

三江平原湿地土壤 CO₂ 和 CH₄ 排放的初步研究

郝庆菊^{1,3}, 王跃思¹, 宋长春^{1,2}, 王毅勇², 王明星¹

(1. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029; 2. 中国科学院东北地理与农业生态研究所, 吉林 长春 130012; 3. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要: 在三江平原选择 3 种不同类型的湿地: 永久积水的漂筏苔草沼泽、季节性积水的小叶章草甸和无积水的恢复湿地。从 2002 年 7 月到 10 月对漂筏苔草沼泽进行了土壤碳排放的观测, 2002 年 8 月中旬至 10 月对小叶章草甸和恢复湿地进行了土壤碳排放的观测。观测结果表明, 不同湿地类型下土壤 CO₂ 和 CH₄ 排放具有明显的差异, 同段时期内 (2002 年 8 月中旬到 10 月底) 土壤 CH₄ 排放通量为小叶章草甸 (14.3 mg · m⁻² · h⁻¹) > 漂筏苔草沼泽 (7.9 mg · m⁻² · h⁻¹) > 恢复湿地 (-0.015 mg · m⁻² · h⁻¹), CO₂ 排放速率表现为小叶章草甸 (384.9 mg · m⁻² · h⁻¹) > 恢复湿地 (345.6 mg · m⁻² · h⁻¹) > 漂筏苔草沼泽 (117.6 mg · m⁻² · h⁻¹)。温度是导致漂筏苔草沼泽和小叶章草甸土壤 CO₂ 和 CH₄ 的排放季节变化的主要驱动因子, 也是恢复湿地土壤 CO₂ 排放季节变化的主要驱动因子, 但对其 CH₄ 氧化吸收影响不明显。地表积水深度与漂筏苔草沼泽以及小叶章草甸土壤 CO₂ 和 CH₄ 排放均呈负相关, 温度和积水深度的综合作用决定了漂筏苔草沼泽和小叶章草甸土壤 CO₂ 和 CH₄ 排放的季节变化特征。

关键词: 三江平原; 湿地土壤; CO₂; CH₄

中图分类号: X511 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-2043(2004)05-0846-06

Primary Study on CO₂ and CH₄ Emissions from Wetland Soils in the Sanjiang Plain

HAO Qing-ju^{1,3}, WANG Yue-si¹, SONG Chang-chun^{1,2}, WANG Yi-yong², WANG Ming-xing¹

(1. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2. Northeast Institute of Geography and Agricultural Ecology, Chinese Academy of Sciences, Changchun 130012, China; 3. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract: A field experiment was conducted to measure CO₂ and CH₄ emissions from three types of wetlands including *Carex pseudocuraica* marsh, *Calamagrostis angustifolia* meadow and construction wetland in the Sanjiang Plain. Of all, *Carex pseudocuraica* marsh was long - waterlogged wetland, *Calamagrostis angustifolia* meadow was short - waterlogged wetland and construction wetland was non - waterlogged wetland. CO₂ and CH₄ emissions were measured during July and October in 2002 from *Carex pseudocuraica* marsh soil, and during August and October in 2002 from *Calamagrostis angustifolia* meadow and construction wetland soil. The results indicated that there were distinct differences on CO₂ and CH₄ emissions among the three types of wetland soils. During the same period, i. e. during August and October soil CH₄ flux was *Calamagrostis angustifolia* meadow (14.3 mg · m⁻² · h⁻¹) > *Carex pseudocuraica* marsh (7.9 mg · m⁻² · h⁻¹) > construction wetland (-0.015 mg · m⁻² · h⁻¹). Soil CO₂ emission rate was *Calamagrostis angustifolia* meadow (384.9 mg · m⁻² · h⁻¹) > construction wetland (345.6 mg · m⁻² · h⁻¹) > *Carex pseudocuraica* marsh (117.6 mg · m⁻² · h⁻¹). Temperature was a key factor affecting CO₂ and CH₄ emission rates from *Carex pseudocuraica* marsh and *Calamagrostis angustifolia* meadow, and also was a key factor affecting CO₂ emission rates. The effect of temperature on CH₄ uptake rates from the construction wetland depended on the scope of the temperature. When it was higher than ten degrees, the correlations between the CH₄ uptake rates and temperatures were positively significant, but when it was lower than ten degrees, the correlations between them were not significant. Water table was another important factor affecting CO₂ and CH₄ emission rates. The correlation coefficients between water table and CO₂ and CH₄ emission rates were both negative in *Carex pseudocuraica* marsh and *Calamagrostis angustifolia* meadow, which demonstrated more CH₄ could be oxidized going through the deeper water and less CO₂ production because of the restriction of oxygen provision at the higher level of water table. The integrative effect of temperature and water table determined the characters of CO₂ and CH₄ emissions from *Carex pseudocuraica* marsh and *Calamagrostis angustifolia* meadow soils.

