

# 草甸湿地土壤溶解有机碳淋溶动态及其影响因素\*

杨继松<sup>1,2</sup> 刘景双<sup>1\*\*</sup> 于君宝<sup>1</sup> 王金达<sup>1</sup> 周旺明<sup>1,2</sup> 秦胜金<sup>1,2</sup>

(<sup>1</sup>中国科学院东北地理与农业生态研究所, 长春 130012; <sup>2</sup>中国科学院研究生院, 北京 100039)

**【摘要】** 采用土柱淋溶试验研究了草甸湿地有机土层(2~13 cm)DOC的淋溶动态,并探讨了土壤呼吸、NH<sub>4</sub><sup>+</sup>产生速率和淋溶液 pH与DOC生成速率的关系.试验第一周,小叶章湿草甸(XI)和小叶章沼泽化草甸(XII)土壤DOC的释放速率经历了一个快速下降的过程,而后达到平稳水平,其DOC的释放动态可用一次指数衰减方程进行描述( $R^2 > 0.96, P < 0.05$ ).整个试验期间(35 d),两种草甸湿地土壤DOC的累积释放量分别为210.9(XI)和506.58  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}$ (XII),CO<sub>2</sub>的累积释放量为679.64(XI)和455.54  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}$ (XII),表明XI的低DOC释放可能与高CO<sub>2</sub>释放所造成的微生物碳源受限有关.DOC的释放速率与NH<sub>4</sub><sup>+</sup>的生成速率呈显著正相关( $r_{\text{XI}} = 0.886, P < 0.05; r_{\text{XII}} = 0.972, P < 0.01$ ),而与淋溶液pH无相关性.多元回归分析表明,草甸湿地DOC的生成主要受土壤氮矿化潜势制约( $P < 0.05$ ).

**关键词** DOC淋溶 草甸湿地土壤 影响因素

**文章编号** 1001-9332(2006)01-0113-05 **中图分类号** X1 **文献标识码** A

**Dynamics of dissolved organic carbon (DOC) leaching in meadow marsh soil and related affecting factors.** YANG Jisong<sup>1,2</sup>, LIU Jingshuang<sup>1</sup>, YU Junbao<sup>1</sup>, WANG Jinda<sup>1</sup>, ZHOU Wangming<sup>1,2</sup>, QIN Shengjin<sup>1,2</sup> (<sup>1</sup>Northeast Institute of Geography and Agricultural Ecology, Chinese Academy of Sciences, Changchun 130012, China; <sup>2</sup>Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China). -*Chin. J. Appl. Ecol.*, 2006, 17(1): 113~117.

In this paper, an incubation test with soil columns was carried out for 35 days to study the dynamics of DOC leaching from the organic layers (2~13 cm) of two meadow marsh soils, and the correlation of DOC release with soil respiration, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> formation, and leachate pH. The results showed that in the first week, DOC release presented a fast decrease, and then held on a steady level, which could be well described by one order exponential equation ( $R^2 > 0.96, P < 0.05$ ). During 35 days incubation, the cumulative release of DOC from two test soils was 210.9  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}$  and 506.58  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}$ , and the cumulative emission of CO<sub>2</sub> was 679.64  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}$  and 455.54  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}$ , respectively. It was suggested that in the course of incubation, the lower DOC release might be related to the microbial carbon limitation because of the greater CO<sub>2</sub> production rate. A significantly positive correlation was found between DOC release and NH<sub>4</sub><sup>+</sup> formation ( $r_{\text{XI}} = 0.886, P < 0.05; r_{\text{XII}} = 0.972, P < 0.01$ ), while no significant correlation was observed between DOC release and leachate pH. Multiple regression analysis showed that the nitrogen mineralization potential of meadow marsh soil was the main factor affecting DOC production.

