

水分控制下的湿地沉积物氧化还原电位及其对有机碳矿化的影响

杨钙仁¹, 童成立², 肖和艾², 吴金水²

(1. 广西大学林学院, 南宁 530004; 2. 中国科学院亚热带农业生态研究所亚热带农业生态过程重点实验室, 长沙 410125)

摘要:为探讨水分与氧化还原电位之间的内在关系及其对沼泽湿地有机碳分解矿化的影响, 采用室内培养(25℃, 155 d)实验研究了不同水分条件(24% ~ 232% WHC)下三江平原3类湿地(泥炭沼泽、腐殖质沼泽和沼泽化草甸)沉积物氧化还原电位(Eh)变化以及有机碳的矿化特征。结果表明, 不同水分条件对湿地沉积物氧化还原电位的影响有较大差异, 在低于100% WHC(最大持水量)水分范围时, 氧化还原电位随着水分的增加而降低, >100% WHC(至积水2 cm)时, 水分含量变化对泥炭沼泽和腐殖质沼泽沉积物氧化还原电位影响作用降低。泥炭沼泽、腐殖质沼泽和沼泽化草甸沉积物有机碳矿化最适宜水分含量存在较大差异, 分别为32%、48%和76% ~ 100% WHC。湿地沉积物有机碳矿化速率与氧化还原电位之间存在二次函数关系($p < 0.05$), 在还原态下(Eh值 < 300 mV), 有机碳矿化速率和矿化量随氧化还原电位的升高而升高, 在氧化态(Eh值 > 300 mV)下则逐渐降低。较低的氧化还原电位是三江平原湿地有机碳得以积累的重要原因。

关键词: 水分; 氧化还原电位; 有机碳矿化; 湿地

中图分类号: X171.1 文献标识码: A 文章编号: 0250-3301(2009)08-2381-06

Effects of Water Content on Redox Potential and Carbon Mineralization of Wetland Sediments

YANG Gai-ren¹, TONG Cheng-li², XIAO He-ai², WU Jin-shui²

(1. Forestry College of Guangxi University, Nanning 530004, China; 2. Key Laboratory of for Agro-Ecological Processes in Subtropical Region, Institute of Subtropical Agriculture, Chinese Academy of Sciences, Changsha 410125, China)

Abstract: To better understand the effect of soil water contents on redox potential (Eh), and their impacts on C mineralization in natural wetland, sediment samples from 3 types of wetlands (fen, humus marsh and marshy meadow) in the San-jiang Plate region of North China were incubated (25℃) for 155 d under a range of reducing and oxidizing conditions by controlling water contents (varied from 24% to 232% of water holding capacity) (WHC). CO₂-C evolved during incubation was measured at different time intervals. Results showed that Eh of sediments decreased significantly as water content increased from 24% WHC (lighted moisturized) to about 100% WHC, then decreased slightly as water content increased further to a level of submersed (about 2 cm water-depths). The accumulative amount of CO₂-C evolved from the sediments indicated that the optimum water contents for mineralization of organic C are 32%, 48% and 76%-100% WHC for sediments of fen, humus marsh, and marshy meadow, respectively. The relationship between mineralization rates and redox potentials (Eh) were well fitted with second order parabola equations ($p < 0.05$). Mineralization rates and accumulative amount of organic C displayed a positive correlation with Eh up to 300 mV. However, a significant negative correlation was observed when Eh increased above 300 mV. Results demonstrated that low redox potential is the controlling factor of carbon accumulation of wetland in San-jiang Plate region.

