土壤培养矿化排放的碳量^[19,25]. 究其原因, 除了有机碳含量的差异外, 可能与培养的方法不同有关. 在整个培养过程中, 除了换气的 2 h 外, 土壤均处于密封状态, 极大地减小了土壤 CO₂-C 的排放. 而 Bridgham 等^[1]研究表明, 在密封和开放状态下培养所排放的 CO₂-C 相差达 10 倍. 因此, 本试验中得到的 CO₂-C 排放速率以及通过模型模拟得到的活性碳库偏小. 土壤对 CH₄ 的吸收或排放是碳转化的一部分, 但是其转化量比 CO₂ 排放量要少得多. 在美国北方湿地, 30 °C 条件下培养 59 周, 土壤排放的 CH₄ 量只占已矿化碳量的 0.5% ~ 12.1%^[1]. 在芬兰的西部草地, CH₄ 的年吸收量占 CO₂ 排放量的 13%^[14]. 在我国长白山阔叶红松林, 该比值仅为 0.008%^[26]. 本试验中, 季风林土壤吸收 CH₄ 的量在 3 种林型中最多, 其 52 周的吸收量也只占土壤排放碳量的 9.29%, 而松林和混交林土壤则更小. 但由于 CH₄ 在增温效应上是 CO₂ 的 25 倍^[2], 因此, 研究 CH₄ 在土壤中的转化已成为土壤有机碳分解研究中的重要内容.

土壤转化 CH₄ 和产生 CO₂ 的过程明显受不同的微生物功能群落的支配. 土壤氧化 CH₄ 主要由硝化细菌和 CH₄ 氧化菌来完成, 而产生 CO₂ 的微生物包含了多种代谢途径的群落. 因此, 土壤微生物群落结构的改变对土壤 CO₂ 排放的影响很小^[18]. 本试验中, 森林植被类型从松林向季风林转变, 土壤吸收 CH₄ 的数量和速率增加, 与土壤中碳氮含量的增加相一致. 高的土壤碳氮含量维持高的土壤微生物生物量, 使土壤更快、更多地吸收 CH₄. 试验发现, 混交林土壤有机碳、全氮含量和碳氮比与季风林比较接近, 导致其土壤 CO₂ 排放数量和速率也与季风林土壤接近, 与松林差异较大; 而混交林土壤吸收 CH₄ 的量和速率则与松林接近, 与季风林差异较大. 这说明混交林土壤中氧化 CH₄ 的微生物群落数量更接近松林, 与季风林差异较大. 尽管混交林土壤有机碳和全氮含量接近季风林土壤, 但其有机碳氮在质量上与季风林相差较远.

4.2 森林类型与有机氮的矿化

本试验选取的森林土壤具强酸性 (pH < 4.0), 土壤中的有效氮以硝态氮为主 (表 1), 培养过程中

土壤有机氮的净矿化也以硝化作用为主; 在森林植被类型由松林向季风林转变的过程中, 土壤的有机氮矿化和硝化作用呈增强的趋势. 这与 Li 等^[12] 研究结果相一致, 而与酸性森林土壤的硝化作用水平很低^[9] 或者没有硝化作用^[20] 的认识不同, 也不支持崔晓阳等^[3] 酸性、弱酸性的原始森林土壤为森林植物提供了以 NH₄⁺ 占优势的氮营养生境的观点.

本试验表明, 南亚热带森林植被类型在由松林向季风林转变的过程中, 土壤硝化作用增强. 这可能暗示着森林生态系统在植被恢复过程中某种自我保护机制的演化. 因为硝态氮不易被土壤胶体吸附, 过多的硝态氮很容易流失; 土壤的硝化过程及其反硝化过程都能把一部分氮以气态的形式 (如 N₂O、NO) 脱离土壤. 这些都能减少过多土壤氮存留对植物生长的潜在胁迫. 面对氮沉降日益增多的压力^[6,29], 森林土壤硝化作用的这种变化可能更有利于森林的成长发育.

参考文献

- [1] Bridgham SD, Updegraff K, Pastor J. 1998. Carbon, nitrogen and phosphorus mineralization in northern wetlands. *Ecology*, **78**(5): 1545-1561
- [2] Bush MB. 2003. *Ecology of a Changing Planet*. 3rd Ed. Beijing: Tsinghua University Press.
- [3] Cui X-Y (崔晓阳), Song J-F (宋金凤). 2005. Soil NH₄⁺/NO₃⁻ nitrogen characteristics in primary forests and the adaptability of some coniferous species. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), **25**(11): 3082-3092 (in Chinese)
- [4] Eswaran H, van den Berg E, Reich P. 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of America Journal*, **57**: 192-194
- [5] He J-H (何金海), Chen Z-Q (陈兆其), Liang Y-E (梁永奕). 1982. The soils of Dinghushan biosphere reserve. *Tropical and Subtropical Forest Ecosystem* (热带亚热带森林生态系统研究), **1**: 25-37 (in Chinese)
- [6] Huang Z-L (黄忠良), Ding M-M (丁明懋), Zhang Z-P (张祝平), et al. 1994. The hydrological processes and nitrogen dynamics in a monsoon evergreen broad-leaved forest of Dinghushan. *Acta Phytocologica Sinica* (植物生态学报), **18**(2): 194-199 (in Chinese)
- [7] Johnson DW. 1995. Role of carbon in the cycling of other nutrients in forested ecosystems// McFee WW, Kelly JM, eds. *Carbon Forms and Functions in Forest Soils*. Soil Science Society of America, Madison, WI: 299-328
- [8] Kaye JP, Resh SC, Kaye MW, et al. 2000. Nutrient and carbon dynamics in a replacement series of *Eucalyptus* and *Albizia* trees. *Ecology*, **81**(12): 3267-3273
- [9] Keeney DR. 1980. Prediction of soil nitrogen availability