**Key words** DOC leaching, Meadow marsh soil, Impact factors.

## 1 引言

碳循环是当前环境科学家研究的热点之一.作为环境中碳的主要储库之一,土壤中的有机碳不仅能转化为气体形式(CO<sub>2</sub>和CH<sub>4</sub>)直接释放到大气中去<sup>[11]</sup>,而且能够以水溶物形式被地表径流携带进入水体,构成自然碳循环的另一重要环节<sup>[18]</sup>.虽然溶解性有机碳(dissolved organic carbon, DOC)只占土壤总有机碳的0.04%~0.22%<sup>[26]</sup>,但它却是有机碳库中最活跃的循环部分<sup>[24]</sup>.在自然生态系统中,枯枝落叶等凋落物、根系分泌物以及土壤微生物的降解产物被认为是DOC最重要的来源<sup>[26]</sup>.而土壤中的生物和化学条件则是影响DOC生成和淋失的主要因素<sup>[3,4,6]</sup>.微生物的新陈代谢是DOC的重要

来源之一,同时DOC又是易被微生物利用的重要碳源<sup>[8]</sup>,因此,微生物的活性与DOC的生成密切相关.pH是影响DOC的可溶性和生成的重要化学因素.一方面,pH影响到腐殖质化合物的表面电荷密度;另一方面,pH的变化还是影响微生物活性的重要原因<sup>[1]</sup>.此外,有机质的溶解性还与有机氮的矿化密切相关<sup>[2]</sup>.

湿地作为一种特殊的生态系统类型,其独特的水土作用体系决定了湿地DOC的输出对于陆地碳素区域性再分配的重要地位,而且湿地DOC的输出对于下游水体的净第一性生产力和其他生物地球化

\* 中国科学院知识创新工程重要方向性项目(KACX3-SW-332)和国家自然科学基金资助项目(90211003).

\*\* 通讯联系人:

2005-04-04收稿,2005-05-08接受.

学循环均具有重要控制作用<sup>[5,10,17]</sup>。目前,关于湿地 DOC 的研究多集中于湿地 DOC 的输出、对于全球变化的响应以及对碳平衡的贡献上<sup>[17,22,25]</sup>,此外,关于河流、湖泊等水体及沉积物中 DOC 的研究也较多<sup>[7,19,20]</sup>,但对湿地土壤 DOC 的生成动态及其影响因素方面的研究较欠缺。本研究采用土柱淋溶试验研究草甸湿地土壤 DOC 的淋溶动态,探讨 DOC 的生成与微生物活性、pH 和  $\text{NH}_4^+$  等影响因子的关系。

## 2 研究地区与研究方法

### 2.1 自然概况

研究区位于三江平原腹地典型沼泽湿地分布区,区内海拔高度 55.4~57.9 m,属北温带湿润大陆性季风气候,1 月平均气温  $-18\sim-21\text{ }^\circ\text{C}$ ,7 月平均气温  $21\sim22\text{ }^\circ\text{C}$ ,年平均气温  $1.6\sim1.9\text{ }^\circ\text{C}$ 。年降水量 565~600 mm,其中 60% 以上集中在 6~8 月,年蒸发量 542.4~580 mm。用于土柱淋溶试验的土壤样品采自区内一碟形洼地 ( $47^\circ 35' 17.8''\text{N}$ ,  $133^\circ 37' 48.4''\text{E}$ ),距离中国科学院三江平原沼泽湿地生态实验站 10.9 km,面积 20  $\text{hm}^2$ 。洼地沿中心到边缘地表积水深度依次降低,分布的主要植物群落类型为漂筏苔草 (*Carex pseudocuraica*)、毛果苔草 (*C. lasiocarpa*)、乌拉苔草 (*C. meyeriana*) 和小叶章 (*Deyeuxia angustifolia*)。试验用土样采自小叶章群落分布带,其湿地类型分别为季节性积水的小叶章沼泽化草甸 (Ⅷ) 和无积水的小叶章湿草甸 (Ⅺ)。土壤类型分别为潜育草甸土和 (典型) 草甸土。

### 2.2 研究方法

9 月初,分别在 Ⅺ 和 Ⅷ 样地用不锈钢采样刀采集表层 (2~13 cm) 有机土样品,装入塑料袋密封。每个样地 6 次重复。在实验室内将土样中的活体根系和大块植物残体分出,过 2 mm 筛后,分别取混合样,一部分风干处理,用于土壤基本性质的测定,其余 4  $^\circ\text{C}$  保存一周待用。采集土壤样品的同时,用环刀法测定两种土壤表层 (2~13 cm) 的含水量、最大持水量及土壤容重。供试土壤的基本理化性质见表 1。