Keywords: Sanjiang Plain; wetland soil; CO₂; CH₄

收稿日期: 2004-03-17

基金项目: 中国科学院知识创新工程重大项目 - 中国陆地和近海生态系统碳收支研究 (KZCX1-SW-01)

作者简介: 郝庆菊 (1976-), 女, 博士研究生, 主要研究方向为大气环境和大气化学。E-mail: haoqingju@163.com

CO₂ 和 CH₄ 是大气中最重要 2 种温室气体,对地球系统的能量收支以及地球气候的形成有重要影响。其浓度分别从工业革命前的 280、0.6~0.8 μmol·mol⁻¹ 增加到现在的 355 和 1.7 μmol·mol⁻¹, 并仍以每年 0.4% 和 0.6%~0.8% 的速率增加^[1], 二者的辐射增温效应占温室气体总效应的 71%^[2]。在当今全球气候变暖已成为人们最关心问题的背景下,土壤含碳温室气体的排放也越来越受到人们的关注。

湿地作为一种水陆相互作用形成的特殊自然综合体,处于陆地生态系统与水生生态系统之间,具有过湿、季节或常年积水的基本特征,是广泛分布于世界各地的主要地表景观之一,约占陆地面积的 6.4%^[3]。湿地土壤特有的厌氧环境使有机物质不断积累而形成碳汇,储藏在不同类型湿地中的碳约占地球陆地碳总量的 15%^[3]。湿地生态系统有机残体的分解过程产生大量的有机和无机气体,其中最重要的就是 CO₂ 和 CH₄, 湿地是全球最大的 CH₄ 排放源,约占大气 CH₄ 排放的 21%^[4]。

理解土-气间 CO₂ 和 CH₄ 的交换动态对于建立区域痕量气体模型以及在全球气候变化模型下预测痕量气体通量都是十分关键的。大量的野外实验表明湿地土壤呼吸和 CH₄ 通量具有非常明显的季节变化形式,并且这种变化与土壤湿度和温度的季节变化显著相关^[5,6]。三江平原地处东北,是我国最大的低海拔淡水沼泽分布区,气温较低,年平均气温只有 1.9℃,年降水量 600 mm 左右,有利于湿地土壤中有机质或泥炭的积累。目前本区已堆积有机碳 2.65×10⁸ t,是我国陆地生态系统中重要的碳汇^[7]。然而近几十年来随着人类活动的加剧,三江平原的气候有了显著的变化,具体表现在气温升高和降水量减少 2 个方面^[8]。因此在这种背景下研究湿地土壤 CO₂ 和 CH₄ 的排放对区域乃至全球气候变化都具有重要意义。

1 材料和方法

1.1 试验样地的设计

本研究的试验点设在中国科学院三江平原沼泽湿地生态实验站(E133°31', N47°35')内,本站所辖面积 100 hm²,位于别拉洪河与浓江的河间地带,海拔高度 55.4~57.0 m。本试验场内沼泽类型、植被类型和土壤类型,在三江平原均具有代表性。依据水分条件和植被类型的不同,本研究选择常年积水的漂筏苔草沼泽、季节性积水的小叶章草甸和地势较高长期湿润但地表无积水的小叶章恢复湿地,样点选在各带的中

