

太湖水土界面氮磷交换通量的时空差异

张路¹, 范成新¹, 王建军¹, 郑超海²

(1. 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008; 2. 河海大学环境科学系, 南京 210098)

摘要: 利用原柱样静态释放实验及间隙水分子扩散模型对太湖典型草型湖区(东太湖)及藻型湖区(梅梁湾)的氮磷释放通量进行了逐月研究. 原柱样氮磷静态界面交换通量(F_i)在同一湖泊不同生态类型湖区有差异性, 东太湖氨态氮和可溶性磷酸盐的年平均交换通量分别为 $(44.9 \pm 21.9) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ (平均值 $\pm$ 标准偏差) 和 $(2.06 \pm 1.71) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, 梅梁湾为 $(16.2 \pm 12.0) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ 和 $(0.53 \pm 0.52) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$. 2 湖区的分子扩散通量(F_m)同样表现为这样的差异, 但是其绝对值与静态释放通量相比有数量级的差异, 该模型不能用于太湖这样风浪显著且底栖生物活性较高的湖泊水土界面氮磷营养盐交换通量的估算. 仅从不同生态类型的湖区比较结果看, 草型湖区比藻型湖区有更高的氮磷交换通量. F_i/F_m 比值作为 1 种反映底栖生物活性的指标反映出东太湖有更高的底栖活性. 在水体溶解氧水平通常保持在较高的水平, 即好氧状态下, 氮磷界面交换通量与溶解氧水平(DO)无显著相关. 同样, 在现有浓度水平下, 其水土界面交换通量与水体氮磷浓度无显著相关. 东太湖较高的释放通量与相对较低的水体营养盐负荷的差异来自于大型水生植被的消浪促沉降及其本身的吸附吸收作用, 这是恢复水生植被以重建健康水生生态系统的重要理论依据.

关键词: 水土界面; 氮; 磷; 交换通量; 太湖

中图分类号: X524 文献标识码: A 文章编号: 0250-3301(2006)08-1537-07

Space-Time Dependent Variances of Ammonia and Phosphorus Flux on Sediment-Water Interface in Lake Taihu

ZHANG Lu¹, FAN Cheng-xin¹, WANG Jiar-jun¹, ZHENG Chao-hai²

(1. Nanjing Institute of Geography & Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China; 2. Department of Environment Science, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: Monthly research of ammonia and phosphorus fluxes in water-sediment interface in East Lake Taihu (ELT, macrophyte dominated) and Meiliang Bay (MB, algae dominated) was processed with intact sediment cores' incubation and pore water diffusive model. The ammonia and phosphorus fluxes calculated with intact sediment cores' incubation (F_i) showed discrepancy in different lake zones with different ecotype. The yearly average fluxes of ammonia and dissolved phosphorus in ELT were $(44.9 \pm 21.9) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ (Mean $\pm$ SD) and $(2.06 \pm 1.71) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$; and $(16.2 \pm 12.0) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ and $(0.53 \pm 0.52) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ in MB. The molecular diffusive fluxes (F_m) of the two lake zones showed the same pattern, but the absolute value difference may as high as an order of magnitudes. So this molecular diffusive model cannot be used to evaluate the nutrients fluxes in sediment-water interface in Lake Taihu, a lake vulnerable with wind and wave affection and benthic bio-disturbance. Compared with the two lake zones with different ecotypes, macrophyte dominated one had higher nutrients fluxes than the algae one. ELT had higher bio-disturbance, which was revealed by the F_i/F_m ratio. When the dissolved oxygen (DO) remained in high concentration, known as aerobic condition, the nutrients' fluxes were not correlated with the DO. Similarly, the fluxes were not correlated with the nutrients' concentration of the overlying water at the existing condition. The discrepancy between higher nutrients' fluxes and lower nutrients loading in ELT suggested the higher particulate settlement rate and assimilate rate promoted by the macrophyte. This is the important theoretical basis of rebuilding the healthy ecosystems with restoring the water plants.

