

# 黔中非农业土壤 CH<sub>4</sub> 的地-气交换及其影响因素

刘芳<sup>1,2</sup>, 刘丛强<sup>1\*</sup>, 王仕禄<sup>1</sup>, 吕迎春<sup>3</sup>

(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. 百色学院化学与生命科学系, 广西 百色 533000; 3. 中国科学院烟台海岸带可持续发展研究所, 山东 烟台 264003)

**摘要:**利用密闭箱-气相色谱法在2006~2007年对黔中地区退耕荒地、灌丛、马尾松林和阔叶林土壤甲烷的交换通量进行原位观测。结果表明:亚热带喀斯特非农业土壤是大气CH<sub>4</sub>的一个吸收汇,相同植被条件下,淋溶石灰土吸收的CH<sub>4</sub>高于黄壤,而不同植被条件下土壤CH<sub>4</sub>的交换通量则因土壤类型的不同而有差异。土壤CH<sub>4</sub>交换通量的季节变化总体趋势表现为两个吸收峰,主要的吸收峰在温度较低的12月至次年2月,另一个较弱的吸收峰在7月至9月。统计分析表明,当温度<10℃时,土壤温度是影响土壤CH<sub>4</sub>吸收的主要控制因素;温度>10℃时,0~5cm的土壤水分成为控制土壤CH<sub>4</sub>吸收的主要因素。

**关键词:**CH<sub>4</sub>吸收;季节变化;不同植被类型;影响因素

**中图分类号:**X511 **文献标识码:**A **文章编号:**1672-9250(2009)02-0147-06

大气中的甲烷是仅次于CO<sub>2</sub>的温室气体,对全球变暖的贡献为20%,是当今全球环境问题的重要研究对象。全球好气土壤所消耗的大气CH<sub>4</sub>量约为30 Tg·a<sup>-1</sup>,占总汇的6%左右,虽然吸收总量相对较小,但如果没有土壤CH<sub>4</sub>汇的存在,大气中CH<sub>4</sub>浓度的增量将为目前实际增量的1.5倍<sup>[1]</sup>。因此,好气土壤对CH<sub>4</sub>的氧化过程对调节大气CH<sub>4</sub>的总量具有重要意义。自从Harriss等<sup>[2]</sup>在美国弗尼吉亚一片森林覆盖的泥炭沼泽沉积物中发现土壤氧化CH<sub>4</sub>后,人们开始广泛地展开对好气土壤CH<sub>4</sub>汇的研究。我国目前对自然土壤氧化CH<sub>4</sub>的研究并不多,且涉及的地域范围也非常有限,主要集中在一些地区的森林生态系统<sup>[3-5]</sup>以及内蒙古草原生态系统<sup>[6]</sup>,而对于亚热带喀斯特地区土壤CH<sub>4</sub>源汇的研究仍未展开。本研究以黔中喀斯特地区非农业土壤为对象,主要的研究目的是监测不同土壤类型和不同植被条件下土壤CH<sub>4</sub>地-气交换通量及其变化规律以及分析气候因子对土壤CH<sub>4</sub>通量季节变化的影响。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

研究区地处贵州中部,年平均气温15.3℃,全年雨量充沛,平均降水多在1000 mm以上,冬季不降雪或降雪很少。采样点分别位于贵阳市区的森林公园,市郊的花溪区、乌当区和清镇。花溪、乌当分别位于贵阳市西南部和西北部,区域内植被条件好;位于贵阳市西部的清镇属于典型的喀斯特生态环境条件<sup>[7]</sup>,区域不同程度的石漠化面积约占总面积的25%。在各个采样点区域内,又按植被类型分别设立2~3个观测点,各观测点植被类型与土壤理化性质见表1。森林公园观测点分别位于马尾松林(*Pinus massoniana*)和油茶林(*Camellia oleifera*)内,其中油茶林林冠稠密,枯枝落叶层较厚;乌当样点荒草地观测点已退耕3年,基岩裸露20%,草本主要以三叶草(*Leguminosae*)为主;灌丛观测点退耕8年,区域内植被覆盖度好,灌木、草本、蕨类稠密,灌木最高达200cm以上;马尾松林观测点为人工种植松脂经济林,林冠较稠密,下层草本、蕨类植物混生。