表 1 供试土壤的理化性质

Table 1 Physical and chemical properties of tested soils

土壤 Soil	有机碳 Organic carbon (%)	全氮 Total nitrogen (%)	最大持水量 Water-holding capacity (%)	土壤容重 Bulk density ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )
Ⅺ	3.13	0.284	48.3	0.54
Ⅷ	7.39	0.756	129.8	0.26

本试验采用土柱淋溶法。淋溶装置由内径 46.5 mm、长 300 mm 的 PVC 管制成。装置下端封闭,通过一内径为 3 mm 的细玻璃管与 PVC 管内部连通,用于收集淋溶液。装置底部覆盖 4 层密孔玻璃丝网,其上覆盖 45 g 细石英砂 (2 cm 厚)。土样用石英砂调至田间原位容重后装入淋溶装置。Ⅺ 和 Ⅷ 分别装土 92.37 和 43.57 g (烘干土计),厚度 110 mm。土壤上部空间体积为 398  $\text{cm}^3$ 。为了减少淋溶过程中淋洗液对土柱

表面的冲刷,土柱表面上覆 2 层密孔玻璃丝网。试验装置所用材料事先均经过酸洗处理,以除去材料表面所附的可溶性有机物质。

试验所用淋洗液均为蒸馏水。淋溶试验开始前,用 200 ml 蒸馏水预淋洗土柱,洗去土壤中原有的 DOC。淋溶土柱均在  $20\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$  条件下进行开放淹水 (3 mm 左右) 培养。分别在培养的 3、7、14、21、28 和 35 d 淋洗土柱并收集淋溶液。淋洗时,先用 150 ml 蒸馏水浸泡土柱 2 h,然后以  $1.5\text{ ml}\cdot\text{min}^{-1}$  左右的流速收集淋溶液。收集到的淋溶液一部分用于测定 pH 和  $\text{NH}_4^+$  的浓度,一部分过 0.45  $\mu\text{m}$  的微孔滤膜后,测定 DOC 浓度。分别用 SKALAR-SAN<sup>++</sup> 连续流动分析仪和岛津 TOC-V<sub>CPT</sub> 总有机碳分析仪完成对  $\text{NH}_4^+$  和 DOC 浓度的测定。

土壤  $\text{CO}_2$  释放的测定在每次淋溶试验前进行。淋溶试验的前一天,封闭装置上端开口,同样条件下密闭培养 24 h。 $\text{CO}_2$  气体的采集用注射器通过封闭盖上的采气阀进行,每次抽取气体 25 ml,测定气体中  $\text{CO}_2$  的浓度。测定呼吸速率的同时设置 3 个空白测定。土壤释放  $\text{CO}_2$  速率采用下式计算:

$$r_{\text{CO}_2} = \frac{V \times (c - c_0) \times 12}{0.082 \times (273 + T) \times t}$$

式中,  $V$  为淋溶培养装置土壤上部空间的体积 ( $\text{cm}^3$ ),  $c$  为培养测定的  $\text{CO}_2$  浓度 ( $\times 10^{-6}\text{v}$ ),  $c_0$  为空白测定的  $\text{CO}_2$  浓度 ( $\times 10^{-6}\text{v}$ ),  $T$  为培养温度 ( $^\circ\text{C}$ ),  $t$  为密闭培养时间 (h)。