Key words: sediment-water interface; nitrogen; phosphorus; flux; Lake Taihu

沉积物是湖泊内源负荷的重要源汇已成为共识. Pitkanen^[1]等在芬兰东部海湾的研究中发现, 尽管外源释放量减少了 30%, 但水体的磷酸盐仍然呈上升趋势, 主要原因在于沉积物内源性磷释放. Kuwabara^[2]等在美国 Coeur d'Alene 湖的研究中证实, 全湖内源性磷酸盐的释放量与该湖入湖河流的外源性磷酸盐输入量相当. Berelson^[3]在 Port Phillip 湾的营养盐循环研究中发现内源性氮磷营养

盐的产生量占外源性营养盐的比例均超过 50%, 而磷的内源再生量为湖泊溶解性磷酸盐的 72%. 鉴于沉积物的内源负荷在水体(包括海湾和湖泊)中的重

收稿日期: 2005-09-02; 修订日期: 2005-09-27

基金项目: 国家自然科学基金项目(20577053, 40501064, 40171083); 中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-SW-12)

作者简介: 张路(1975~), 男, 博士, 助理研究员, 主要研究方向为湖泊水化学和湖泊生态学, E-mail: luzhang@niglas.ac.cn

要性如此之大, 沉积物-水界面的营养盐交换通量以及其交换规律的研究对湖泊营养负荷的控制和湖泊水环境的改善就显得非常重要与迫切。

水土界面交换通量研究通常有以下几种方法: ①间隙水浓度扩散模型估算法^[4~6]; ②原柱样静态培养法^[7~9]; ③原柱样流动培养法^[10,11]; ④原位箱式观测法^[2,3]; ⑤质量守恒模型^[12]。其中, 第⑤种方法考虑了水土界面处营养盐交换的水平通量, 即平流作用的影响。方法②、③、④作为实验方法测定的营养盐通量, 较多考虑了实验条件与现场环境条件的一致性。方法①在估算底栖扰动较小, 间隙水热力学稳定性较高的水土界面交换通量时, 常常有较高的准确性^[13], 而对于水动力条件较复杂, 底栖生物活性较高的浅水湖泊, 如太湖, 是否适用仍存在疑问。本研究采用原柱样静态培养法结合间隙水浓度扩散模型对太湖典型草型湖区-东太湖和藻型湖区-梅梁湾的水土界面氮磷交换通量进行逐月研究, 并对草藻型湖区的异同进行对比。

1 样点布设与样品采集

太湖北部梅梁湾(MB)湖区为典型的藻型湖区, 面积 100km²; 东太湖(ELT)位于太湖东南部, 面积 131km², 该湖区内 97% 的面积分布有大型水生植物, 为草型湖泊^[14]。分别在这 2 个典型湖区搭设采样平台(图 1), 作为固定的采样点。2002~2003 年逐月采集沉积物柱样, 在实验室控制条件下进行静态释放实验。同时用平衡式间隙水采样器采集间隙水^[15]。

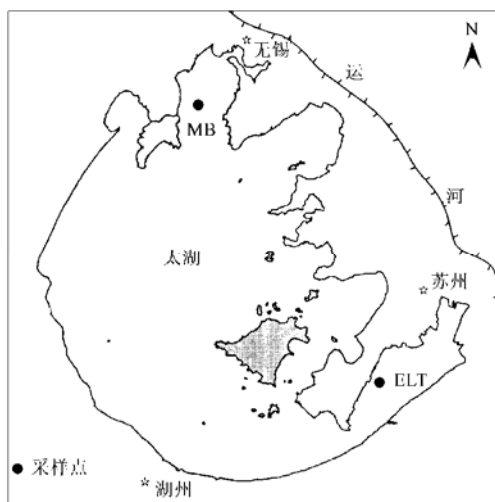


图 1 采样点示意图

Fig. 1 Sketch map of sampling sites

2 实验方法及界面通量计算

2.1 原柱样静态培养法

野外采集的原柱样运回实验室后, 立即用虹吸法小心抽去柱状样上层水样, 经过滤去除藻类及悬浮物后沿管壁缓缓加入到原沉积物柱样中, 以不扰动沉积物表面为要求, 水柱高度 30cm, 所有采样管均垂直放入已恒定在采样时水体温度下的循环水浴恒温器(Colora WK100, $\pm 0.1^\circ\text{C}$)中, 蔽光敞口培养。每次取样用注射器在液面下 20cm 抽取水样。取完水样后再沿管壁缓慢补充相同数量经过滤的上层水样。每次取 50mL 水样, 用磷钼蓝比色法分析 PO_4^{3-} ; 纳氏比色法分析 NH_4^+ 。取样时间按照 0, 3, 6, 12, 24, 36, 48, 72h 共 8 次进行。释放速率 F_i 按下式计算^[16]:

$$F_i = \left[V(c_n - c_0) + \sum_{j=1}^n V_{j-1}(c_{j-1} - c_a) \right] / (S \cdot t)$$