Key words: water content; redox potential; organic C mineralization; wetland

湿地生态系统的显著特点是有机物的大量积累, 地表积水或土壤水饱和是湿地的基本特征。以往的研究认为湿地有机物的积累与其独特的水文特征密切相关^[1-4], 水分是好氧微生物活性最主要的控制因素^[5], 水分通过影响通气通氧条件, 控制有机物分解速率及其产物比例(CH₄和CO₂比例)^[6,7], 沉积物在长期淹水条件下其有机碳矿化率要比暴露条件下低很多^[8]。通气状况可以用氧化还原电位(Eh值)来表示, 淹水导致氧化还原电位降低^[9], 还原条件是湿地沉积物分解的重要控制因子之一^[10]。¹⁴C标记的有机物料腐解实验表明, 腐解速率随着氧化

还原电位的降低而降低, 释放的¹⁴CO₂量也随着Eh值的降低而减少^[11]; 在湿地中, 甲烷的排放量则随Eh值的降低而快速增加^[12]。以往在室内模拟研究中, 农田土壤氧化还原电位的控制根据研究内容不同一般是采用溶液^[13,14]或氧气/氮气^[15]等方法, 而自然湿地特别是沼泽湿地生态系统与农田生态系统有很

收稿日期: 2008-12-02; 修订日期: 2009-03-11

基金项目: 中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-YW-423); 国家自然科学基金项目(40861025, 40671104); 国家科技支撑计划项目(2008BADA7B01)

作者简介: 杨钙仁(1976~), 男, 硕士, 讲师, 主要研究方向为土壤与生态环境, E-mail: yanggr@gxu.edu.cn

大的差别,湿地沉积物由于有机碳含量高,因此其物理性质与一般土壤有较大差异,在室内通过水分控制能否达到自然条件下的强还原状态还不清楚,对水分以及氧化还原电位是如何联合作用影响沼泽湿地沉积物分解的这一科学问题缺乏了解.本研究试图通过室内模拟实验,探讨水分与氧化还原电位之间的内在关系及其对沼泽湿地有机碳分解矿化的影响.

1 材料与方法

1.1 供试材料

于 2002 年 3 月在三江平原的别拉洪河漫滩、挠

力河漫滩和洪河农场分别采集泥炭沼泽、腐殖质沼泽和沼泽化草甸 3 种类型的湿地剖面 0 ~ 40 cm 沉积物样品;采样点的地理位置及样品的基本性状列于表 1.手选法剔除样品中活体根系,剪碎混匀,用于培养实验.

1.2 试验方法与设计

培养装置:培养试验在密封型的小塑料桶(2.5 L)中进行.桶与桶盖之间垫有乳胶密封圈,桶的螺旋口处涂上真空密封硅胶,以保持培养瓶的绝对密封性.测定样品氧化还原电位时,打开桶盖,取出桶内装样品的烧杯进行测定.

表 1 采样点及其沉积物基本状况

Table 1 Basic information of the sampling sites and the sediments

湿地类型	地点	地理位置	水文状况	主要植被类型	最大持水量 (WHC)/g·kg ⁻¹	总有机碳 ¹⁾ /g·kg ⁻¹
泥炭沼泽	别拉洪河漫滩	47°18' N 134°07' E	常年积水	毛苔草 <i>Carex lasiocarpa</i> 漂筏苔草 <i>Carex pseudocuraica</i>	6 220	378
腐殖质沼泽	挠力河漫滩	46°50' N 133°49' E	常年积水	毛苔草 <i>Carex lasiocarpa</i> 乌拉苔草 <i>Carex meyeriana</i>	4 156	202
沼泽化草甸	洪河农场	47°35' N 133°31' E	季节性积水	小叶章 <i>Calamagrostis angustifolia</i>	700	55

1) 以烘干重计

根据不同类型沉积物最大持水量的差别(表 1)以及预备试验的氧化还原电位,对 3 种湿地沉积物进行了水分设置(表 2),每一种沉积物均设 5 种水分含量,其中处理 5 的积水深度均为 2 cm,并设置空白对照,每个处理 4 次重复.培养时将一定质量的沉积物样品(烘干基计,泥炭沼泽沉积物 20 g,腐殖质沼泽 30 g,沼泽化草甸沉积物 100 g)装入小烧杯,在 25℃下预培养 1 周.正式培养前测定氧化还原电位

(Eh 值),然后放置一盛有 50 mL 1 mol/L NaOH(吸收液)的磨口小玻璃瓶以吸收释放的 CO₂,并在塑料桶底部定期补充少量蒸馏水以维持空气饱和湿度.整个装置在 25℃下密闭、恒温、避光培养 155 d.培养期间,前 30 d 每 10 d 取出 1 次吸收液,用橡皮塞盖紧密封(避免与空气中的 CO₂ 接触),并测定氧化还原电位,同时重新放入同样体积和浓度的 NaOH 吸收液,后期适当延长更换吸收液的时间间隔.