收稿日期:2008-12-15;改回日期:2009-04-05

基金项目:国家重点基础研究发展计划(973)项目(2006CB403200)

第一作者简介:刘芳(1980—),女,博士,主要研究方向为土壤温室气体地-气交换的地球化学,E-mail:liu\_fang@mails.gucas.ac.cn

\*通讯作者:刘丛强,E-mail:liucongqiang@vip.skleg.cn

花溪样点荒草地观测点退耕3年以上,以三叶草为主;灌丛观测点基岩裸露约为40%,土壤厚度小于30 cm,以火棘和檵木(*Loropetalum chinense*)最为优势,在较平的梯级平地上开垦为旱田;马尾松林观测点土壤发育母岩为第四纪红色粘土,土壤呈砖红色,土质粘重。清镇灌丛观测点植被覆盖度差,岩石裸露70%以上,土被不连续,土层浅薄,一般小于30 cm,区域内植被物种较单一,优势物种为花椒(*Zanthoxylum bungeanum*)、异遗鼠栗(*Rhamnus heterophylla*)和悬钩子蔷薇(*Rosa rubus*);阔叶林观测点为喀斯特常绿阔叶林,林内草本、蕨类、灌木、乔木共生,植被物种丰富,土层深厚,土壤发育不完全,夹杂砾石较多。

表1 各观测点土壤理化性质

Table 1. Physical and chemical properties of soils in the observation sites

采样点	植被类型	土壤类型	有机质 (%)	有机氮 (%)	pH	土壤质地
花溪	退耕荒草地	淋溶石灰土	2.85	0.235	7.3	面砂土
	灌丛	淋溶石灰土	3.49	0.364	6.3	砂粉土
	马尾松林	黄壤	1.92	0.165	4.0	粘土
乌当	退耕荒草地	黄壤	2.27	0.221	5.5	砂粉土
	灌丛	黄壤	3.72	0.369	5.0	砂粉土
	马尾松林	黄壤	1.65	0.123	4.0	砂粉土
清镇	灌丛	淋溶石灰土	4.42	0.369	6.3	粉土
	阔叶林	淋溶石灰土	5.60	0.609	7.9	砂粉土
森林公园	马尾松林	黄壤	2.60	0.241	4.0	粘土
	阔叶林	黄壤	2.33	0.206	4.7	粉壤土

## 1.2 CH<sub>4</sub> 的采集和测定

利用密闭箱-气相色谱法对土壤的CH<sub>4</sub> 通量进行测定。2006年6月至2007年5月每月12~15日分别对各观测点土壤CH<sub>4</sub> 进行野外采集,采样时间为上午9:00~11:00。每次采样使用20 cm × 20 cm × 50 cm的三个箱子平行进行,分别在罩箱后的3、6、9、12、15 min采集气体样品贮存至预先抽成高真空(1.0 pa)的30 ml胶塞玻璃气瓶内,同时记录箱内气体温度。样品带回实验室后一周内使用惠普6890气相色谱仪测定,使用长3 m、内径2 mm的80/100目Porapak Q填充柱、火焰原子检测器(FID)分离检测CH<sub>4</sub>,分离柱和检测器的温度分别为50和250,载气为高纯N<sub>2</sub>,流速20 ml · min<sup>-1</sup>。根据箱内CH<sub>4</sub> 浓度随时间的变化速率线性回归计算土壤CH<sub>4</sub> 的释放通量<sup>[8]</sup>。

## 1.3 土壤理化性质和环境因子的测定

采用电位法测定土壤pH(H<sub>2</sub>O),水土比为

5:1。利用0.1 mol · L<sup>-1</sup>的HCl溶液浸泡24 h去除土壤碳酸盐后在PE2400型元素分析仪上测定土壤有机质、氮含量。每次采集气体样品同时用温度计测定气温、地表温度和5 cm、10 cm深处地温,并采集0~5和5~10 cm层土壤带回实验室用烘干法测定土壤含水量。