其中, F_i 为释放速率 [$\text{mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$]; V 为柱中上覆水体积(L); c_n 、 c_0 、 c_{j-1} 为第 n 次、0 次(即初始)和 $j-1$ 次采样时某物质含量 ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$); c_a 为添加水样中的物质含量 ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$); V_{j-1} 为第 $j-1$ 次采样体积(L); S 为柱样中水-沉积物接触面积 (m^2); t 为释放时间(d)。所计算的 NH_4^+ 和 PO_4^{3-} 均为 3d 平均表观释放速率。

2.2 间隙水扩散模型

运用 Fick 第一定律: $F_m = -\Phi_0 D_s (\partial c / \partial x)_{x=0}$ 对水土界面处间隙水和上覆水中氮磷营养盐的浓度梯度进行计算^[17]。其中, F_m 为分子扩散通量 [$\text{mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$]; Φ_0 为表层沉积物孔隙度(%); D_s 为经孔隙度校正的有效分子扩散系数 (m^2/s); $(\partial c / \partial x)_{x=0}$ 为表层沉积物孔隙水与上覆水间营养盐的浓度梯度 [$\text{mg} \cdot (\text{L} \cdot \text{cm})^{-1}$]。

假如间隙水扩散服从一级反应动力学, 则其含量对深度的变化应该服从指数分布规律^[18]。因此, 在研究中将间隙水上端扰动层(深度 3~4cm)以及界面向上覆水 3cm 处的营养盐含量对沉积深度进行指数拟合, 并对深度 x 进行求导, 求出土水界面处的 $(\partial c / \partial x)_{x=0}$, 并进而利用 Fick 定律计算出分子扩散通量。

3 结果与分析

3.1 原柱样氮磷释放通量

在实验时间内, 东太湖沉积物上覆水氨态氮

界面交换通量以释放为主,基本上全年均处在释放过程中,且夏季释放速率显著高于冬季,其释放速率与上覆水温度曲线有较好的吻合(图 2)。

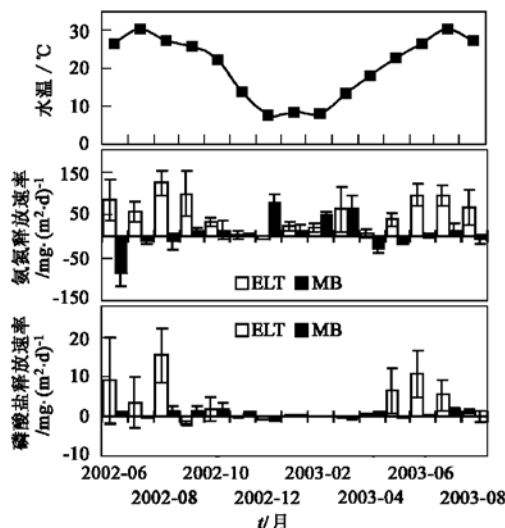


图 2 东太湖梅梁湾原柱样静态培养氮磷释放通量

Fig. 2 Static intact sediment cores release fluxes of ammonia and phosphorus in ELT and MB

夏季(6~8月)东太湖释放速率在 $57 \sim 124 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ [Mean = $87.6 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, SD = $23.5 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$], 冬季(12~2月)释放速率在 $-7.0 \sim 23 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ [Mean = $12.0 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, SD = $16.7 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$], 年均释放速率(44.9 ± 21.9) $\text{mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$. 梅梁湾氨态氮释放的季节性变化规律较差,全年既有释放,也有吸附,而且释放速率的变化与上覆水温度曲线吻合较差(图 2). 夏季(6~8月)梅梁湾释放速率在 $-85.1 \sim 14.4 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ [Mean = $-16.6 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, SD = $34.9 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$]. 冬季(12~2月)释放速率在 $12.8 \sim 78.1 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ [Mean = $33 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, SD = $46.8 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$]. 与东太湖相反的是,梅梁湾在夏季反而出现了吸附的状态,冬季则出现了较强的释放. 其年均释放速率为 $(16.2 \pm 12.0) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$. 2个湖区比较的结果看,东太湖氨态氮的释放速率要高于梅梁湾. 氨氮释放通量在 2002-12 出现了较异常的高值,其原因推测与采样时湖区长时间维持静风状态而在样品运输及过滤后上覆水回滴到沉积物柱样内发生了扰动,造成沉积物柱样的异常释放有关.