## 3 结果与讨论

### 3.1 DOC 淋溶动态

草甸湿地土壤的 DOC 淋溶动态可分为两个阶段 (图 1)。培养初始的第一周,Ⅺ 和 Ⅷ 的 DOC 产生经历了一个快速下降的过程,其速率分别由初始的 17.54 和 35.67  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$  降至 8.54 和 18.92  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ 。一周后,DOC 的淋溶产生速率分别在 3.28~5.68 和 8.76~13.89  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$  之间,趋于平稳。与此相一致,Christ 等<sup>[6]</sup>在松林灰化土土柱淋溶试验中发现,第一周出现 DOC 浓度的最大值,之后 DOC 浓度迅速降至一相对平稳的水平,其生成动态可用非线性模型:  $R = 150 + A \cdot t/7 + B \cdot (1 - e^{-z \cdot t})$  进行描述。式中,  $R$  为 DOC 的释放量 ( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ),  $t$  为培养时间,  $A$  为以恒定速率释放的 DOC,  $B$  以一次衰减指数形式释放的 DOC,  $z$  为一次衰减系数。

这说明土壤 DOC 生成有随时间呈指数下降的趋势。对试验结果进行回归分析表明,一次指数衰减方程能够很好地描述两种土壤 DOC 的生成动态 ( $P < 0.05$ ):  $R_{\text{Ⅺ}} = 4.39 + 34.06e^{-t/3.17}$  ( $r^2 = 0.96$ ) 和  $R_{\text{Ⅷ}} = 11.03 + 53.75e^{-t/3.82}$  ( $r^2 = 0.98$ )。

整个试验期间 (35 d),Ⅺ 和 Ⅷ DOC 的累积生成

量分别为 210.9 和 506.58  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}$ , XII 高于 XI (表 2). 此外, XII 的 DOC 产生速率高出 XI 1.1~3.2 倍 ( $t = 2.08, P = 0.03$ ). DOC 淋溶量与土壤有机碳含量密切相关, 有机碳水平高的土壤其 DOC 的淋溶生成量也相对较高<sup>[21]</sup>. 试验中两种供试土壤 XI 和 XII 2~13 cm 层的有机碳含量分别为 3.13% 和 7.39%, 有机碳含量的差异可能是导致 DOC 生成速率差异的原因之一.

表 2 淋溶过程中 DOC 和 CO<sub>2</sub> 的累积产生量

Table 2 Cumulative amounts of leached DOC and CO<sub>2</sub> from the soil columns during the leaching process

项目 Item	培养时间 Incubation time (d)						
	3	7	14	21	28	35	
DOC ( $\mu\text{gC}\cdot\text{g}^{-1}$ )	XI	52.63	86.78	109.76	147.69	187.45	210.90
	XII	107.01	182.67	279.92	359.94	445.26	506.58
CO <sub>2</sub> ( $\mu\text{gC}\cdot\text{g}^{-1}$ )	XI	35.08	114.69	242.41	362.00	515.41	679.64
	XII	57.66	85.10	156.18	221.65	330.06	455.54

### 3.2 DOC 淋溶与 CO<sub>2</sub> 释放的关系

草甸湿地土壤的呼吸 C 损失速率同样经历两个不同的阶段(图 1). 培养初始的第一周, XI 的土壤呼吸有一个快速上升过程, 呼吸速率由 11.69 升至 19.9  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ , 而同一时期内, XII 的土壤呼吸则呈相反的变化趋势, 其呼吸速率由 19.22  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$  降至 6.86  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ . 培养一周后, 两者的土壤呼吸速率均呈现出缓慢上升的变化趋势, 至培养结束(35 d), 其呼吸速率分别为 23.46 和 17.93  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ . 整个试验期间, XI 和 XII 的累积 CO<sub>2</sub> 释放量分别为 679.64 和 455.54  $\mu\text{g C}\cdot\text{g}^{-1}$ (表 2), XI 的平均呼吸速率高出 XII 42% ( $t = 2.07, P = 0.03$ ).