## 2 结果与分析

### 2.1 土壤CH<sub>4</sub> 的交换通量

各观测点土壤CH<sub>4</sub> 的年均交换通量如表2,黔中非农业土壤为大气CH<sub>4</sub> 的汇,平均吸收速率为0.085 mgC · m<sup>-2</sup> · h<sup>-1</sup>。各观测点中以花溪退耕荒草地土壤对CH<sub>4</sub> 的吸收量最大,为0.134 ± 0.145 mgC · m<sup>-2</sup> · h<sup>-1</sup>,森林公园阔叶林地土壤CH<sub>4</sub> 的吸收量最小,为0.012 ± 0.110 mgC · m<sup>-2</sup> · h<sup>-1</sup>。从全年通量变化的幅度看,各观测点CH<sub>4</sub> 通量波动很大,以清镇观测点最小,而森林公园阔叶林CH<sub>4</sub> 交换通量波动最大。

表2 各观测点土壤CH<sub>4</sub> 年均交换通量、通量范围、标准偏差和变异系数(n=12)Table 2. Ranges and averages of CH<sub>4</sub> fluxes, flux ranges, standard deviations and coefficients of variation (n=12)

采样点	植被类型 (土壤类型)	平均值 ± 标准偏差 (mgC · m <sup>-2</sup> · h <sup>-1</sup> )	通量范围 (mgC · m <sup>-2</sup> · h <sup>-1</sup> )	变异系数 (%)
花溪	退耕荒草地(淋溶石灰土)	-0.134 ± 0.145	-0.415 ~ 0.081	108.9
	灌丛(淋溶石灰土)	-0.083 ± 0.111	-0.348 ~ 0.081	134.5
	马尾松(黄壤)	-0.102 ± 0.216	-0.535 ~ 0.210	210.6
乌当	退耕荒草地(黄壤)	-0.074 ± 0.187	-0.557 ~ 0.092	249.8
	灌丛(黄壤)	-0.040 ± 0.135	-0.249 ~ 0.318	337.0
	马尾松(黄壤)	-0.101 ± 0.182	-0.647 ~ 0.038	180.1
清镇	灌丛(淋溶石灰土)	-0.092 ± 0.083	-0.206 ~ 0.061	90.6
	阔叶林(淋溶石灰土)	-0.118 ± 0.125	-0.370 ~ 0.079	106.4
森林公园	马尾松林(黄壤)	-0.084 ± 0.138	-0.500 ~ 0.039	164.7
	阔叶林(黄壤)	-0.012 ± 0.110	-0.149 ~ 0.236	901.8

### 2.2 土壤CH<sub>4</sub> 交换通量的季节变化

图1为黔中非农业土壤CH<sub>4</sub> 交换通量的季节变化规律。各观测点在个别月份都出现了土壤对大气CH<sub>4</sub> 的释放,但从全年范围来看,各采样点均为CH<sub>4</sub> 的汇。总体上,土壤CH<sub>4</sub> 交换通量的季节变化特征表现为两个吸收峰,主要的吸收峰在温度较低的12月至2月,这个峰在所有采样点都有出现,特别是在平均温度只有4.5℃的1月,大部分观测点土壤对CH<sub>4</sub> 的吸收达到全年最大值,而乌当灌丛和森林公园阔叶林地则出现了强烈的CH<sub>4</sub> 释放峰,

释放量分别为  $0.236 \text{ mgC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$  和  $0.318 \text{ mgC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 。另一个吸收峰出现在温度最高的 7 月至 9 月, 主要是在花溪退耕草地、乌当灌丛、

