

海南海莲红树林土壤 CH_4 的产生 及其某些影响因素*

卢昌义 叶 勇 林 鹏

(厦门大学教育部海洋生态环境开放研究实验室, 厦门 361005)

黄玉山 谭凤仪

(香港城市大学生物与化学系, 香港九龙达之路)

关键词 海莲红树林 土壤 CH_4 的产生 影响因素

1 引言

全球 CH_4 预算的估算表明, 湿地是大气 CH_4 最大的生物排放源^[1]. 旨在估算全球大气 CH_4 湿地源强的工作大多集中在内陆淡水环境, 因为在此环境的 CH_4 通量较大^[2]. 国外对海岸盐沼的 CH_4 排放也有一些报道, 发现其通量变化范围较大, 并进而研究了温度、土壤湿度、盐度以及土壤有机碳含量等因素对 CH_4 排放的影响^[3].

与以盐沼为主要沼泽湿地类型的温带海岸不同, 热带亚热带海岸沼泽湿地主要是红树林湿地. 国外一些零星的研究报道表明, 红树林湿地 CH_4 通量比其他湿地类型一般要低 2~4 个数量级^[4]. 但红树林在全球有相当大面积, 是自然湿地重要的方面, 其 CH_4 排放的研究是估算自然湿地 CH_4 产生不可缺少的部分.

2 材料与amp;方法

2.1 研究地点和土样采集

海莲 (*Bruguiera sexangula*) 红树林实验样地位于海南岛东寨港红树林保护区 (19°51'N, 110°24'E) 内的长宁河河口海岸, 处于中高潮带, 林带宽约 120 m, 林龄 60 a, 林冠高 6~10 m, 立木密度 32 株/100 m², 立木平均胸径 9.5 cm, 表土 (0~10 cm) 平均盐度 14.8. 按林带宽将林地平均划分为外、中、内 3 个滩面. 用 ϕ 5 cm 的 PVC 管在各滩面中段各钻取一个 40 cm 深的

本文于 1997-05-13 收到, 修改稿于 1997-08-04 收到.

* 国家自然科学基金资助项目 (编号 49676298), 并得到香港科技大学资助.

第一作者简介: 卢昌义, 男, 51 岁, 教授, 从事海洋环境、海洋高等植物生态学研究.

土柱, 并将土柱分成 0~10、10~20、20~30、30~40 cm 4 段.

2.2 CH₄ 产生量时空变化研究的土样培养

在 1996 年 5 月 22 日、8 月 25 日、11 月 20 日和 1997 年 2 月 26 日 (分别代表春季、夏季、秋季和冬季) 分别用 4 根 $\phi 1.2$ cm、长 10 cm 的空心玻璃管从各深度的土柱钻取土壤子样品, 使空心玻璃管内土壤约占管体积的一半. 用纯 N₂ 冲刷管内土样 1 min, 使管内形成完全厌氧的条件后迅速用橡皮塞塞住管的两端, 培养 24 h 后用 1 cm³ 玻璃注射器抽取管内空气样 1 cm³ 于气相色谱仪上分析其 CH₄ 浓度. 培养结束后将培养管于 105 °C 烘干至恒重, 以测定土样干重.

2.3 CH₄ 产生率影响因素的室内控制培养

于 1996 年 5 月 22 日取中滩 20~30 cm 层土样每管约 5 g (相当于干重) 于 40 cm³ 试管内培养, 进行单因子控制试验.

2.3.1 盐度控制

每管加 5 cm³ 由蒸馏水与 NaCl 配制而成的培养液 (培养液盐度分别为 0、15、25、35), 每个浓度梯度设置 3 个重复. 加液后即用玻璃针筒抽管内空气 1 cm³, 用橡皮塞塞住试管口, 在室温下培养 24 h 后再抽管内空气 1 cm³ 至气相色谱仪上分析 CH₄ 浓度. 培养结束后试管于 105 °C 烘干至恒重, 以测定各土样干重.

2.3.2 SO₄²⁻ 控制

培养液由蒸馏水与 K₂SO₄ 配制而成, SO₄²⁻ 浓度分别为 0、4、8、12 mmol/dm³. 其余处理如 2.3.1.

2.3.3 温度控制

装有土样的试管加入 5 cm³ 长宁河河口红树林的潮沟水 (盐度约 20), 在恒温箱中分别在温度 20 °C、30 °C、40 °C、50 °C 条件下培养 24 h. 其余处理如 2.3.1.