表 2 不同类型湿地沉积物的水分设置

Table 2 Water content of different sediments types and treatments

沉积物类型	水分设置 WHC/%				
	处理 1	处理 2	处理 3	处理 4	处理 5
泥炭沼泽	32	64	96	128	160
腐殖质沼泽	24	48	72	100	144
沼泽化草甸	30	53	76	100	232

1.3 分析方法

释放 CO₂-C 用 TOC 自动分析仪(Phoenix 8000, 美国)测定^[16],测定前将吸收液用无 CO₂-C 蒸馏水稀释至含碳量 20 ~ 200 μg/mL.有机碳氮总量采用元素分析仪(Vario MAX CN,德国)测定.常规方法测定氧化还原电位,铂电极作指示电极,饱和甘汞电极作参比电极,测定时,先将电极插入培养物料表面以下

4.5 cm 深处,等电位稳定后读数.Excel 2003 和 SAS (V6.12)进行数据处理与统计分析.CO₂-C 释放速率为各个培养时段内平均速率.

2 结果与讨论

2.1 湿地沉积物氧化还原电位(Eh)的变化

3 类典型沼泽湿地沉积物 Eh 值随水分的变化

趋势较一致(图 1).含水量低于 64% WHC 时 Eh 值较高(>350 mV),湿地沉积物处于氧化状态,且 Eh 值随水分含量的变化幅度相对较小.当水分为 70% WHC 左右时,氧化还原电位降低至 140~300 mV,处于弱还原态.水分饱和(100% WHC)或积水(>100% WHC)时 Eh 值最低,在 100 mV 以下,沼泽化草甸最低为 -70 mV.泥炭沼泽和腐殖质沼泽沉积物在水分饱和后的 Eh 值随着积水深度的增加变化不明显,表明在此实验条件下,增加积水深度对这 2 类湿地沉积物氧化还原电位影响较小,这一结果与其有机碳矿化的 CO₂-C 释放速率变化趋势较一致(图 2).造成这种现象的原因可能是室内培养样品用量较少,与自然条件下的情况差异很大,而且在培养过程中吸收液的更换和氧化还原电位的测定扰动了培养物料,溶液中氧气含量有所增加,致使溶液很难形成强还原条件.