土壤微生物活性是影响 DOC 生成的重要因素<sup>[6]</sup>. Gödde 等<sup>[9]</sup>研究表明, 微生物活性的增强能够促进 DOC 的生成速率. 但本试验发现 DOC 生成速率与 CO<sub>2</sub> 释放之间的关系却与此相反, 即具有较高 CO<sub>2</sub> 释放速率的 XI 的 DOC 生成速率却相对较低, 而具有较低 CO<sub>2</sub> 释放速率的 XII 的 DOC 生成速率却相对较高. 这可能与试验过程中两种土壤微生物的碳源受限 (microbial carbon limitation) 有关<sup>[2]</sup>. XI 相对高的 CO<sub>2</sub> 释放可能要消耗更多的易分解性碳, 因此, 提供 DOC 生成的可利用碳源更易受到限制, 这可能是 XI 具有较低 DOC 产生速率的原因. 表 3 中 DOC 产生速率与土壤呼吸 CO<sub>2</sub> 释放之间的弱负相关关系 ( $r = -0.801, P = 0.056$ ) 似乎也说明了这一点. 此外, 试验土壤在培养后期均出现了 DOC 生成释放量的下降与 CO<sub>2</sub> 释放上升的现象(图 1), 可能的解释是试验第一周 DOC 快速生成以致大部分可溶性碳被迅速消耗, 在无外源易分解碳的输入及培

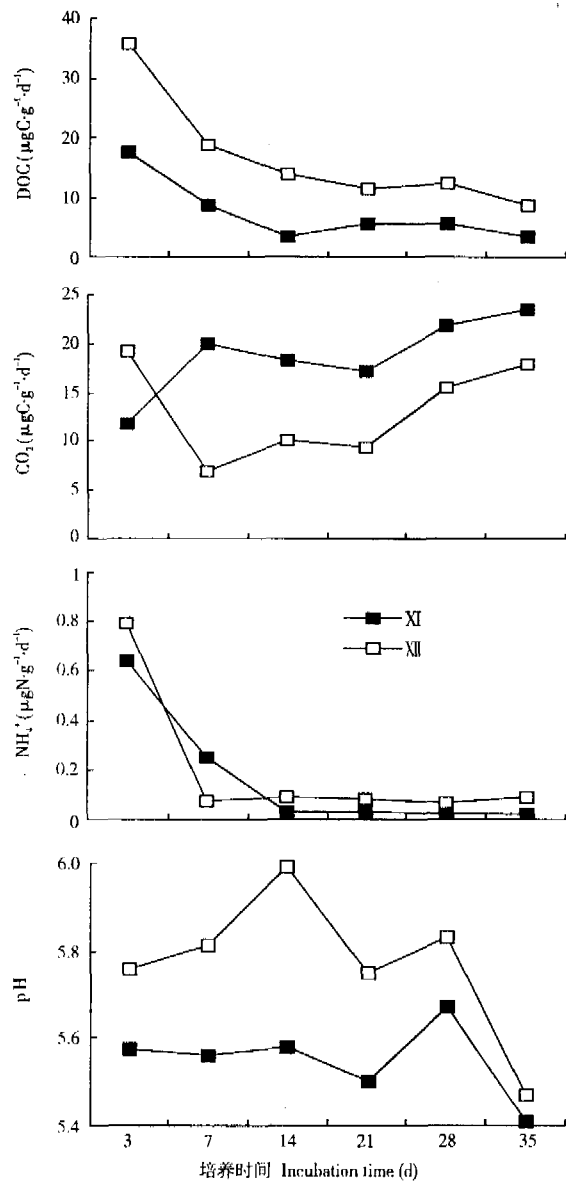


图 1 土柱淋溶过程中 DOC、CO<sub>2</sub>、NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 产生速率和淋溶液 pH 的动态变化

Fig. 1 Temporal dynamics in rates of DOC production, CO<sub>2</sub> evolution, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> formation and pH of leachates during the leaching process.

养后期土壤呼吸有所增强的情况下, 可溶性碳库缩小, 并最终导致培养后期 DOC 的生成受到可利用碳源的限制.

### 3.3 DOC 淋溶与 NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 的关系

XI 和 XII 的 NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 生成速率具有相似的变化趋势 ( $P < 0.05$ ), 但总体上 XII 略大于 XI (图 1). 二者均是在培养初期快速下降, 具体表现为 XI 和 XII 分别经历两周和一周后, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 的生成速率降至较小值 0.028 和 0.075  $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ , 之后, 两者的土壤氮矿化速率近似平稳.