2.4 气样分析和结果计算

2.4.1 气样分析

气样抽取后, 立即用配 FID 检测器和 GDX-502 柱的 Varian 3400 气相色谱仪分析 CH₄ 浓度. 色谱条件为: 载气 N₂ 流速为 30 cm³/min, 检测室温度为 150 °C, 柱温为 50 °C. 以浓度为 1.90×10^{-6} 的 CH₄ 标准气体的峰高为标准确定气样 CH₄ 浓度, 出峰时间为 0.65 min.

2.4.2 结果计算

培养土样的 CH₄ 产生率 Pr [ng/(g·d)] 由下式计算

$$Pr = \frac{V}{m} \rho \frac{\Delta C}{\Delta t}, \quad (1)$$

其中, V 为培养管内空气体积 (cm³); m 为培养土样干重 (g); ρ 为培养温度和大气压下 CH₄ 密度 (ng/cm³); ΔC 为培养前后气样 CH₄ 浓度变化量 ($\times 10^{-6}$), Δt 为培养时间 (d).

各土层 CH₄ 生产量 P [mg/(m²·d)] 由下式计算

$$P = 0.1 D Pr \cdot 10^{-6}, \quad (2)$$

式中, 0.1 为土层厚度 (m); D 为该土层土壤容重 (g/m³); Pr 为该土层 CH₄ 产生率 ng/(g·d); 10^{-6} 为 ng 与 mg 的转化量 (mg/ng). 并以 0~10、10~20、20~30、30~40 cm 土层的产生量的整合值计算各滩面的 CH₄ 产生量.

3 结果

3.1 土壤 CH₄产生量

海莲林土壤 CH₄产生量的结果列于表1。0~40 cm 土壤 CH₄产生量的滩面变化从大至小顺序为中滩、外滩、内滩,其值分别为2.721、2.467、1.141 mg/(m²·d) (4个季度的平均值); 季节变化从大至小顺序为秋季、冬季、夏季、春季,其值分别为4.854、2.783、0.420、0.377 mg/(m²·d) (3个滩面的平均值)。4季3个滩面0~40 cm 土壤的平均 CH₄产生量为2.110mg/(m²·d)。

表 1 海莲红树林土壤 CH₄产生量的滩面变化和季节变化

滩面	深度间隔 (cm)	CH ₄ 产生量 [mg/(m ² ·d)]				
		春季	夏季	秋季	冬季	季度平均
外 滩	0~10	0.084	0.068	0.122	0.282	0.139
	10~20	0.141	0.089	1.140	1.285	0.664
	20~30	0.094	0.102	0.207	2.064	0.617
	30~40	0.094	0.119	3.269	0.706	1.047
	0~40	0.413	0.378	4.738	4.337	2.467
中 滩	0~10	0.093	0.119	0.394	1.144	0.438
	10~20	0.076	0.087	1.346	2.089	0.900
	20~30	0.114	0.093	2.712	0.126	0.761
	30~40	0.080	0.109	2.149	0.149	0.622
	0~40	0.363	0.408	6.601	3.508	2.721
内 滩	0~10	0.102	0.118	1.515	0.143	0.470
	10~20	0.099	0.128	0.156	0.131	0.129
	20~30	0.071	0.099	0.785	0.121	0.269
	30~40	0.084	0.130	0.767	0.110	0.273
	0~40	0.356	0.475	3.223	0.505	1.141
滩面平均	0~40	0.377	0.420	4.854	2.783	2.110

3.2 盐度、SO₄²⁻和温度对土壤 CH₄产生率的影响

3.2.1 盐度的影响

对同一土层(20~30 cm)土壤的盐度梯度培养结果表明(见表2),随着盐度的提高,土壤 CH₄产生率减小,但盐度从0增至15时的产生率减小量仅为0.91 ng/(g·d),分别为盐度从15增至25时的 CH₄产生率减小量4.34 ng/(g·d)和盐度从25增至35时的 CH₄产生率减小量2.64 ng/(g·d)的21%和34%。由此可见,在较低盐度(0~15)范围内的土壤 CH₄产生率比较高盐度范围内的土壤 CH₄产生率对盐度的敏感性小。

3.2.2 SO₄²⁻的影响

由土壤的 SO₄²⁻浓度梯度培养结果看(见表3),随着 SO₄²⁻浓度的提高,土壤 CH₄产生率减小,但 SO₄²⁻浓度从8 mmol/dm³增至12 mmol/dm³时的产生率减小量仅为0.17 ng/(g·d),分