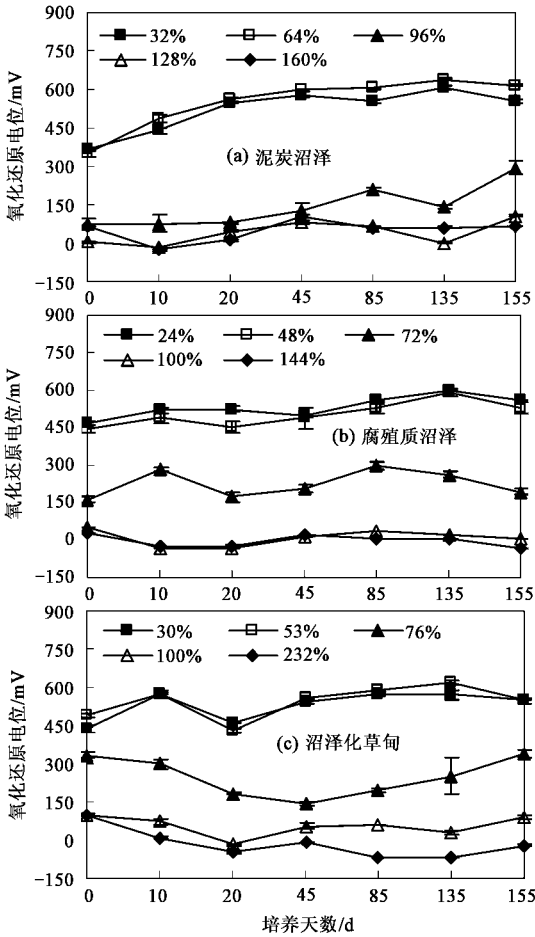


图 1 不同水分条件下三江平原湿地沉积物氧化还原电位随时间的变化

Fig.1 Changes of sediment Eh under different water conditions

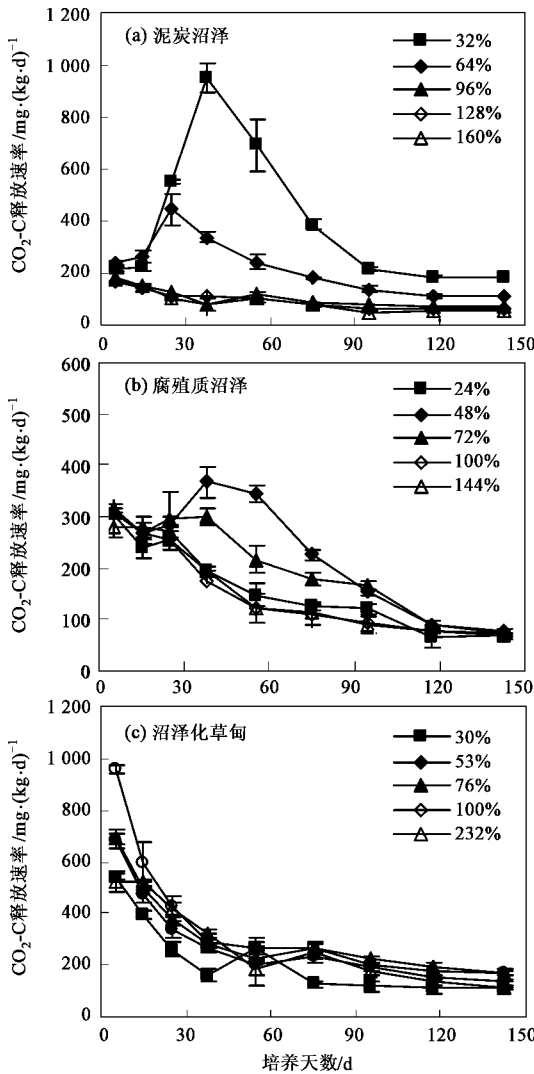


图 2 不同水分条件下三江平原典型湿地沉积物有机碳矿化速率
Fig.2 Mineralization rates of organic carbon of sediments at different water content

WHC)时,3类湿地沉积物的 Eh 值随培养时间有不断上升的趋势,泥炭沼泽这种趋势尤为明显,而沼泽化草甸波动较大;但在积水条件下,3类沉积物 Eh 值随时间的变化趋势则不明显,其中腐殖质沼泽的氧化还原电位比较平稳,而沼泽化草甸波动较大.含水量在 70% WHC 左右时 3 类沉积物 Eh 值随时间的波动最大,可能是因为在这一水分条件下,实验装置的振动或氧化还原电位的测定(测定时电极棒在培养物料上形成圆洞)对沉积物氧气含量影响最大.

2.2 不同水分条件下湿地沉积物有机碳的矿化

泥炭沼泽和腐殖质沼泽有机碳矿化速率随时间的变化与沼泽化草甸有一定的差异(图 2).在所设置的水分梯度中,前 2 类湿地沉积物有机碳矿化速率在前 25 d 呈下降状态,但随后不同水分处理的有

从图 1 还可以看出,在水分含量较低(<64%

机碳矿化呈现不同的特点,32% WHC 和 64% WHC 处理的泥炭沼泽、48% WHC 和 72% WHC 处理的腐殖质沼泽矿化速率开始增大,特别是 32% WHC 处理的泥炭沼泽在培养的第 55 d 有机碳矿化速率达 950 mg/(kg·d),是第 25 d 时的 4.2 倍;64% WHC 处理的泥炭沼泽的矿化高峰为 450 mg/(kg·d),是第 25 d 时的 1.7 倍.高峰过后有机碳矿化速率开始回落,大约到了 117 d 达到平稳.48% WHC 处理的腐殖质沼泽也呈现类似的特点,但其矿化速率迅速增大的幅度比泥炭沼泽的稍小.其它水分处理的泥炭沼泽和腐殖质沼泽有机碳矿化高峰发生在培养的前期(0~10 d),此后逐渐下降.在 0~55 d,沼泽化草甸沉积物有机碳矿化速率随时间急剧下降,55 d 后达到平稳状态,这一结果与其它生态系统有机碳分解模式较一致^[17~20].