东太湖夏季(6~8月)磷酸盐释放速率在 $1.3 \sim 15.6 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ [Mean = $7.7 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, SD

= $5.2 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$], 冬季(12~2月)磷酸盐释放速率在 $-0.7 \sim 0.2 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ [Mean = $0.17 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, SD = $0.5 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$]. 年均释放速率为 $(2.06 \pm 1.71) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$. 梅梁湾夏季释放速率为 $-0.1 \sim 1.9 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ [Mean = $0.74 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, SD = $0.82 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$], 冬季释放速率为 $-0.6 \sim 0.3 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$ [Mean = $-0.1 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$, SD = $0.45 \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$]. 年均释放速率为 $(0.53 \pm 0.52) \text{ mg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d})^{-1}$. 总体上梅梁湾磷酸盐释放速率低于东太湖,约为东太湖年平均释放速率的 1/4.

实验时间内,东太湖和梅梁湾可溶性磷酸盐的界面交换通量均以释放为主(图 2),显示了这 2 个湖区沉积物均作为内源性磷酸盐的释放“源”,仅在部分时间出现微弱的吸附通量. 东太湖的磷酸盐释放速率与温度曲线有较好的吻合趋势,即温度较高的夏季其释放速率也较高,而冬季的磷酸盐释放速率较低. 梅梁湾的磷酸盐释放速率也与温度的变化有较好的吻合趋势. 这些结果与 Eckert^[19] 在 Kinneret 湖得到的结果完全相同,即冬春季的沉积物磷酸盐释放低于夏秋季的结论,并把原因归结于温度和氧化还原条件的差异.

3.2 间隙水浓度梯度控制下的分子扩散速率

为求出界面交换速率,还需要表层沉积物扰动层的孔隙度 Φ ^[17]. 结果表明,东太湖表层沉积物(研究扰动层 3cm)的平均孔隙度为 0.79,梅梁湾表层沉积物的平均孔隙度为 0.83. 两者均大于 0.7,由此计算得到各个温度下的有效分子扩散系数 D_s ,并计算出相应的营养盐扩散速率 F_m (表 1,表 2,其中正值表示为从沉积物间隙水向上覆水释放的通量).

从水土界面间隙水上覆水营养盐浓度对深度的指数拟合的结果看,东太湖的相关系数(平均值 = 0.66)要略好于梅梁湾(平均值 = 0.47). 说明了草型湖区(东太湖)较小的再悬浮强度使得间隙水的热力学梯度扩散更加稳定,对于草型湖区运用一级反应动力学来描述内源性营养盐扩散过程比藻型湖区更加贴切.

从计算结果看, Fick 定律计算的扩散速率均为正值,即均显示为“源”. 仅有东太湖在 2003-07 的数据显示为“汇”. 可以认为,由于营养盐浓度一般间隙水大于上覆水,因此模型的计算均显示为释放. 从计算月平均结果看(图 3),东太湖的氮磷释放速率略大于梅梁湾. 其结果与草型湖区(东太湖)间隙水氮磷营养盐含量高于梅梁湾有直接关系^[15].

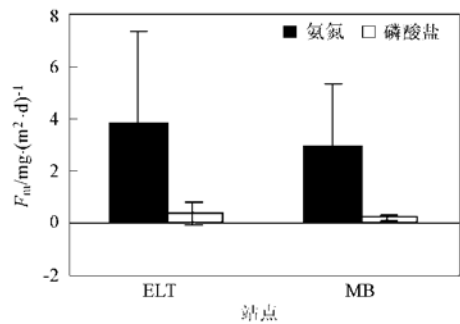


图3 东太湖和梅梁湾氨氮及磷酸盐的平均分子释放速率

Fig. 3 Mean diffusive fluxes of ammonia and phosphorus in ELT and MB

从两湖区水土界面分子扩散速率的月际变化看, 未能看出明显的规律性. 虽然从表 1, 表 2 的数据或多或少地反映出温度较高的月份氮磷分子扩散速率较高, 但是释放速率与温度之间并未表现出显著的相关关系. 氨态氮释放速率与温度相关系数在东太湖及梅梁湾分别为 0.58, 0.36 (95% 置信度); 而磷酸盐则分别为 0.34, 0.22 (95% 置信度).