心位置,每种类型各设 2 个重复。

本试验采用静态暗箱法来采集气体,由底座和顶箱 2 部分组成,箱体由不锈钢制成。底座长×宽×深=50 cm×50 cm×20 cm,整个观测期间都固定在采样点上,每侧壁上距离地表 10 cm 以下开有 9 个直径 2 cm 的圆孔,以利于水分、土壤动物、微生物、养分等侧向交流,底座顶端高出土壤表面约 4 cm。底座的上端有深 3 cm、宽 2 cm 的密封水槽,试验时往槽里浇水或用密封条来防止箱子和底座的接触处漏气。顶箱的长、宽、高均为 50 cm,外覆绝热材料。顶箱上部有 2 个轴流扇,用于混合箱内气体,箱子侧面安装有电源插头和气体样品接口。由于漂筏苔草沼泽常年积水,在每个样点都放有约 1 m 高的三角架,协助固定底座。为防止破坏采样点周围的环境和影响样品采集,在采样点周围搭建了栈桥。

1.2 气体的采集和分析

试验设计为每周采样 2 次,时间为周一和周四上午 9:00—11:00,同时记录箱底水深、箱内气温、箱外气温、地表温度(水温)及不同深度(5~40 cm)的地温和地表积水深度。气体采集方法为将采样箱放在底座上,密封时立即用 100 mL 注射器从箱内抽取 70~80 mL 气体,密封 30 min 内每隔 10 min 取样 1 次,并准确记录采样时间。采样结束后,立即移开采样箱。

CH₄ 和 CO₂ 用 HP4890D 气相色谱仪来分析测定,详细内容请见参考文献[9]。

1.3 土壤 CH₄ 排放通量和呼吸速率的计算

土壤 CH₄ 排放通量和呼吸速率的计算公式为:

$$F = \frac{MP T_0}{V_0 P_0 T} H \frac{dc}{dt}$$

式中: F 为 CH₄ 排放通量或土壤呼吸速率, M 为气体的摩尔质量,对 CH₄ 或 CO₂ 而言, M 分别为 16.12 和 44.01; P_0 和 T_0 为理想气体标准状态下的空气压力和气温(分别为 1 013.25 hPa 和 273.15K), V_0 为目标化合物在标准状态下的摩尔体积,即 22.41 L mol⁻¹, H 为采样箱内气室高度, P 和 T 为采样时箱内的实际气压和气温, dc/dt 为箱内目标气体浓度随时间变化的回归曲线斜率。

2 结果和讨论

2.1 不同类型湿地土壤 CO₂ 和 CH₄ 的排放

2.1.1 CH₄ 排放通量

从 2002 年 7 月到 10 月,对漂筏苔草沼泽土壤进行了 CH₄ 和 CO₂ 排放的观测,小叶章草甸和恢复湿地

的观测期间为2002年8月中旬到10月底。观测结果表明,漂筏苔草沼泽和小叶章草甸土壤 CH₄ 排放通量为正值,即向大气中排放 CH₄,而恢复湿地 CH₄ 排放通量为负值,即氧化吸收大气中的 CH₄。观测期间内漂筏苔草沼泽土壤 CH₄ 排放峰值出现在7月份,以后逐渐降低;小叶章草甸 CH₄ 排放通量及恢复湿地 CH₄ 吸收速率均为9月份最大,8月份次之,10月份最小。整个观测期间土壤 CH₄ 排放通量漂筏苔草沼泽为 20.6 mg · m⁻² · h⁻¹,从8月中旬到10月底为 7.9 mg · m⁻² · h⁻¹;小叶章草甸为 14.3 mg · m⁻² · h⁻¹,恢复湿地为 -0.015 mg · m⁻² · h⁻¹,表现为小叶章草甸 > 漂筏苔草沼泽 > 恢复湿地,见图1。