在适宜的水分条件下,泥炭沼泽和腐殖质沼泽沉积物有机碳矿化速率有一上升过程,可能原因是,新鲜样品经过采集、风干和剪切过程的机械作用使有机质与矿物的结合受到影响,同时风干样品重新加水后使微生物在短期内有激发效应^[21];也可能是由于三江平原长时间处于低温状态,地温少有>20℃的情况,样品中微生物主要以适应低温条件的种群为主,在 25℃ 培养下,适应高温条件的微生物种群需要一个较长时间的发展,这一现象在以往有关温度对湿地沉积物有机碳矿化的影响研究中得以验证^[22].其它水分处理的泥炭沼泽和腐殖质沼泽沉积物有机碳矿化速率一直处于下降状态,是因为这些处理中,水分为有机碳矿化的主要控制因子,随着培养时间的延长,沉积物中易分解成分不断被消耗,所以矿化速率不断下降.

在培养的 155 d 里,泥炭沼泽沉积物 32% WHC 处理的 CO₂-C 累积释放量最大[图 3(a)],为 68.3 g/kg,是 64% WHC 处理的 1.8 倍,96% WHC 或更高水分处理的 4.2 倍.这表明在所有处理中,32% WHC 最适于泥炭沼泽沉积物有机碳的矿化.腐殖质沼泽的 48% WHC 处理 CO₂-C 累积释放量最大,为 42.5 g/kg,当水分增加 24% WHC 时,CO₂-C 累积释放量降低 12.7%,为 37.1 g/kg;而当水分减至 24% WHC 或增加至 100% WHC 和 144% WHC 时,CO₂-C 累积释放量减少约 33%,为 27.5~28.5 g/kg;干旱条件(24% WHC)和水分饱和(100% WHC)以及淹水(144% WHC)之间差异不显著[图 3(b)].沼泽化草甸 100% WHC 处理的 CO₂-C 累积释放量最大[图 3

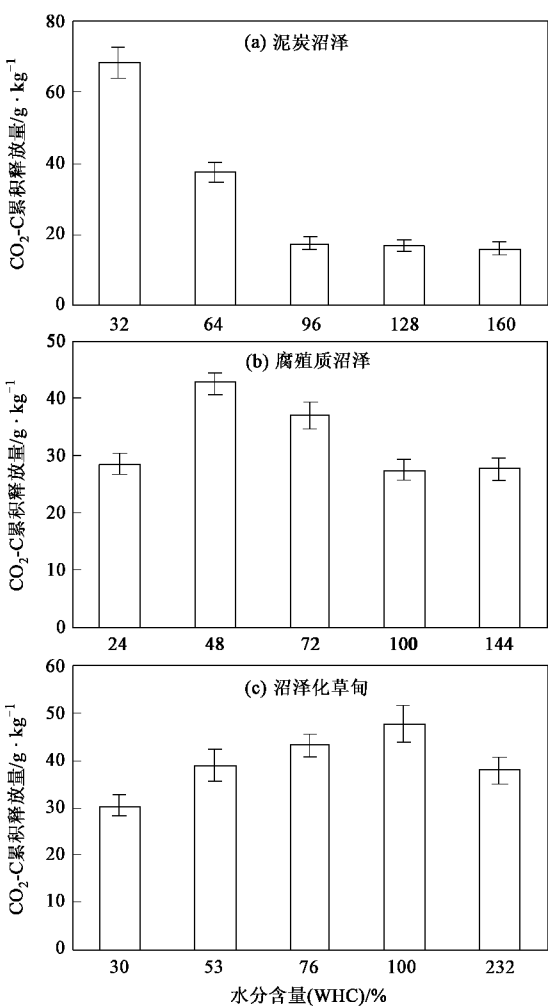


图 3 不同水分条件下三江平原典型湿地沉积物 CO₂-C 累积释放量(0~155 d)