相关分析表明, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 的生成速率与 DOC 的释放速率呈显著正相关(表 3), 说明 NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 的矿化生成

与土壤 DOC 的可溶性有关. Andersson 等<sup>[2]</sup>研究发现,  $\text{NH}_4^+$  的生成与有机质溶解性的提高密切相关, 其原因可能是单价态的阳离子—— $\text{NH}_4^+$  与胡敏酸和富里酸结合成类似“溶解盐”的物质, 从而提高了有机质的可溶性<sup>[16]</sup>.

表 3 DOC 的释放速率与  $\text{CO}_2$ 、 $\text{NH}_4^+$  的产生速率及淋溶液 pH 间的相关系数

Table 3 Correlation coefficients between DOC release and  $\text{CO}_2$  production,  $\text{NH}_4^+$  formation and pH of leachates

项目 Item		<i>r</i>	<i>P</i>
$\text{CO}_2$	XI	-0.801	0.056
	XII	0.326	0.528
$\text{NH}_4^+$	XI	0.972**	0.001
	XII	0.886*	0.019
pH	XI	0.256	0.624
	XII	0.168	0.750

\*  $P < 0.05$ ; \*\*  $P < 0.01$ .

### 3.4 DOC 淋溶与 pH 的关系

两种土壤淋溶液 pH 均经历了先上升后下降的变化趋势(图 1). XII 初始淋溶液的 pH 为 5.76, 培养两周后, 其淋溶液的 pH 上升了 0.23, 而随后至试验结束, pH 又降至 5.47. XI 初始淋溶液的 pH 为 5.58, 培养的前 3 周其值变化不大, 第 4 周升至 5.67, 而最后 1 周又降至 5.41.

pH 是影响 DOC 淋溶动态的重要因素. 一般认为, 提高土壤的 pH 值能够增加 DOC 的淋出量<sup>[2, 14, 20]</sup>. Kalbita 等<sup>[12]</sup>认为, pH 主要通过化学和生物学过程对土壤可溶性有机质的动态产生影响. pH 的升高导致 DOC 生成的增加, 可能是由于 pH 的升高使腐殖质胶体表面所携带负电荷的总量增加, 从而提高了土壤有机物质的可溶性<sup>[2]</sup>. 另一方面, pH 还是微生物活性的控制因子, 适宜的 pH 有利于微生物活动, 从而影响土壤 DOC 的动态. 本试验中淋溶液 pH 与 DOC 的生成速率之间并无相关性(表 3), 可能是由于试验过程中淋溶液 pH 变化较小(变异系数  $< 3\%$ ), 不足以对 DOC 的生成产生显著影响.

### 3.5 $\text{CO}_2$ 释放、 $\text{NH}_4^+$ 和 pH 对 DOC 生成的贡献

DOC 生成受多种因素的共同影响,  $\text{CO}_2$  释放反映了土壤微生物活性和微生物易利用性碳库的大小<sup>[15]</sup>, 而  $\text{NH}_4^+$  的产生则可反映土壤有机氮的矿化潜势<sup>[13]</sup>, pH 主要是通过土壤的化学和生物学过程作用于可溶性有机质的生成动态<sup>[23]</sup>. 可见, 三者分别与有关 DOC 生成的基质、能量来源和作用过程紧密联系. 多元回归分析表明, 草甸湿地土壤 DOC 的生成与  $\text{NH}_4^+$  产生速率的偏相关的显著性水平平均小于 0.05(表 4), 说明本试验中  $\text{NH}_4^+$  的产生对 DOC

生成影响显著, 而  $\text{CO}_2$  释放和 pH 的影响则较小. 该结果表明, 在目前环境条件下, 草甸湿地 DOC 的生成主要受土壤氮矿化潜势制约.

表 4 DOC 生成速率与  $\text{CO}_2$  释放、 $\text{NH}_4^+$  生成与淋溶液 pH 间的多元回归分析

Table 4 Multiple regression analysis between DOC production and  $\text{CO}_2$  release,  $\text{NH}_4^+$  formation and pH of leachates

	XI ( $R = 0.986$ )			XII ( $R = 0.976$ )		
	<i>B</i>	<i>t</i>	<i>Sig.</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	<i>Sig.</i>
常数项 Constant	-23.35	-0.560	0.632	-0.69	-0.099	0.930
$\text{CO}_2$	-1.65	-2.770	0.808	-13.07	-1.179	0.360
$\text{NH}_4^+$	20.04	4.859	0.040	37.21	5.411	0.033
pH	5.16	0.702	0.556	4.04	0.361	0.753

*R*: 复相关系数 Multiple correlation coefficient; *B*: 非标准化回归系数 Unstandardized coefficients.