表 2 盐度对海莲红树林土壤 (20~30 cm 深) CH₄ 产生率的效应

处理盐度	培养土壤干重 (g)	培养管内空气体积 (cm ³)	培养1 d 后 CH ₄ 浓度增量 (×10 ⁻⁶)	产生率 [ng/ (g·d)]
0	4.76 (0.30)*	29.5 (0.0)	2.742 (0.165)	10.45 (2.35)
15	5.95 (2.25)	30.0 (2.1)	3.084 (0.497)	9.54 (0.23)
25	4.55 (0.57)	28.4 (0.1)	1.179 (0.504)	5.20 (0.81)
35	4.78 (0.10)	31.9 (0.1)	0.594 (0.684)	2.56 (2.94)

* 3个培养管的平均值 (标准误差).

表 3 SO₄²⁻ 对海莲红树林土壤 (20~30 cm 深) CH₄ 产生率的效应

处理 SO ₄ ²⁻ 浓度 (mmol/dm ³)	培养土壤干重 (g)	培养管内空气体积 (cm ³)	培养1 d 后 CH ₄ 浓度增量 (×10 ⁻⁶)	产生率 [ng/ (g·d)]
0	4.76 (0.30)*	29.5 (0.0)	2.742 (0.165)	10.45 (2.35)
4	4.88 (0.23)	30.3 (0.0)	1.953 (0.192)	7.84 (0.40)
8	4.77 (0.12)	30.0 (0.0)	0.582 (0.089)	2.39 (0.36)
12	4.99 (0.02)	30.0 (0.0)	0.569 (0.278)	2.22 (1.07)

* 3个培养管的平均值 (标准误差).

别为从0 mmol/dm³增至4 mmol/dm³时的 CH₄ 产生率减小量2.61 ng/ (g·d) 和从4 mmol/dm³增至8 mmol/dm³时的 CH₄ 产生率减小量5.45 ng/ (g·d) 的7%和3%. 由此可见, SO₄²⁻ 浓度在8~12 mmol/dm³范围内的土壤 CH₄ 产生率比在0~8 mmol/dm³范围内的土壤 CH₄ 产生率对 SO₄²⁻ 的敏感性小.

3.2.3 温度的影响

由土壤的温度梯度培养结果看(表4), 在20~50℃的范围内, 随着温度的提高, 土壤 CH₄ 产生率增加, 且从40℃增至50℃时土壤 CH₄ 产生率的增加量最高150.12 ng/ (g·d), 分别为从20℃增至30℃时土壤 CH₄ 产生率增加量1.30 ng/ (g·d) 以及从30℃增至40℃时土壤 CH₄ 产生率增加量0.84 ng/ (g·d) 的115倍和179倍. 由此可见, 在40~50℃的温度范围内的土壤 CH₄ 产生率比在20~40℃的温度范围内的土壤 CH₄ 产生率对温度的响应更敏感.

表 4 温度对海莲红树林土壤 (20~30 cm 深) CH₄ 产生率的效应

温度 (℃)	培养土壤干重 (g)	培养管内空气体积 (cm ³)	培养1 d 后 CH ₄ 浓度增量 (×10 ⁻⁶)	产生率 [ng/ (g·h)]
20	4.79 (0.06)*	30.0 (0.0)	0.235 (0.098)	2.88 (1.17)
30	4.79 (0.04)	30.0 (0.0)	0.339 (0.181)	4.18 (2.26)
40	5.05 (0.13)	30.0 (0.0)	0.433 (0.212)	5.02 (2.34)
50	5.14 (0.74)	30.0 (0.0)	12.762 (2.480)	155.14 (21.33)

* 3个培养管的平均值 (标准误差).

4 讨论

4.1 土壤 CH_4 产生量

CH_4 产生量的现场研究尚无统一的规范^[5]。采用本文方法,在分析其结果时应注意到,这些产生量为 CH_4 产生的潜在量。之所以采用“潜在”这一术语,是因为这些产生量是在实验室厌氧条件下测定的。野外环境中的实际产生量可能要小,因为海莲红树林在低潮时表层土壤直接接触大气 O_2 ,高潮时林地表层土壤则接触好氧水柱,抑制了产 CH_4 菌的活性,可能导致产生量的降低,而实际的和潜在的产生量的差别与 O_2 渗透深度有关。然而,即便是潜在产生率,仍然是研究土壤 CH_4 产生的一个较好的指标,因为我们曾在长达 4 d 的培养时间内观察到 CH_4 产生率是相对稳定的,即培养土壤的微生物活性在培养时间内并不随时间而有剧烈的变化,因而我们的产生量结果是可以反映土壤 CH_4 产生的潜在能力的。