Fig.3 Accumulative amount of carbon mineralization of sediments at different water contents

(c)],但与 76% WHC 处理的累积释放量差异不显著,表明这一水分范围最适于有机碳的矿化;低于这一水分范围,CO₂-C 累积释放量随着水分含量的降低而减少,当水分减至 53% WHC 时,CO₂-C 累积释放量减少 18%,但与 76% WHC 处理差异不显著;当水分达到 232% WHC(此时积水 2 cm)时,沼泽化草甸 CO₂-C 累积释放量与 53% WHC 处理的基本相当($p>0.05$),但比 30% WHC 的大 26.3%.

以上结果表明,3 类湿地沉积物有机碳矿化对水分变化的敏感性存在显著差异.泥炭沼泽沉积物有机碳矿化对水分变化非常敏感,最适宜水分在较低范围(32% WHC),与张文菊等^[4]的研究结果一致,水分饱和或积水时强烈抑制有机碳的矿化.腐殖质沼泽沉积物水分含量在 48% WHC 左右时最适于

有机碳的矿化,水分过少(24% WHC)或过多(水分饱和、积水)都明显地抑制有机碳的矿化,但这种抑制程度较泥炭沼泽的小,表明腐殖质沼泽沉积物对水分变化的敏感性较泥炭沼泽弱.沼泽化草甸沉积物有机碳矿化对水分变化的反应与泥炭沼泽和腐殖质沼泽存在明显差别,其最适水分(76%~100% WHC)要比泥炭沼泽和腐殖质沼泽的高,而且对水分变化的敏感性较其它2类湿地沉积物的弱.

2.3 氧化还原电位与沉积物有机碳矿化的关系

在还原态下(E_h 值 < 300 mV),腐殖质沼泽和沼泽化草甸沉积物有机碳矿化速率随 E_h 值的升高而增大[图 4(b),图 4(c)],但泥炭沼泽的这一趋势不明显[图 4(a)].在氧化态下(E_h 值 > 300 mV),3 类湿地沉积物有机碳矿化速率均随 E_h 值的升高而降低.有机碳矿化速率与氧化还原电位呈抛物线状的

二次函数关系($p < 0.05$),与 Delaune 等^[11]的研究结果较一致.

以上结果表明,在还原状态下,氧化还原电位对腐殖质沼泽和沼泽化草甸沉积物有机碳矿化影响明显,较低的氧化还原电位抑制了有机碳的矿化.在氧化态下,氧化还原电位的升高伴随着 3 类典型湿地(泥炭沼泽、腐殖质沼泽和沼泽化草甸)沉积物有机碳矿化速率的降低,其中腐殖质沼泽这种趋势最为明显.沉积物(土壤)的氧化还原电位与其水分状况密切相关(图 1),因而 E_h 值不仅反映其供氧状况、体系中氧化性物质与还原性物质的平衡状况以及 pH 等,很多情况下也能反映沉积物(土壤)水分状况.本研究中,除 64% WHC 处理的泥炭沼泽外,在水分含量大于有机碳矿化的适宜值(见图 2、图 3)时其 E_h 值均小于 300 mV(图 1),因此,在这一 E_h 值范围,有机碳的矿化主要受体系中的氧化还原状况如供氧状况的控制,能真实反映 E_h 与有机碳矿化之间的关系.而在氧化态下(> 300 mV),水分含量一般低于有机碳矿化需水的适宜范围,并且 E_h 值越高水分含量就越低,所以在 E_h 值 > 300 mV 的处理中,氧化还原状况不是有机碳矿化的关键限制因子,水分的缺乏可能是这 3 类沉积物有机碳矿化速率下降的主要原因.