## 4 结 论

4.1 草甸湿地土壤有机土层 DOC 的淋溶动态符合一次指数衰减方程. 试验第 1 周两种湿地土壤 DOC 的淋溶释放速率快速下降, XI、XII 分别由起始速率  $17.54$  和  $35.67 \mu\text{g C} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  降至  $8.54$  和  $18.92 \mu\text{g C} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ , 1 周后 DOC 释放处于平稳状态, 其值分别稳定在  $3.35 \sim 5.68$  和  $8.76 \sim 12.19 \mu\text{g C} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  之间, 整个试验期间(35 d) DOC 的累积淋溶释放量分别为  $210.9$  和  $506.58 \mu\text{g C} \cdot \text{g}^{-1}$ .

4.2 整个试验期间, XI 和 XII 的累积  $\text{CO}_2$  释放量分别为  $679.64$  和  $455.54 \mu\text{g C} \cdot \text{g}^{-1}$ , 高  $\text{CO}_2$  释放对应低 DOC 释放, 可能与高  $\text{CO}_2$  释放造成的微生物碳源受限有关. DOC 的释放速率与  $\text{NH}_4^+$  的生成速率呈显著正相关( $r_{\text{XI}} = 0.886$ ,  $P < 0.05$ ;  $r_{\text{XII}} = 0.972$ ,  $P < 0.01$ ), 而与淋溶液 pH 无相关性. 多元回归分析表明, 草甸湿地 DOC 的生成主要受土壤氮矿化潜势制约( $P < 0.05$ ).

## 参考文献

- Andersson S, Nilsson SI. 2001. Influence of pH and temperature on microbial activity, substrate availability of soil-solution bacteria and leaching of dissolved organic carbon in a mor humus. *Soil Biol Biochem*, **33**(9): 1181~1191
- Andersson S, Nilsson SI, Saetre P. 2000. Leaching of dissolved organic carbon(DOC) and dissolved organic nitrogen(DON) in mor humus as affected by temperature and pH. *Soil Biol Biochem*, **32**(1): 1~10
- Boissier JM, Fontvieille D. 1995. Biological characteristics of forest soils and seepage waters during simulated rainfalls of high intensity. *Soil Biol Biochem*, **27**(2): 139~145
- Brookes PD, McKnight DM, Bencala KE. 1999. The relationship between soil heterotrophic activity, soil dissolved organic carbon (DOC) leachate, and catchment-scale DOC export in headwater catchments. *Water Resour Res*, **35**(6): 1895~1902
- Carpenter SR, Pace ML. 1997. Dystrophy and eutrophy in lake ecosystems: Implications of fluctuating inputs. *Oikos*, **78**(1): 3~14
- Christ MJ, David MB. 1996. Temperature and moisture effects on