Kelley 等^[6]在 White Oak River 河口的研究认为潮下带因缺少大型固着植物,底质 CH_4 产生量比潮间带低。同属河口地区的长宁河河口海莲林土壤 CH_4 产生量的滩面变化研究结果也部分证实了这一结论,即含植物根系量较多的中滩其 CH_4 产生量比外滩和内滩高。Kelley 等^[6]还认为, CH_4 产生量有夏季比冬季高的季节模式;而我们所得的季节变化模式是秋冬季比春夏季高。我们认为秋冬季红树植物生长较缓慢,土壤死亡根系增多,其腐解将为土壤 CH_4 的产生提供更多的前体物质。因而导致海莲红树林土壤 CH_4 产生量的季节变化的重要原因之一是植被因素,尤其是根系腐解作用。

4.2 土壤 CH_4 产生量的理化影响因子

与其他湿地相比,红树林湿地的土壤 CH_4 产生量要低得多(表 5)。有研究者认为,河口地区盐度的减小可导致 CH_4 产生量的增加^[11,12],这与我们室内盐度单因子控制试验的结论一致。但 Sotomayor 等^[3]的研究表明,处于盐性生境的红树林底质土壤 CH_4 产生量与盐度相关性小,这可能是由于其研究缺乏盐度的单因子控制且研究样地盐度范围较窄,导致其他因子的作用掩盖了盐度的效应;另一方面,红树林湿地土壤产 CH_4 菌可能对一定范围内的盐度不敏感(这可从我们的盐度控制试验结果中较低盐度范围内 CH_4 产生率随盐度变化的变化量小得到证实),因而仅在红树林湿地通过其他生境条件变化大的不同位点来研究盐度对 CH_4 产生量的

表 5 一些湿地类型土壤 CH_4 产生量的比较

湿地类型	地 点	优势植物	CH_4 产生量整合深度 (cm)	CH_4 产生量 [mg/ (m ² ·d)]	资料来源
盐 沼	美国北卡罗来纳 GI-NB 站位	槭属和雨久花属	0~30	160.1	[6]
盐 沼	美国佐治亚 SS 站位	大米草	0~11	2 304.0	[8]
水稻田	意大利	水 稻		2 560.8	[9]
水稻田	中国湖南	水 稻	0~30	1 019.4	[7]
泥炭地	美国明尼苏达	泥炭藓	0~40	~1 500.0	[10]
红树林	波多黎各 Bahia 站位	红红树	0~30	73.0	[3]
红树林	中国海南	海 莲	0~40	2.1	本文

影响的方法可能是不适宜的,因为盐度的效应已为其他综合因子所冲淡了。

大多数研究认为,SO₄²⁻对湿地土壤CH₄的产生有抑制作用^[13-14]。关于SO₄²⁻对CH₄产生的影响机制有:(1)SO₄²⁻还原菌会消耗CH₄; (2)SO₄²⁻还原作用与产CH₄作用竞争电子受体氢;(3)SO₄²⁻还原与CH₄产生过程相互排斥^[15]。3种机制都是建立在CO₂/H₂或乙酸为产CH₄菌主要基质这一前提上。然而,Oremland等^[16]对盐沼的研究表明,CH₄的产生和SO₄²⁻的还原作用可同时存在,这是因为盐沼产CH₄菌的主要基质是甲醇而不是CO₂/H₂或乙酸。海莲红树林土壤SO₄²⁻单因子控制试验表明,SO₄²⁻浓度的提高会导致CH₄产生率的减小,因而其底质土壤中产CH₄菌的主要基质可能是CO₂/H₂或乙酸而不是甲醇。

在有机质供应不受限制条件下,土壤CH₄产生率与温度的关系满足Arrhenius关系式:

$$\ln Pr = - \left(\frac{Ea}{R} \right) \frac{1}{t} + C,$$

其中Pr是CH₄产生率[ng/(g·d)];Ea是反应活化能(kJ/mol);R是气体常数[8.31×10⁻³kJ/(mol·K)],t是温度(K);C是常数。若以我们的试验结果计算,海莲红树林中滩20~30cm土壤CH₄产生率与温度的Arrhenius关系为

$$\ln Pr = - \frac{12}{t} \frac{100}{t} + 41.5. \quad (3)$$

进而求得其产CH₄作用反应活化能Ea的值为100kJ/mol,这比Conrad等^[17]得出的水稻田土壤Ea值(60~90kJ/mol)高^[18]。温度主要通过影响土壤微生物活性而影响CH₄产生率。温度升高可能同时导致产CH₄菌和CH₄氧化菌活性的增强,但从我们的温度控制试验结果看,随着温度的提高(20~50℃范围内)CH₄产生率提高,因而产CH₄菌活性增加的程度比CH₄氧化菌高。然而从海莲红树林土壤CH₄产生量的季节模式看,在温度较低的秋冬季反而具有较高的产生量,这是因为调节CH₄产生量的季节变化的因素主要是植被,因为植物生理的季节差异直接影响到CH₄前体的数量。