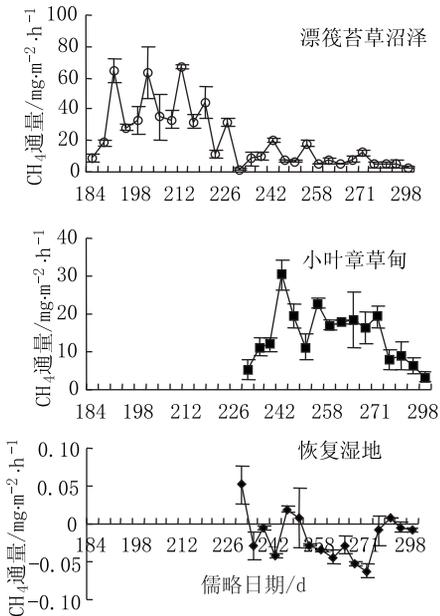


图1 湿地土壤 CH₄ 排放通量的季节变化

Figure 1 Seasonal variations on CH₄ emission fluxes from the wetland soils

2.1.2 CO₂ 排放速率

漂筏苔草沼泽土壤 CO₂ 排放的时间变化趋势与 CH₄ 相同,也是在7月份达到最大,以后逐渐降低;小叶章草甸8、9月份相近,10月份最低;恢复湿地9月份排放速率最大,10月份最低。在整个观测期间漂筏苔草沼泽土壤 CO₂ 排放速率为 221.3 mg · m⁻² · h⁻¹,8月中旬到10月底为 117.6 mg · m⁻² · h⁻¹;小叶章草甸为 384.9 mg · m⁻² · h⁻¹,恢复湿地为 345.6 mg · m⁻² · h⁻¹,表现为小叶章草甸 > 恢复湿地 > 漂筏苔草沼泽,见图2。

漂筏苔草沼泽和小叶章草甸土壤的 CH₄ 排放通量和 CO₂ 排放速率均为极显著正相关,相关系数分别

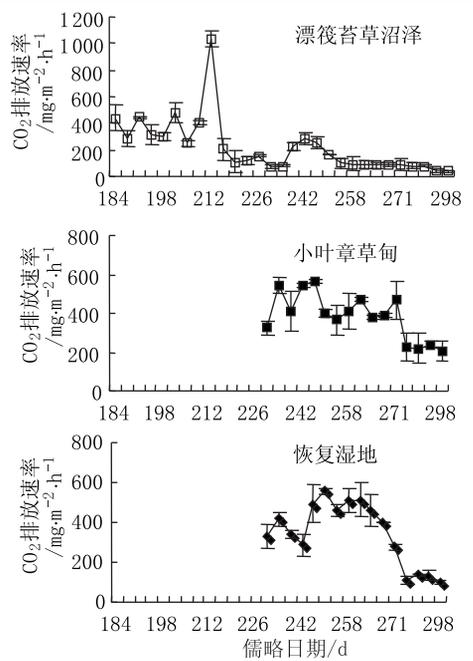


图2 湿地土壤 CO₂ 排放速率的季节变化

Figure 2 Seasonal variations on CO₂ emission rates from the wetland soils

为 0.743 ($n = 29$, $P < 0.01$) 和 0.708 ($n = 16$, $P < 0.01$),恢复湿地 CH₄ 排放通量和 CO₂ 排放速率为负相关,但未达显著水平。

2.2 温度和水深对湿地土壤 CO₂ 和 CH₄ 排放的影响

2.2.1 温度和水深对湿地土壤 CH₄ 排放的影响

2.2.1.1 温度的影响

温度在 CH₄ 的产生和排放中起着非常重要的作用,一是土壤温度直接影响土壤微生物的活动,包括 CH₄ 产生和氧化过程中所涉及的一系列微生物菌群的数量、结构和活性^[10];二是对土壤中 CH₄ 的输送也有明显的影响^[11]。

漂筏苔草沼泽土壤 CH₄ 通量和温度的相关性最强,除了30和40 cm处地温外,其余的温度均与 CH₄ 通量呈极显著正相关,其中5 cm地温与 CH₄ 排放的相关性为最强 ($r = 0.697$, $n = 27$, $P < 0.01$)。小叶章草甸土壤除了箱外温度及5 cm地温外,其余温度均与 CH₄ 通量呈显著正相关,其中30 cm地温与 CH₄ 排放的相关性最强 ($r = 0.595$, $n = 16$, $P < 0.05$)。恢复湿地 CH₄ 通量与箱内外温度及不同层次的地温相关性均不明显。

湿地类型不同,温度对土壤 CH₄ 排放的影响也不同。这是因为漂筏苔草沼泽和小叶章草甸为永久积水或季节性积水湿地,地表长期保持过湿状态,因而土壤为厌氧环境,有利于 CH₄ 的生成而不利于 CH₄ 的