- the production of dissolved organic carbon in a spodosol. *Soil Biol Biochem*, **28**(9):1191~1199
- 7 Gergel SE, Turner MG, Kratz TK. 1999. Dissolved organic carbon as an indicator of the scale of watershed influence on lakes and rivers. *Ecol Appl*, **9**(4):1377~1390
  - 8 Glatzel S, Kalbitz K, Dalva M, et al. 2003. Dissolved organic matter properties and their relationship to carbon dioxide efflux from restored peat bogs. *Geoderma*, **113**(3~4):397~411
  - 9 Gödde M, David MB, Christ MJ, et al. 1996. Carbon mobilization from the forest floor under red spruce in the northeastern USA. *Soil Biol Biochem*, **28**(9):1181~1189
  - 10 Guildford SJ, Healey FP, Hecky RE. 1987. Depression of primary production by humic matter and suspended sediment in limnocorral experiments at southern Indian Lake, Northern Manitoba. *Can J Fish Aquatic Sci*, **44**(6):1408~1417
  - 11 Huang Y(黄 耀), Liu S-L(刘世梁), Shen Q-R(沈其荣), et al. 2002. Influence of environmental factors on the decomposition of organic carbon in agricultural soils. *Chin J Appl Ecol* (应用生态学报), **13**(6):709~714 (in Chinese)
  - 12 Kalbitz K, Solinger S, Park JH, et al. 2000. Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: A review. *Soil Sci*, **165**(4):277~304
  - 13 Li Y-Z(李玉中), Zhu T-C(祝廷成), Redmann RE. 2002. A comparative study on soil nitrogen (N) gross rates of mineralization, nitrification and consumption over three management systems of *Leymus chinensis* grasslands. *Acta Ecol Sin* (生态学报), **22**(5):668~673 (in Chinese)
  - 14 Lin B(林 滨), Tao S(陶 澍), Liu X-H(刘晓航). 1997. Release kinetics of water soluble organic compounds from soil and sediments. *Acta Sci Circ* (环境科学学报), **17**(1):8~13 (in Chinese)
  - 15 Ni J-Z(倪进治), Xu J-M(徐建民), Xie Z-M(谢正苗). 2001. The size and characterization of biologically active organic carbon pool in soils. *Plant Nutr Fertil Sci* (植物营养与肥料学报), **7**(1):56~63 (in Chinese)
  - 16 Norman RJ, Kurtz LT, Stevenson FJ. 1986. Solubilization of soil organic matter by liquid anhydrous ammonia. *Soil Sci Soc Am J*, **51**(3):809~812
  - 17 Pastor J, Solin S, Bridgham SD, et al. 2003. Global warming and the export of dissolved organic carbon from boreal peatlands. *Oikos*, **100**(2):380~386
  - 18 Tao S(陶 澍), Cao J(曹 军). 1996. Leachate kinetics of water soluble organic carbon from surface horizon of upland soil. *Chin Environ Sci* (中国环境科学), **16**(6):410~414 (in Chinese)
  - 19 Tao S, Lin B, Lu X, et al. 2000. Release kinetics of water soluble organic carbon (WSOC) from river sediment and wetland soil. *Water Air Soil Poll*, **118**(3~4):407~418
  - 20 Temminghoff EJM, van der Zee SEATM, de Haan FAM. 1997. Copper mobility in a copper-contaminated sandy soil as affected by pH and solid and dissolved organic matter. *Environ Sci Technol*, **31**(4):1109~1115
  - 21 Turunen J, Moore TR. 2003. Controls on carbon accumulation and storage in the mineral subsoil beneath peat in Lakkasuo mire, central Finland. *Eur J Soil Sci*, **54**(2):279~286
  - 22 Urban NR, Bayley SE, Eisenreich SJ. 1989. Export of dissolved organic carbon and acidity from peatlands. *Water Resour Res*, **25**(7):1619~1628
  - 23 Wang G-M(王良梅), Zhou L-X(周立祥). 2003. Dynamics of dissolved organic matter in terrestrial ecosystem and its environmental impact. *Chin J Appl Ecol* (应用生态学报), **14**(11):2019~2025 (in Chinese)
  - 24 Wang J(王 晶), Zhang X-D(张旭东), Xie H-T(解宏图), et al. 2003. New quantificational indexes in modern study of soil organic matter. *Chin J Appl Ecol* (应用生态学报), **14**(10):1809~1812 (in Chinese)
  - 25 Wetzel RG. 1992. Gradient-dominated ecosystems; Sources and regulatory functions of dissolved organic matter in freshwater ecosystems. *Hydrobiologia*, **229**(3):181~196
  - 26 Zsolnay A. 1996. Dissolved humus in soil waters. In: Piccolo A, ed. *Humic Substances in Terrestrial Ecosystems*. Amsterdam: Elsevier. 171~223

---

作者简介 杨继松,男,1978年生,博士研究生.主要从事环境生态与生物地球化学研究,发表论文4篇. E-mail: yangjisong@neigae.ac.cn  
责任编辑 肖红

---