4 讨论

4.1 扩散定律与原柱样静态培养结果比较

由于 Fick 定律计算得到的扩散速率(F_m)只考

表 1 东太湖及梅梁湾水土界面氨氮分子扩散速率

Table 1 Ammonia diffusive flux rate in sediment-water interface of ELT and MB

时间/年-月	温度/℃	东太湖(ELT)			梅梁湾(MB)		
		R^2	$(\partial c/\partial x)_{x=0}$	$F_m/\text{mg}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{d})^{-1}$	R^2	$(\partial c/\partial x)_{x=0}$	$F_m/\text{mg}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{d})^{-1}$
2002-09	25.7	0.76	0.652	5.58	0.29	0.336	2.88
2002-11	13.9	0.53	0.096	0.63	0.73	0.036	0.24
2003-02	13.4	0.92	0.278	2.30	0.13	0.183	1.18
2003-05	22.7						
2003-06	26.7	0.21	0.018	0.15	0.48	0.777	7.86
2003-07	30.4	0.61	0.508	4.75			
2003-08	27.4	0.31	0.238	2.11	0.05	0.369	3.78
2003-09	25.7	0.98	1.331	11.38	0.70	0.247	2.45
2003-10	22.4	0.93	0.479	3.82	0.94	0.213	1.98

表 2 东太湖及梅梁湾水土界面磷酸盐分子扩散速率

Table 2 Phosphorus diffusive flux rate in sediment-water interface of ELT and MB

时间/年-月	温度/℃	东太湖(ELT)			梅梁湾(MB)		
		R^2	$(\partial c/\partial x)_{x=0}$	$F_m/\text{mg}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{d})^{-1}$	R^2	$(\partial c/\partial x)_{x=0}$	$F_m/\text{mg}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{d})^{-1}$
2002-09	25.7	0.91	0.331	1.05	0.90	0.098	0.31
2002-11	13.9	0.88	0.065	0.15	0.78	0.071	0.17
2003-02	13.4	0.53	0.011	0.04	0.55	0.013	0.04
2003-05	22.7	0.83	0.305	0.90	0.69	0.056	0.19
2003-06	26.7	0.57	0.017	0.06	0.26	0.006	0.02
2003-07	30.4	0.79	-0.048	-0.17			
2003-08	27.4	0.80	0.186	0.61	0.86	0.107	0.41
2003-09	25.7	0.95	0.238	0.76	0.80	0.112	0.41
2003-10	22.4	0.74	0.035	0.10	0.96	0.032	0.11

虑了营养盐在沉积物-上覆水之间的浓度梯度以及孔隙度、颗粒阻碍因子对溶解态营养盐迁移扩散的影响, 因此是一种理论通量. 由于生物的扰动作用、营养盐在水体中的水平迁移扩散、风浪作用造成的紊流扩散、沉积物表面的直接释放等等其他因素在这个模型中未得到体现. 原柱样静态培养计算得到的静态界面扩散通量(F_i)则模拟了现场温度、氧还电位等物理化学因素的影响, 并且采集的原柱样也考虑了生物扰动作用的影响. 尽管这种模拟不能反映真实的湖泊物理条件, 如水平流、紊流等物理

因素, 但作为一种实验室内的模拟装置, 在理论上能比扩散定律的计算结果更加接近于真实. 从实验结果看, F_i 普遍高于 F_m 也证实了上述观点.