氧化。恢复湿地地势较高,是被弃耕多年之后又发展起来的小叶章草甸,地表无积水但长期保持湿润状态,因而这种环境有利于 CH_4 的氧化吸收。

CH_4 产生过程对温度非常敏感,相比之下, CH_4 消耗作用对温度较不敏感^[12]。有研究认为温度对 CH_4 氧化有影响,但与温度的范围有关,温度低于 $10\text{ }^\circ\text{C}$ 时,温度对 CH_4 氧化速率的影响大于水分,当温度高于 $10\text{ }^\circ\text{C}$ 时,水分则成为重要的影响因子,温度的影响相对较弱^[13]。在本研究中,恢复湿地从 8 月中旬到 10 月底这个期间内,除了 10 月中旬到 10 月底温度在 $10\text{ }^\circ\text{C}$ 以下外,其余时间内温度都在 $10\text{ }^\circ\text{C}$ 以上。因此分别把温度高于 $10\text{ }^\circ\text{C}$ 和温度低于 $10\text{ }^\circ\text{C}$ 的 CH_4 通量数据和温度数据进行相关分析,结果表明,温度高于 $10\text{ }^\circ\text{C}$

的 CH_4 通量与 $5\text{、}10\text{、}15\text{、}20\text{ cm}$ 的地温呈显著正相关,相关系数分别为 $0.620\text{、}0.621\text{、}0.585\text{、}0.587$ ($n = 12$, $P < 0.05$); 温度低于 $10\text{ }^\circ\text{C}$ 的 CH_4 通量与所有温度的相关性均未达到显著水平。不同的研究者在不同的研究地点得出的研究结果不同,甚至相反,可能与研究区域的气候条件、土壤和植被类型、地貌条件以及土壤水分状况等的差异有关。

表 1 为不同类型湿地 CH_4 通量和温度的模拟方程,湿地环境不同,温度和通量之间相关方程的表现形式也不同,漂筏苔草沼泽 CH_4 通量和温度均为指数相关,而小叶章草甸温度和 CH_4 通量之间大部分则呈幂指数关系。

2.2.1.2 土壤水分状况的影响

表 1 不同类型湿地土壤 CH_4 通量与温度的模拟方程

Table 1 The simulated equations on methane fluxes and temperatures in the different types of the wetland soils

湿地类型	温度	回归方程	<i>N</i>	<i>r</i> ²	<i>P</i>
漂筏苔草沼泽	箱内温度	$y = 2.0578e^{0.0854x}$	29	0.418	<0.01
	箱外温度	$y = 1.8147e^{0.0921x}$	28	0.484	<0.01
	地表温度	$y = 2.382e^{0.1003x}$	27	0.463	<0.01
	5 cm 地温	$y = 1.6757e^{0.1256x}$	26	0.625	<0.01
	10 cm 地温	$y = 1.7501e^{0.1294x}$	27	0.558	<0.01
	15 cm 地温	$y = 1.6227e^{0.1451x}$	27	0.500	<0.01
	20 cm 地温	$y = 1.8338e^{0.1427x}$	27	0.424	<0.01
小叶章草甸	箱内温度	$y = 4.5574x^{0.4074}$	16	0.467	<0.05
	地表温度	$y = -0.0051x^2 + 0.9119x + 5.7699$	15	0.373	<0.05
	10 cm 地温	$y = 1.7573x^{0.8557}$	16	0.465	<0.05
	15 cm 地温	$y = 1.8059x^{0.8307}$	16	0.488	<0.05
	20 cm 地温	$y = 1.2919x^{0.9535}$	16	0.478	<0.05
	30 cm 地温	$y = 1.3732x^{0.9439}$	16	0.507	<0.05
	40 cm 地温	$y = 0.7303x^{1.1904}$	16	0.423	<0.05

土壤水分状况是决定土壤 CH_4 排放的一个决定性因素,因为 CH_4 产生所需要的厌氧条件在很大程度上取决于土壤水分状况,只有土壤水分状况足够使土壤达到严格的无氧环境, CH_4 才能产生。在实验期间漂筏苔草沼泽和小叶章草甸一直保持淹水状态,而恢复湿地则无积水,为湿润状态。正因为土壤水分条件的差异,漂筏苔草沼泽和小叶章草甸土壤表现为 CH_4 排放,而恢复湿地则表现为 CH_4 吸收。