清镇灌丛、阔叶林观测点出现, 这个吸收峰相对于冬季则较弱。在雨水较为充足的 6、10 月和次年的 4、5 月, 土壤 CH<sub>4</sub> 的吸收量低。

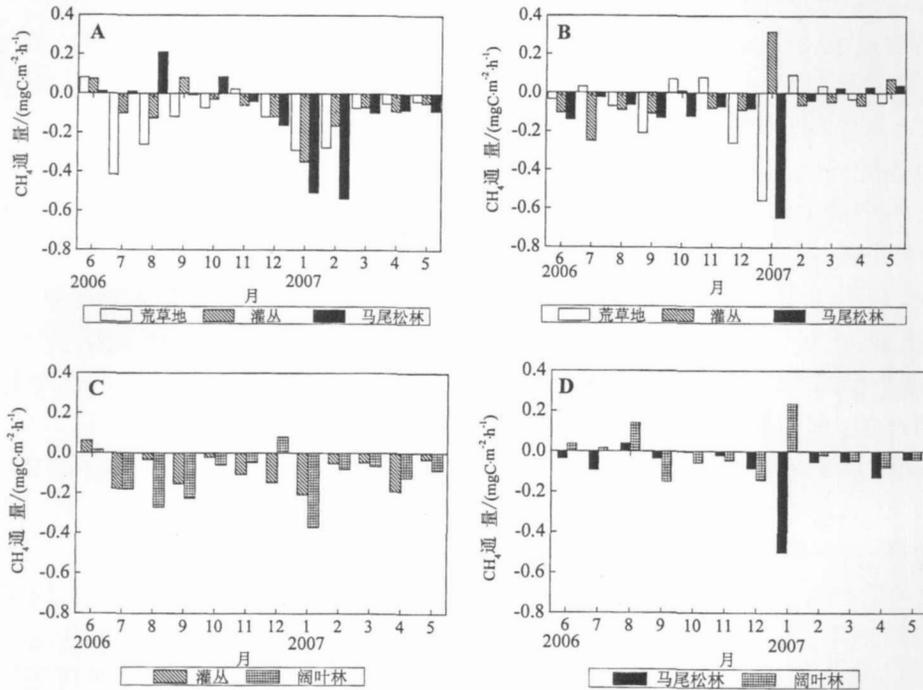


图 1 土壤 CH<sub>4</sub> 交换通量和气温的季节变化规律(A)花溪, (B)乌当, (C)清镇, (D)森林公园

Fig. 1 Seasonal variability of CH<sub>4</sub> fluxes from soils and air temperature

(A) Hua Xi ; (B) Wu Dang ; (C) Qing Zhen ; (D) forest park

### 3 讨论

#### 3.1 不同植被条件下土壤 CH<sub>4</sub> 的吸收

不同土地利用方式和植被条件对甲烷吸收有很大影响<sup>[9]</sup>, 植物吸收大量养分可将 CH<sub>4</sub> 氧化菌从 NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 等底物的有害影响中部分解救出来<sup>[10]</sup>。本研究中不同植被条件下的同类型土壤, 对 CH<sub>4</sub> 的汇强不同(图 2): 对于黄壤, 土壤对 CH<sub>4</sub> 的吸收量为马尾松林 > 退耕荒草地 > 灌丛 > 阔叶林; 对于淋溶石灰土, 土壤 CH<sub>4</sub> 的吸收则为退耕荒草地 > 阔叶林 > 灌丛。

对热带和温带地区不同土地利用方式下土壤 CH<sub>4</sub> 交换通量的研究表明, 林地和草地土壤开垦后, 由于土壤 CH<sub>4</sub> 氧化菌的活性降低, 对甲烷的吸收能力明显减弱<sup>[11, 12]</sup>, 且土壤 CH<sub>4</sub> 氧化菌的氧化活性, 需要至少两百年或是更长的时间才能恢复<sup>[13]</sup>。本研究中无论是黄壤还是淋溶石灰土, 退耕荒草地对 CH<sub>4</sub> 吸收量明显高于灌丛和阔叶林地, 说明对于喀斯特地区, 退耕后的土壤对 CH<sub>4</sub> 的氧化能力恢复得较快。不同类型的森林土壤对 CH<sub>4</sub> 的氧化能力也不同。马尾松林土壤对 CH<sub>4</sub> 的氧化能力最强, 高于荒草地和灌丛, 而阔叶林土壤对 CH<sub>4</sub> 的氧化能力则较低, 这与莫江明等<sup>[4]</sup>对鼎湖山亚热带森林系统的研究结论相符。董云社等<sup>[14]</sup>对一些温带森林的研究结果表明, 去掉枯枝落叶和腐殖质后, 土壤对 CH<sub>4</sub> 的吸收量增加了 17%。由于土壤对甲烷的吸收发生在矿质层而非有机层, 阔叶林土壤丰厚的枯枝落叶层成为阻碍大气中 CH<sub>4</sub> 向土壤扩散的屏障, 同时降低土壤中 CH<sub>4</sub> 氧化菌的活性, 导致土壤 CH<sub>4</sub> 氧化能力的降低<sup>[15]</sup>。与黄壤情况不同, 淋溶石灰土