三江平原泥炭沼泽和腐殖质沼泽湿地常年处于积水状态,氧化还原电位通常低于 100 mV;而沼泽化草甸为季节性积水,积水季节其 E_h 值一般在 100 mV 以下,在非积水季节,其 E_h 值会升高但不会超过 300 mV,因为 E_h 值 > 300 mV 时水分含量已低于 76% WHC(图 1),这在三江平原不大可能发生.因此,较低的氧化还原电位对三江平原泥炭沼泽、腐殖质沼泽以及沼泽化草甸沉积物有机碳矿化均有抑制作用.

3 结论

- (1) 水分是影响三江平原 3 类典型沼泽湿地沉积物氧化还原电位的主要因子, E_h 值随水分的增加而降低,但在水分含量较低或较高范围,水分含量变化对 E_h 值的影响作用降低.
- (2) 3 类湿地沉积物有机碳矿化最适宜水分含量存在较大差异,泥炭沼泽最低,为 32% WHC,腐殖质沼泽次之,为 48% WHC,沼泽化草甸最高,为 76%~100% WHC.
- (3) 湿地沉积物有机碳矿化速率与氧化还原电位存在显著的二次函数关系($p < 0.05$).在还原态下

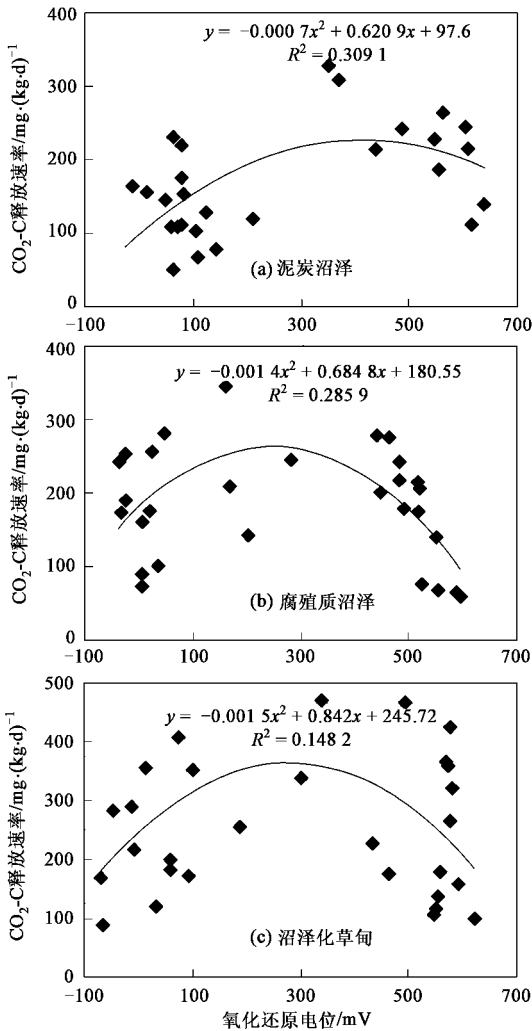


图 4 不同氧化还原电位下三江平原湿地沉积物有机碳的矿化速率

Fig.4 Mineralization rates of organic carbon of sediments at different redox potentials

(Eh 值 < 300 mV), 有机碳矿化速率和矿化量随氧化还原电位的升高而增加, 在氧化态 (Eh 值 > 300 mV) 下则逐渐降低. 水分饱和或积水导致的还原条件是三江平原湿地沉积物有机碳矿化缓慢的重要原因, 而季节性无积水导致的氧化还原电位升高致使沼泽化草甸沉积物有机碳矿化快于长期淹水的泥炭沼泽和腐殖质沼泽.