目前关于水深对湿地 CH_4 排放的影响结论不一,在本研究中发现漂筏苔草沼泽和小叶章草甸水深与 CH_4 排放均呈负相关,与人工湿地水稻田中水深对 CH_4 排放的影响一致^[14]。湿地土壤淹水后形成了严格的厌氧环境,有利于 CH_4 的产生,并以气泡和分子扩散形式排放到大气中。但水体和表层土壤是有氧环境, CH_4 在穿越土壤和水层的时候会被氧化,随着水

层厚度的加大,被氧化的 CH_4 增多,从而减少了向大气中的排放量。

2.2.2 温度和水分对土壤 CO_2 排放的影响

土壤向大气排放 CO_2 的过程,也就是土壤呼吸的过程。主要是由微生物氧化有机物和根系呼吸产生,研究表明,从土壤中释放的 CO_2 85% ~ 90% 来源于土壤微生物的生命活动,约 15% 来源于植物根的呼吸^[15],另有极少的部分来自于土壤动物的呼吸和化学氧化。因此一切影响土壤微生物活动的因子均能对土壤的 CO_2 排放产生影响。

2.2.2.1 温度的影响

温度不仅影响微生物细胞的物理反应及生物化学反应速率,对环境中的物理化学特性也有影响。许多野外观测和室内实验结果表明,土壤呼吸速率与土壤温度间有显著的指数函数相关关系,呼吸量随温度

上升呈指数函数上升^[16], Ye Qi and Ming Xu 通过野外观测发现土壤呼吸与土壤温度之间的关系可以用幂函数很好的描述^[17]。三江平原湿地土壤 CO₂ 排放速率与温度关系密切,所有的温度与土壤 CO₂ 排放速率均为显著相关,并且绝大部分都达到了极显著水平,

见表 2。漂筏苔草沼泽土壤呼吸速率与温度均呈指数相关,其中与 10 cm 地温相关性最强;小叶章草甸和恢复湿地表现则为指数和幂函数两种相关形式,小叶章草甸土壤呼吸速率也是和 10 cm 地温相关性最强,恢复湿地则是与 40 cm 地温相关性最强。

表 2 湿地土壤 CO₂ 排放速率与温度的模拟方程

Table 2 The simulated equations on carbon dioxide on emission rates and temperatures in the different types of the wetland soils

湿地类型	温度	回归方程	N	r ²	P	
漂筏苔草沼泽	箱内温度	$y = 25.959e^{0.083 \cdot 9 \cdot x}$	27	0.635	<0.01	
	箱外温度	$y = 27.956e^{0.079 \cdot 1 \cdot x}$	26	0.595	<0.01	
	地表温度	$y = 34.336e^{0.091 \cdot 4 \cdot x}$	27	0.604	<0.01	
	5 cm 地温	$y = 29.028e^{0.101 \cdot 9 \cdot x}$	27	0.687	<0.01	
	10 cm 地温	$y = 26.473e^{0.116 \cdot 6 \cdot x}$	27	0.712	<0.01	
	15 cm 地温	$y = 24.127e^{0.132 \cdot 4 \cdot x}$	13	0.655	<0.01	
	20 cm 地温	$y = 25.752e^{0.133 \cdot 6 \cdot x}$	27	0.584	<0.01	
	30 cm 地温	$y = 30.899e^{0.096 \cdot 6 \cdot x}$	13	0.670	<0.01	
	40 cm 地温	$y = 20.225e^{0.132 \cdot 6 \cdot x}$	11	0.617	<0.05	
	小叶章草甸	箱内温度	$y = 195.07e^{0.043 \cdot 1 \cdot x}$	16	0.652	<0.01
		箱外温度	$y = 220.01e^{0.035 \cdot 2 \cdot x}$	16	0.587	<0.01
		地表温度	$y = 222.68e^{0.050 \cdot 3 \cdot x}$	15	0.632	<0.01
		5 cm 地温	$y = 125.18x^{0.492 \cdot 8}$	15	0.562	<0.01
10 cm 地温		$y = 169.05e^{0.072 \cdot 6 \cdot x}$	16	0.706	<0.01	
15 cm 地温		$y = 164.48e^{0.072 \cdot 3 \cdot x}$	16	0.678	<0.01	
20 cm 地温		$y = 154.39e^{0.075 \cdot 4 \cdot x}$	16	0.683	<0.01	
30 cm 地温		$y = 153.61e^{0.078 \cdot 7 \cdot x}$	16	0.700	<0.01	
40 cm 地温		$y = 50.177x^{0.836 \cdot 3}$	16	0.644	<0.01	
恢复湿地		箱内温度	$y = 88.213e^{0.078 \cdot 2 \cdot x}$	16	0.666	<0.05
	箱外温度	$y = 99.871e^{0.068 \cdot 8 \cdot x}$	16	0.655	<0.01	
	地表温度	$y = 75.763x^{0.532 \cdot 3}$	16	0.493	<0.01	
	5 cm 地温	$y = 92.425e^{0.091 \cdot 5 \cdot x}$	16	0.690	<0.01	
	10 cm 地温	$y = 30.887x^{0.929 \cdot 9}$	16	0.739	<0.01	
	15 cm 地温	$y = 23.377x^{1.031 \cdot 8}$	16	0.744	<0.01	
	20 cm 地温	$y = 63.572e^{0.117 \cdot 6 \cdot x}$	16	0.742	<0.01	
	30 cm 地温	$y = 53.011e^{0.129 \cdot 3 \cdot x}$	16	0.748	<0.01	
	40 cm 地温	$y = 43.7e^{0.144 \cdot 6 \cdot x}$	15	0.755	<0.01	