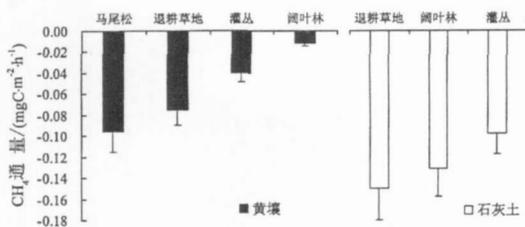


图 2 黔中土壤 CH<sub>4</sub> 年均交换通量

Fig. 2 Fluxes of CH<sub>4</sub> from soils in central Guizhou

中阔叶林地土壤对甲烷的吸收高于灌丛土壤,可见喀斯特石漠化地区,土壤退化使得土壤对  $\text{CH}_4$  的氧化能力降低。

### 3.2 不同类型土壤 $\text{CH}_4$ 的吸收

黄壤和淋溶石灰土是黔中地区分布最广的两种土壤类型,二者在质地、pH 和有机质含量等理化性质上差异较大。相同植被条件下,淋溶石灰土对  $\text{CH}_4$  的氧化能力明显高于黄壤(图 2)。一方面,土壤氧化  $\text{CH}_4$  的适宜 pH 较宽,从强酸到弱碱性的土壤都能氧化大气中的  $\text{CH}_4$ <sup>[15]</sup>。虽然酸性土壤中  $\text{CH}_4$  氧化菌的活性较高<sup>[16]</sup>,但同时也促进土壤有机质表层的形成,成为大气  $\text{CH}_4$  向土壤扩散的屏障<sup>[11,17]</sup>。另一方面,土壤中的营养盐(K 和 Ca 等)可通过提高土壤中甲烷氧化菌的活性来增强土壤对大气  $\text{CH}_4$  的氧化能力<sup>[17]</sup>,黄壤在长期的酸化过程中钾、钙、镁等元素大量流失,对大气  $\text{CH}_4$  的氧化能力低于石灰土。

### 3.3 气候对土壤 $\text{CH}_4$ 吸收通量季节变化的影响

土壤  $\text{CH}_4$  的吸收通量在冬季和春初最高,各观测点都出现明显的  $\text{CH}_4$  吸收峰;在夏末秋初,部分观测点出现较弱的吸收峰,而其他季节土壤对  $\text{CH}_4$  的氧化能力都较低(图 1),这与 Steinkamp 等<sup>[19]</sup>的研究结果土壤不同,后者发现土壤对  $\text{CH}_4$  的氧化能力在夏季高于冬季。相关性分析结果表明(图 3):在亚热带喀斯特地区,当温度  $< 10$  时,土壤  $\text{CH}_4$  吸收通量只与温度显著反相关,说明冬季土壤出现  $\text{CH}_4$  的吸收峰主要受到土壤温度的影响,甲烷氧化菌在低温条件下对温度的变化具有很好的适应性。由于各观测点地温具有相同的季节变化特征( $r = 0.704 \sim 0.992, p < 0.05, n = 12$ ),所以第一个主要的土壤  $\text{CH}_4$  吸收峰在大部分观测点都有出现;当温度  $> 10$  时,土壤  $\text{CH}_4$  吸收通量只与 0~5 cm 土壤

水分显著相关,土壤水分是导致观测点土壤甲烷第二个吸收峰(7月~9月)出现的主要影响因素。不同观测点由于植被条件和土壤理化性质的差异,对降雨的响应程度不同,导致第二个  $\text{CH}_4$  吸收峰只在部分观测点出现。