- ty in forest ecosystems: A literature review. *Forest Science*, **26**: 159-171
- [10] Kong GH, Liang C, Wu HM, et al. 1993. Dinghushan Biosphere Reserve, Ecological Research History and Perspective. Beijing: Science Press: 1-25
- [11] Lal R. 2001. Soils and the greenhouse effect. *Soil Science Society of America*, **57**(special): 1-8
- [12] Li ZA, Peng SL, Rae DJ, et al. 2001. Litter decomposition and nitrogen mineralization of soils in subtropical plantation forests of southern China, with special attention to comparisons between legumes and non-legumes. *Plant and Soil*, **229**: 105-116
- [13] Liu G-S (刘光崧). 1996. Soil Physical and Chemical Analysis and Description of Soil Profiles. Beijing: China Standards Press: 123-167 (in Chinese)
- [14] Maljanen M, Komulainen VM, Hytönen J, et al. 2004. Carbon dioxide, nitrous oxide and methane dynamics in boreal organic agricultural soils with different soil characteristics. *Soil Biology & Biochemistry*, **36**: 1801-1808
- [15] Peng S-L (彭少麟). 1996. Forest Community Dynamics in South Subtropics. Beijing: Science Press: 57-71 (in Chinese)
- [16] Post WM, Emanuel WR, Zinke PJ, et al. 1982. Soils carbon pools and world life zones. *Nature*, **298**: 156-159
- [17] Quideau SA, Chadwick OA, Trumbore SE, et al. 2001. Vegetation control on soil organic matter dynamics. *Organic Geochemistry*, **32**: 247-252
- [18] Schimel DS, Gullledge J. 1998. Microbial community structure and global trace gases. *Global Change Biology*, **4**: 745-758
- [19] Shao Y-H (邵月红), Pan J-J (潘剑君), Sun B (孙波). 2005. Study on characteristics of soil organic carbon decompositions and carbon pool under different vegetations. *Journal of Soil and Water Conservation* (水土保持学报), **19**(3): 24-28 (in Chinese)
- [20] Theobald WF and Smith WH. 1974. Nitrate production in two forest soils and nitrate reduction in pine. *Soil Science Society of America Proceedings*, **38**: 668-672
- [21] Tiessen HE, Cuevas E, Chacon P. 1994. The role of soil organic matter in sustaining soil fertility. *Nature*, **371**: 783-785
- [22] Updegraff K, Pastor J, Bridgham SD, et al. 1995. Environmental and substrate controls over carbon and nitrogen mineralization in northern wetlands. *Ecological Applications*, **5**: 151-163
- [23] Wang B-S (王伯荪) and Ma M-J (马曼杰). 1982. The successions of the forest community in Dinghushan. *Tropical and Subtropical Forest Ecosystem* (热带亚热带森林生态系统研究), **1**: 142-156 (in Chinese)
- [24] Wang Z-H (王铸豪), He D-Q (何道泉), Song S-D (宋绍敦), et al. 1982. The vegetation of Dinghushan biosphere reserve. *Tropical and Subtropical Forest Ecosystem* (热带亚热带森林生态系统研究), **1**: 77-144 (in Chinese)
- [25] Wu J-G (吴建国), Zhang X-Q (张小全), Xu D-Y (徐德应). 2004. The mineralization of soil organic carbon under different land uses in the Liupan mountain forest zone. *Acta Phytoecologica Sinica* (植物生态学报), **28**(4): 530-538 (in Chinese)
- [26] Xiao DM, Wang M, Wang YS, et al. 2004. Fluxes of soil carbon dioxide, nitrous oxide and firedamp in broad-leaved/Korean pine forest. *Journal of Forestry Research*, **15**(2): 107-112
- [27] Yi Z-G (易志刚), Yi W-M (蚁伟民), Zhou L-X (周丽霞), et al. 2005. Soil microbial biomass of the main forests in Dinghushan Biosphere Reserve. *Ecology and Environment* (生态环境), **14**(5): 727-729 (in Chinese)
- [28] Zhang D-Q (张德强), Ye W-H (叶万辉), Yu Q-F (余清发), et al. 2000. The litter-fall of representative forests of successional series in Dinghushan. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), **20**(6): 37-42 (in Chinese)
- [29] Zhou G-Y (周国逸), Yan J-H (闫俊华). 2001. The influences of regional atmospheric precipitation characteristics and its element inputs on the existence and development of Dinghushan forest ecosystems. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), **21**(12): 2001-2012 (in Chinese)
- [30] Zhou G-Y (周国逸), Zhou C-Y (周存宇), Liu Shuguang, et al. 2005. Belowground carbon balance and carbon accumulation rate in the successional series of monsoon evergreen broad-leaved forest. *Science in China* (Series D) (中国科学·D辑), **35**(6): 502-510 (in Chinese)

作者简介 欧阳学军,男,1973年生,博士,助理研究员。主要从事生态系统生态学、物质循环对全球变化的响应研究,发表论文10篇。E-mail: ouyxj@scib.ac.cn

责任编辑 李凤琴