湿地土壤呼吸速率季节动态与土壤温度的季节动态基本一致,这与在我国东北羊草草原的研究结果相同^[18]。

2.2.2.2 土壤水分状况的影响

为了摒弃温度的影响,分别用 $Q_{10} = 3.21$ 和 $Q_{10} = 2.07$ 将漂筏苔草沼泽和小叶章草甸土壤 CO₂ 排放速率校正到 10 cm 地温 25 °C 时的数值,然后用校正后的 CO₂ 排放速率数据来分析与水深的关系。相关分析结果表明,漂筏苔草沼泽和小叶章草甸土壤 CO₂ 排放速率与水深均为负相关,随水层深度的升高而逐渐下降,与英国威尔士泥炭地的现象相似^[19],可能是淹水状况下土壤的缺氧环境不利于微生物的好氧活动所致。

大量研究表明,湿地排水措施增加了土壤的通透性,能显著地促进土壤呼吸速度增加^[15]。在本研究中恢复湿地是一种是先由湿地排水开垦为农田,后来经多年撂荒而重新发展起来的湿地类型,由于地势较高,

表 3 小叶章草甸和恢复湿地土壤的基本性状

Table 3 Comparison of primary characters of the soils grown Calamagrostis angustifolia meadow and construction wetland

项目	小叶章草甸	恢复湿地
有机质/%	10.3	3.9
全 N/g · kg ⁻¹	392.5	151.0
水解 N/mg · kg ⁻¹	46.9	27.1
全 P/g · kg ⁻¹	1 238.6	897.4
有效 P/mg · kg ⁻¹	36.0	15.6
速效 K/mg · kg ⁻¹	50.5	38.2

该类型永不积水但土壤长期保持湿润。从理论上讲,恢复湿地应比积水湿地小叶章草甸更有利于 CO₂ 的产生和排放,但测定结果却相反,原因可能与恢复湿地土壤有机质以及土壤营养元素的含量低有关,见表 3。

3 结论

(1) 湿地土壤 CH₄ 排放通量为小叶章草甸 > 漂筏苔草沼泽 > 恢复湿地, CO₂ 排放速率为小叶章草甸 > 恢复湿地 > 漂筏苔草沼泽; 漂筏苔草沼泽和小叶章草甸土壤呼吸速率与 CH₄ 通量均为极显著正相关。

(2) 温度是漂筏苔草沼泽和小叶章草甸土壤 CH₄ 排放通量季节变化的主要驱动因子,也是 3 种类型湿地土壤 CO₂ 排放季节变化的主要驱动因子; 温度对恢复湿地 CH₄ 吸收的影响与其范围有关,温度高于 10 °C 的 CH₄ 通量与 5、10、15、20 cm 的地温呈显著正相关,温度低于 10 °C 的 CH₄ 通量与所有的温度均无显著性相关。

(3) 水深与漂筏苔草沼泽和小叶章草甸土壤 CO₂、CH₄ 排放均为负相关,可能是水层深度限制了 CH₄ 的传输速率以及 CO₂ 的产生速率。

参考文献:

[1] Castro M S, Stedudler P A, Mello J M. Factor controlling atmospheric methane consumption by temperate forest soils[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, 9: 1 - 10.