Castro 等<sup>[20]</sup>报道在  $-5 \sim 10$  时,土壤温度与土壤  $\text{CH}_4$  的吸收显著正相关,而在  $10 \sim 20$  时二者间没有相关性。Steinkamp 等<sup>[19]</sup>也认为温度成为控制土壤  $\text{CH}_4$  氧化主要因素的临界值接近  $10$ 。土壤对  $\text{CH}_4$  的氧化能力,在土壤温度  $< 10$  时只与温度显著正相关,土壤温度  $> 10$  时则只与土壤水分显著反相关。对于喀斯特地区,观测结果显示温度控制土壤  $\text{CH}_4$  吸收的范围与前两者相同,但二者表现为显著负相关,这与前者的研究结果相反,导致原因仍需在今后进一步研究。

土壤水分状况既影响基质扩散和渗透压,又影响  $\text{CH}_4$  氧化菌本身的活性,维持土壤中  $\text{CH}_4$  氧化菌的活性需要适当的水分<sup>[21,22]</sup>。当土壤温度  $> 10$ ,土壤甲烷的吸收量与温度的相关性不显著,而只与 0~5 cm 土壤水分显著相关,说明土壤水分作用的增强,屏蔽了土壤温度的效应<sup>[23]</sup>,成为影响土壤中  $\text{CH}_4$  氧化的主要因素。根据拟合的关系式来看,当土壤水分  $< 20\%$  时,土壤只表现为大气  $\text{CH}_4$  的吸收汇,土壤湿度为  $18\%$  时出现  $\text{CH}_4$  氧化速率最大值;土壤水分  $> 20\%$  时,土壤对甲烷的氧化能力降低,部分观测点还出现对大气  $\text{CH}_4$  的释放。研究区域位于副热带东亚大陆的季风区,全年降雨较为频繁,个别月份连续的降雨导致某些观测点甚至短期内处于渍水状态,不仅  $\text{CH}_4$  和  $\text{O}_2$  向土壤的扩散受到阻碍,形成的局部厌氧区域还可以促进  $\text{CH}_4$  的产生,形成短期排放。

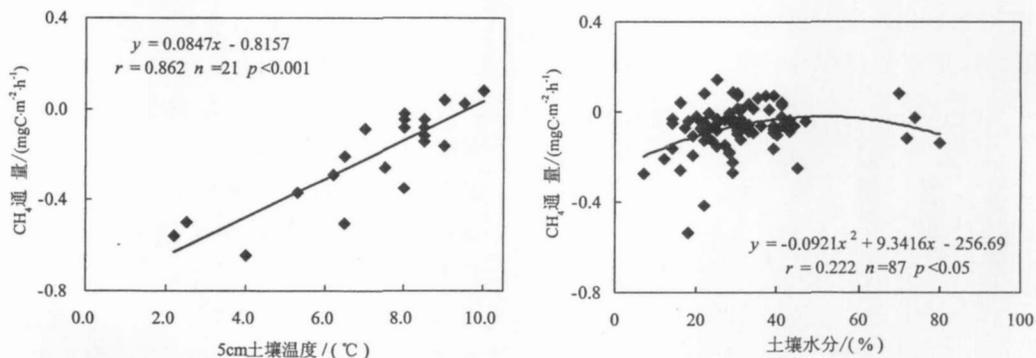


图 3 土壤  $\text{CH}_4$  通量与 5cm 土壤温度和 0~5cm 土壤水分(温度  $> 10$ )的关系性分析

Fig. 3 The relations between fluxes of  $\text{CH}_4$  and 5-cm soil temperature, soil moisture from 0 to 5cm (temperature  $> 10$ )