参考文献

- 1 Cicerone R J, Oremland R S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane. *Global Biogeochem. Cycles*, 1988, (2): 299~327
- 2 Schütz H, Schroder P, Rennenberg H. Role of plants in regulating the methane flux to the atmosphere. In: *Trace Gas Emissions from Plants* (Sharkey T D, Holland E A and H A Mooney eds), 1991, 29~63
- 3 Sotomayor D, Corredor J E, Morell J M. Methane flux from mangrove sediments along the southwestern coast of Puerto Rico. *Estuaries*, 1994, 17(1B): 140~147
- 4 Harriss R C, Sebacher D I, Bartlett K B et al. Sources of atmospheric methane in the South Florida environment. *Global Biogeochem. Cycles*, 1988, (2): 231~243
- 5 Yavitt J B, Wieder R K, Lang G E. CO₂ and CH₄ dynamics of a *Sphagnum*-dominated peatland in West Virginia. *Global Biogeochem. Cycles*, 1993, (7): 259~274
- 6 Kelley C A, Martens C S, Ussler W. Methane dynamics across a tidally flooded riverbank margin. *Limnol. Oceanogr.*, 1995, 40 (6): 1112~1129
- 7 上官行健, 王明星, 陈德章等. 稻田土壤中的CH₄产生. *地球科学进展*, 1993, 8(5): 1~12
- 8 King G M, Wiebe W J. Methane release from soils of a Georgia salt marsh. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1978, 42, 343~348
- 9 Schütz H, Seiler W, Conrad R. Processes involved in formation and emission of methane in rice paddies. *Biogeochem.*, 1989, 7: 1~12

- (7): 33~53
- 10 Williams R T, Crawford R L. Methane production in Minnesota peatlands. *Applied and Environmental Microbiology*, 1984, **47**(6): 1 266~1 271
 - 11 Bartlett K B, Harriss R C, Sebacher D I. Methane flux from coastal salt marshes. *J. Geophys. Res.*, 1985, **90**(D3): 5 710~5 720
 - 12 Delaune R D, Smith C J, Patrick W H. Methane release from gulf coast wetlands. *Tellus*, 1983, (35B): 8~15
 - 13 Jakobsen P, Patrick W H, Williams B G. Sulfide and methane formation in soils and sediments. *Soil Science*, 1981, **132**(4): 279~287
 - 14 Winfery M R, Zeikus J G. Effect of sulfate on carbon and electron flow during microbial methanogenesis in freshwater sediments. *Applied and Environmental Microbiology*, 1977, **33**(2): 275~281
 - 15 Martens C S, Berner R A. Methane production in the interstitial waters of sulfate-depleted marine sediments. *Science*, 1974, **185**, 1 167~1 169
 - 16 Oremland R S, Marsh L M. Methane production and simultaneous sulfate reduction in anoxic, salt marsh sediments. *Nature*, 1982, **296**, 143~145
 - 17 Conrad R. Control of methane production in terrestrial ecosystems. In: *Exchange of Trace Gases between Terrestrial Ecosystems and the Atmosphere* (Andreae M O and Schimel D S eds), Chichester, John Wiley & Sons Ltd., 1989, 39~58
 - 18 Conrad R, Schütz H, Babel M. Temperature limitation of hydrogen turnover and methanogenesis in anoxic paddy soil *FEMS Microbiol Ecol.*, 1987, **45**, 281~289

Methane production from soils of *Bruguiera sexangula* mangrove swamp in the Hainan and its several affecting factors*

Lu Changyi,¹ Ye Yong,¹ Lin Peng,¹ Wong Yukshan,² Tam Nora F Y²

1. *Marine Ecological Environmental Laboratory of EDM, Xiamen University, Xiamen 361005*
2. *Department of Biology and Chemistry, City University of Hong Kong, Hong Kong*

Key words *Bruguiera sexangula* mangrove, soil, CH₄ production, affecting factors