参考文献:

- [1] Mitsch W J, Wu X. Wetland and global change [A]. In: Lal R, John Kimble E, Levine B A (eds). *Advances in Soil Science, Soil Management and Greenhouse Effect* [C]. Boca Raton: CRC Lewis Publishers, 1995. 205-230.
- [2] Avnimelech Y, Ritvo G, Meijer L E, *et al.* Water content, organic carbon and dry bulk density in flooded sediments [J]. *Aquacult Eng*, 2001, **25** (1): 25-33.
- [3] Amador J A, Gêrres J H, Savin M C. Role of soil water content in the carbon and nitrogen dynamics of lumbricus terrestrial burrow soil [J]. *Appl Soil Ecol*, 2005, **28**: 15-22.
- [4] 张文菊, 童成立, 杨钙仁, 等. 水分对湿地沉积物有机碳矿化的影响[J]. *生态学报*, 2005, **25**(2): 249-253.
- [5] Liang C, Das K C, McClendon R W. The influence of temperature and moisture contents regimes on the aerobic microbial activity of a biosolids-composting blend [J]. *Bioresource Technol*, 2003, **86**: 131-137.
- [6] Schnell S, King G M. Responses of methanotrophic activity in soils and cultures to water stress [J]. *Appl Environ Microb*, 1996, **62**: 3203-3209.
- [7] Striegl R G. Diffusional limits to the consumption of atmospheric methane by soils [J]. *Chemosphere*, 1993, **26**: 715-720.
- [8] Sasaki A, Hagimori Y, Nakatsubo T, *et al.* Tidal effects on the organic carbon mineralization rate under aerobic conditions in sediments of an intertidal estuary [J]. *Ecol Res*, 2009, DOI 10.1007/s11284-008-0545-6.
- [9] Niedermeier A, Robinson J S. Hydrological controls on soil redox dynamics in a peat-based, restored wetland [J]. *Geoderma*, 2007, **137**: 318-326.
- [10] Moore T R, Basiliko N. *Decomposition in boreal peat lands* [M]. Berlin: Springer, 2006. 126-143.
- [11] Delaune R D, Hambrick, Patrick W H. *Degradation of hydrocarbon in oxidized and reduced sediments* [R]. Baton Rouge: Louisiana State University, 1980, OPLSU-R-80-016.
- [12] 王德宣, 丁维新, 王毅勇. 若尔盖高原与三江平原沼泽湿地 CH₄ 排放差异的主要环境影响因素[J]. *湿地科学*, 2003, **1** (1): 63-67.
- [13] Lissner J, Mendelssohn I A, Anastasiou C J. A method for cultivating plants under controlled redox intensities in hydroponics [J]. *Aquat Bot*, 2003, **76**: 93-108.
- [14] Singh S N. Exploring correlation between redox potential and other edaphic factors infield and laboratory conditions in relation to methane efflux [J]. *Environ Int*, 2001, **27**: 265-274.
- [15] Cao X D, Chen Y, Wang X R, *et al.* Effects of redox potential and pH value on the release of rare earth elements from soil [J]. *Chemosphere*, 2001, **44**: 655-661.
- [16] Wu J, O'Donnell A G. Procedure for the simultaneous analysis of total and radioactive carbon in soil and plant materials [J]. *Soil Biol Biochem*, 1997, **29**(2): 199-202.
- [17] Jenkinson D S. Studies on the decomposition of plant material in soil. V. The effects of plant cover and soil types on the loss of carbon from ¹⁴C labeled ryegrass decomposing under field conditions [J]. *J Soil Sci*, 1977, **28**: 424-434.
- [18] 黄耀, 刘世梁, 沈其荣, 等. 环境因子对农业土壤有机碳分解的影响[J]. *应用生态学报*, 2002, **13**(6): 709-714.
- [19] 唐国勇, 童成立, 苏以荣, 等. 含水量对¹⁴C 标记秸秆和土壤原有有机碳矿化的影响[J]. *中国农业科学*, 2006, **39**(3): 538-543.
- [20] 孙中林, 吴金水, 葛体达, 等. 土壤质地和水分对水稻土有机碳矿化的影响[J]. *环境科学*, 2009, **30**(1): 214-220.
- [21] Alex T C, Kenneth K T, Suduan G, *et al.* Temperature, water content and wet-dry cycle effects on DOC production and carbon mineralization in agricultural peat soils [J]. *Soil Biol Biochem*, 2006, **38**: 477-488.
- [22] 杨钙仁, 张文菊, 童成立, 等. 温度对湿地沉积物有机碳矿化的影响[J]. *生态学报*, 2005, **25**(2): 243-248.