虽然本研究中土壤温度和水分对 CH<sub>4</sub> 地-气交换通量的控制临界值与 Steinkamp 等<sup>[19]</sup>对德国西部山林的研究结果一致,但二者影响效应的差异是导致土壤 CH<sub>4</sub> 地-气交换通量季节变化不同的原因。另外,喀斯特地区各个观测点在个别月份都出现土壤 CH<sub>4</sub> 的释放,乌当灌丛和森林公园阔叶林地在1月则出现了强烈的 CH<sub>4</sub> 释放峰,说明喀斯特地区特殊的气候条件使得土壤中产 CH<sub>4</sub> 细菌也较为活跃。

## 4 结论

(1) 观测点在个别月份出现土壤向大气释放 CH<sub>4</sub>,但从全年范围来看,各采样点均为大气 CH<sub>4</sub> 的汇。植被条件和土壤类型影响土壤对大气 CH<sub>4</sub>

的吸收。不同植被条件下,黄壤对 CH<sub>4</sub> 的吸收速率为马尾松林 > 退耕荒地 > 灌丛 > 阔叶林,石灰土则为退耕荒地 > 阔叶林 > 灌丛。相同植被条件下的不同类型土壤,石灰土对大气 CH<sub>4</sub> 的吸收速率大于黄壤。

(2) 土壤对大气 CH<sub>4</sub> 的吸收全年总体表现为两个吸收峰,主要吸收峰在12月至次年1月,另一个相对较弱的吸收峰在7~9月。气候条件对土壤 CH<sub>4</sub> 吸收通量的季节变化具有明显影响。当土壤温度 < 10 时,温度是影响土壤 CH<sub>4</sub> 吸收的主要控制因素,低温条件有利于土壤吸收大气 CH<sub>4</sub>,土壤水分也有部分影响;而当土壤温度 > 10 时,土壤水分作用的增强,屏蔽了温度的效应成为主要控制因素。

## 参 考 文 献

- [1] Mosier A, Schimel D, Valentine D, *et al.* Methane and nitrous oxide fluxes in native, fertilized and cultivated grasslands [J]. *Nature*, 1991, 350: 330 - 332.
- [2] Harriss R C, Sebacher D J, Day F P. Methane flux in the Great Dismal Swamp [J]. *Nature*, 1982, 297: 673 - 674.
- [3] 肖冬梅,王淼,姬兰柱,等. 长白山阔叶红松林土壤氧化亚氮和甲烷的通量研究 [J]. *应用生态学报*, 2004, 15 (10): 1855 - 1859.
- [4] 莫江明,方运霆,徐国良,等. 鼎湖山苗圃和主要森林土壤 CO<sub>2</sub> 排放和 CH<sub>4</sub> 吸收对模拟 N 沉降的短期响应 [J]. *生态学报*, 2005, 25 (4): 683 - 690.
- [5] 齐玉春,罗辑. 贡嘎山地暗针叶林带森林土壤温室气体 N<sub>2</sub>O 和 CH<sub>4</sub> 排放研究 [J]. 2002, 32 (11): 934 - 941.
- [6] 杜睿,陈冠雄,吕达仁. 内蒙古草原生态系统 - 大气间 N<sub>2</sub>O 和 CH<sub>4</sub> 排放通量研究的初步结果 [J]. *气候与环境研究*, 1997, 2 (3): 264 - 272.
- [7] 梅再美,熊康宁. 喀斯特地区水土流失动态特征及生态效益评价 [J]. *中国岩溶*, 2003, 22 (2): 136 - 143.
- [8] 徐文彬. 箱技术测量土壤痕量气体释放通量中的误差因素 - 以 N<sub>2</sub>O 为例 [J]. *地质地球化学*, 1999, 27 (3): 111 - 117.
- [9] Willison T W, Webster C P, Goulding K W T, *et al.* Methane oxidation in temperate soils of land use and the chemical form of nitrogen fertilizer [J]. *Chemosphere*, 1995, 30 (3): 539 - 546.
- [10] H üsch B W. . Methane oxidation in non-flooded soils as affected by crop production-invited paper [J]. *European Journal of Agronomy*, 2001, 14: 237 - 260.
- [11] Smith, K A, Dobbie, K E, Ball B C. Oxidation of atmospheric methane in Northern European soils, comparison with other ecosystems, and uncertainties in the global terrestrial sink [J]. *Global Change Biology*, 2000, 6: 791 - 803.
- [12] Dobbie K E, Smith K A, Priem é A, *et al.* Effect of land use on the rate of methane uptake by surface soils in Northern Europe [J]. *Atmospheric Environment*, 1996, 30: 1005 - 1011.
- [13] Prieme A, Sitaula J I B, Klemedtsson S K, *et al.* Extraction of methane-oxidizing bacteria from soil particles [J]. *FEMS Microbiology Ecology*, 1996, 21: 59 - 68.
- [14] 董云社,彭公炳,李俊. 温带森林土壤排放 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>O、CH<sub>4</sub> 时空特征 [J]. *地理学报*, 1996, 51: 121 - 128.
- [15] Saari A, Rinnan R, Martikainen P J. Methane oxidation in boreal forest soils: kinetics and sensitivity to pH and ammonium [J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 2004, 36: 1037 - 1046.
- [16] Sitaula B K, Bakken L R, Abrahamsen G. CH<sub>4</sub> uptake by temperate forest soil effect of N input and soil acidification [J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 1995, 27: 871 - 880.
- [17] Brumme R, orken W. Site variation in methane oxidation as affected by atmospheric deposition and type of temperate forest ecosystem [J]. *Global Biogeochem. Cycles*, 1999, 13 (2): 493 - 501.
- [18] Saari A, Martikainen P J, Ferm A, *et al.* Methane oxidation in soil profiles of dutch and finnish coniferous forests