[2] Raich J W, Potter C S. Global patterns of carbon dioxide emissions from soil[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, 9: 23 - 36.

[3] 吕宪国, 何岩, 杨青. 湿地碳循环及其在全球变化中的意义 [A]. 见: 陈宜瑜. 中国湿地研究 [C]. 长春: 吉林科学技术出版社, 1995. 68 - 71.

[4] Houghton J T, Meira Filho L G, Callander B A, etc. (Eds.) *Climate Change 1995: the Science of Climate Change* [M]. New York: Cambridge University Press, 1998.

[5] Akira Haraguchi, Hisaya Kojima, Chiaki Hasegawa. Decomposition of organic matter in peat soil in a minerotrophic mire[J]. *European Journal of Soil Biology*, 2002, 38: 89 - 95.

[6] Bo Elberling. Seasonal trends of soil CO₂ dynamics in a soil subject to freezing[J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 276: 159 - 175.

[7] 吕宪国, 黄锡畴. 我国湿地研究进展 - 献给中国科学院长春地理研究所成立 40 周年[J]. *地理科学*, 1998, 18(4): 293 - 300.

[8] 闫敏华, 邓伟, 马学慧. 大面积开荒扰动下的三江平原近 45 年气候变化[J]. *地理学报*, 2001, 56 (2): 159 - 170.

[9] Wang Yuesi, Wang Yinghong. Quick measurement of CH₄, CO₂ and N₂O emissions from a short - plant ecosystem[J]. *Advanced Atmospheric Sciences*, 2003, 20(5): 842 - 844.

[10] Chapman S J, Thurlow M. Peat respiration at low temperatures[J]. *Soil Biol Biochem*, 1998, 30: 1013 - 1021.

[11] 上官行健, 王明星, Wassmann R. et al. 稻田土壤中 CH₄ 产生率的实验研究[J]. *大气科学*, 1993, 17 (5): 603 - 610.

[12] Dunfield P, et al. Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: response to temperature and pH[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 1993, 25: 321 - 326.

[13] Steinkamp R, et al. Methane oxidation by soils of an N limited and N fertilization spruce forest in the Blanck Forest, Germany[J]. *Soil Biochemistry*, 2001, 33: 145 - 153.

[14] Wang M X, et al. Methane production, emission and possible control measures in the rice agriculture[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1993, 10(3): 307 - 314.

[15] [苏] M C 博奇, B B 马津格著. 戴国良译. 苏联沼泽生态系统 [M]. 北京: 科学出版社, 1977. 64 - 65.

[16] Reiners N A. Carbon dioxide evolution from the floor of three Minnesota forests[J]. *Ecology*, 1968, 49: 471 - 483.

[17] Ye Qi and Ming Xu. Separating the effects of moisture and temperature on soil CO₂ efflux in a coniferous forest in the Sierra Nevada mountains [J]. *Plant and Soil*, 2001, 237: 15 - 23.

[18] 杨靖春, 等. 东北羊草草原土壤微生物呼吸速率的研究[J]. *生态学报*, 1989, 9(2): 139 - 143.

[19] Freeman C, et al. Flux of CO₂, CH₄, N₂O from a Welsh peatland following simulation of water table drawdown: Potential feedback to climate change[J]. *Biogeochemistry*, 1993, 19: 51 - 60.

致谢: 感谢张文研究员、刘广仁高工、博士生孙扬和王迎红在野外观测仪器安装和维护方面所给予的帮助, 感谢韩圣慧博士在本文修改过程中提出的宝贵建议, 感谢中国科学院三江平原沼泽生态试验站对本研究的大力支持和帮助。