Cermelj^[20]在 Adriatic 海湾利用模型计算和原柱样模拟进行扩散通量的比较研究中发现: F_i 值和 F_m 值的差异反映了沉积物, 特别是表层沉积物中生物扰动和生物灌溉(bio-irrigation)作用的强度, 差异越大则说明生物扰动强度越大, 且其比值与扰动强度严格相关. 因此 F_i/F_m 比值可以反映沉积物间隙水中营养盐的分子扩散系数与有效扩散系数

的差异^[21]。图 4 可以看出,东太湖氮磷营养盐的 F_i/F_m 平均比值大于梅梁湾,反映出东太湖的生物扰动和生物灌溉作用强于梅梁湾。

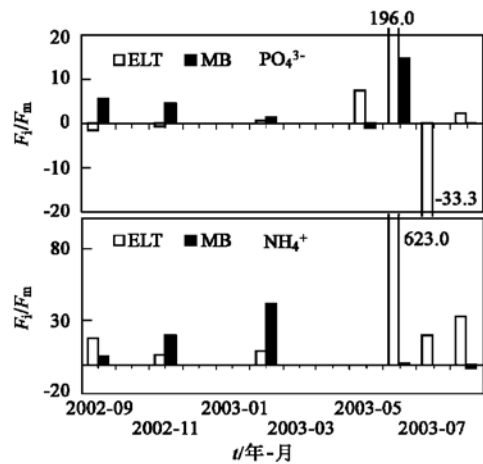


图 4 东太湖及梅梁湾氮磷界面扩散通量比值 (F_i/F_m) 比较
Fig. 4 Comparison of flux ratio (F_i/F_m) of ammonia and phosphorus in ELT and MB

由于东太湖为草型湖区,表层沉积物的底栖生物含量较梅梁湾高,而且东太湖作为重要的螃蟹养殖基地,螃蟹及鱼类的养殖对表层沉积物的扰动作用也不容忽视,这些因素造成了东太湖分子扩散通量与有效扩散通量的偏离。从图 4 还可以看出,磷酸盐的 F_i/F_m 比值绝对值的月际变化普遍小于 10,氨氮的比值绝对值则在 30 内,但有部分月份的比值大大超出了该范围,显示一种不寻常的扰动。原因之一是在原柱样静态释放实验中应该保持的静止状态的沉积物由于搬运,上覆水的复加,试验过程中的碰撞导致发生再悬浮,从而使得静态释放通量变大。原因之二与间隙水采样的误差有关,如采集的间隙水有生物灌溉作用存在,则上覆水会侵入到

间隙水中造成营养盐的浓度梯度的降低而导致分子扩散显著降低。这也是在生物扰动强烈的湖泊采用分子扩散模型计算释放通量常常会导致不理想结果的原因^[21]。结合以上分析,可以得到这样一个结论,即在太湖这样的浅水湖泊,运用分子扩散模型计算水土界面营养盐释放通量与实际释放通量间将有数量级的差异,不能反映真实的情况。而在生物扰动作用比较强烈的湖区,这种偏离更大。

4.2 氮磷界面通量湖区差异及其与物化参数的相关关系

已有研究显示,水体沉积物氮磷释放通量与水体溶氧水平负相关^[22, 23],好氧条件将阻碍营养盐从沉积物向上覆水体释放。本研究结果显示(表 3),在上覆水体为好氧状态下,氮磷静态界面交换通量与相应的水体溶解氧水平、水体氨态氮和溶解性磷酸盐含量间均未发现显著的相关关系。但从表 3 可以看出,氮磷释放通量与上覆水的溶解氧水平相关方程斜率均为负值,即 2 个湖区样点沉积物的氮磷释放随着水体溶解氧水平的升高被抑制。从常规监测资料显示(中国科学院太湖生态系统研究站年报,2002~2003 年):梅梁湾上覆水溶氧水平(实验阶段内)在 6.08~12.55 mg/L,月平均值为 9.2 mg/L,标准偏差为 0.51 mg/L;而东太湖则为 5.58~10.14 mg/L,平均值为 8.07 mg/L,标准偏差为 1.02 mg/L。由于太湖平均水深只有 1.8m,最大水深 2.8m^[14],且湖盆呈显著开敞状态,风浪影响下水面复氧能力和溶解氧向下传递的能力均较强,从溶氧水平显示,这 2 个湖区上覆水在全年均属好氧状态^[24]。因此本研究并未涉及到上覆水溶氧水平较低的缺氧甚至厌氧状态下沉积物的氮磷界面通量。持续好氧状态下,沉积物的氮磷静态释放通量与溶氧水平无显著相关。