- with different soil texture and atmospheric nitrogen deposition[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 1997, 29:1625 - 1632.
- [19] Steinkamp R, Butterbach B K, Papen H, *et al.* Methane oxidation by soils of an N limited and N fertilized spruce forest in the Blanck Forest[J]. *Germany Soil Biochemistry*, 2001, 33:145 - 153.
- [20] Castro M S, Steudler PA, Melillo JM, *et al.* Factors controlling atmospheric methane consumption by temperate forest soils[J]. *Global Biogeochem. Cycles*, 1995, 9:1 - 10.
- [21] Billings S A, Richter D D, Yarie J. Sensitivity of soil methane fluxes to reduced precipitation in boreal forest soils[J]. *Soil Biochem*, 2000, 32:1431 - 1441.
- [22] Nesbit S P, Breitenbeck G A. A laboratory study of factors influencing methane uptake by soils[J]. *Agri Ecos Environ*, 1992, 41:39 - 54.
- [23] Crill P M, Martikainen P J, Nykanen H, *et al.* Temperature and N fertilization effects on methane oxidation in a drained Peatland soils[J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 1994, 26:1331 - 339.

## Fluxes of CH<sub>4</sub> from Non-Agricultural Soils in Central Guizhou Province and Their Affecting Factors

LIU Fang<sup>1,2</sup>, LIU Cong-qiang<sup>1</sup>, WANG Shi-lu<sup>1</sup>, LÜ Ying-chun<sup>3</sup>

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. Department of Chemistry and Life Science, Baise University, Baise 533000, China; 3. Yantai Institute of Coastal Zone Research for Sustainable Development, CAS, Yantai 264003, China)

**Abstract**: Fluxes of CH<sub>4</sub> from de-farming grasslands, bushes, pinus massoniana forests and hardwood forests which are located at central Guizhou were measured in si-tu using static closed chamber technique between 2006 and 2007. The results indicated that subtropical karst non-agricultural soils were the important sinks of atmospheric CH<sub>4</sub>. Under the same vegetation, CH<sub>4</sub> fluxes from lime alfisol were larger than those from yellow soil. However, the fluxes of CH<sub>4</sub> from soils under different vegetations varied with soil type. The general tendency of seasonal changes of CH<sub>4</sub> fluxes showed two absorption bands, one from December to January and the other from July to September. The results of statistic analysis showed that soil temperature was the primary factor affecting CH<sub>4</sub> fluxes from soils below 10 cm, while soil moisture from 0 to 5 cm became the primary driving factor above 10 cm.

**Key words**: methane oxidation; seasonal variability; different vegetations; affecting factor