表 3 氮磷扩散通量与溶氧及上覆水氮磷营养盐的相关关系

Table 3 Correlation between fluxes (ammonia and phosphorus) with DO and dissolved ammonia and phosphorus concentration in overlying water				
相关参数	东太湖(ELT)		梅梁湾(MB)	
	回归方程	回归系数	回归方程	回归系数
(F_i) N: DO	$y = -0.0382x + 10.038$	$R^2 = 0.625$	$y = -0.0191x + 9.0559$	$R^2 = 0.140$
(F_i) N: NH_4^+	$y = 7\text{E}-05x + 0.0674$	$R^2 = 0.015$	$y = 0.0037x + 0.3045$	$R^2 = 0.096$
(F_i) P: DO	$y = -0.1514x + 8.7813$	$R^2 = 0.195$	$y = -0.8678x + 9.6698$	$R^2 = 0.136$
(F_i) P: PO_4^{3-}	$y = -9\text{E}-05x + 0.005$	$R^2 = 0.057$	$y = 0.0021x + 0.0093$	$R^2 = 0.023$

表 3 还显示,上覆水体的溶解态氮磷水平与释放通量间也无显著相关关系。从静态释放通量的结果(图 2)看,无论是磷酸盐还是氨态氮,都为东太湖

大于梅梁湾;但上覆水体的溶解态磷酸盐和氨态氮的含量却显示为相反的规律。梅梁湾磷酸盐含量为 0~0.039 mg/L, (0.010±0.011) mg/L (分别为

最小值~最大值,均值±标准偏差,下同。为实验期间监测资料);东太湖磷酸盐含量为 0.002~0.009 mg/L, (0.005±0.002) mg/L。梅梁湾氨态氮含量为 0.04~1.76 mg/L, (0.33±0.46) mg/L;东太湖为 0.04~0.11 mg/L, (0.07±0.02) mg/L。释放速率与上覆水实际氮磷负荷之间的差异可能由于 2 个湖区不同的生态类型造成。东太湖湖底密布的水生植被(覆盖度达 97%)显然有利于湖泊消浪,颗粒物沉降以及营养盐吸附吸收,可以推测,尽管东太湖的氮磷释放通量高于梅梁湾,但是由于在上述这些因素的影响下,释放出来的营养盐能够较梅梁湾更快地回到沉积物中去。正如 Andersen^[25]在丹麦的 Kvie 湖的研究中证实的:由于水生植物对溶解性反应磷(SRP)的有效吸收以及颗粒物对 SRP 的吸附导致沉积物磷酸盐库的循环速度大大增加,SRP 不仅容易从沉积物进入水体,而且也很容易回到沉积物或者水生植物中去,循环速率可以达到每年 500~900 次,因此,水生植物对湖泊(湖区)维持低营养状态至关重要。而梅梁湾这样一个开敞水域,缺乏水生植物的消浪作用,再悬浮明显,营养盐一旦进入水体,就很难重新回到植物或者沉积物中去,由于营养盐在水体中的停留时间较长,有利于藻类等生物利用,在夏季促使藻华暴发。

5 结论

(1) 太湖草型湖区-东太湖氮磷界面交换平均通量高于藻型湖区-梅梁湾,但 2 个湖区的季节性变化规律不甚相同。东太湖表现为夏季>春秋>冬季的特征,但梅梁湾的季节性变化规律不明显。分子扩散模型的计算结果显示,由于东太湖间隙水中溶解态氮磷含量均高于梅梁湾,其分子释放通量比梅梁湾高。与原柱样静态释放实验结果相比较,在浅水湖泊运用分子扩散模型计算水土界面营养盐释放通量可能导致数量级的差异,差异来源与浅水湖泊风浪扰动及沉积物底栖生物的扰动有关。相比较而言,原柱样静态释放通量更准确客观。

(2) 2 个湖区释放通量值与水体溶氧水平无显著相关,不代表溶氧水平对释放没有影响,只能说明在好氧状态下,充分的溶氧不是营养盐释放的限制因素。同时,现场湖水氮磷营养盐的含量的变化不是水土界面氮磷营养盐交换通量的限制因子。由于东太湖水生植被的影响,尽管其氮磷界面交换通量高于梅梁湾,但释放进入水体的营养盐能更快回到沉积物中去,从而减弱了水体的氮磷营养盐负荷。

参考文献:

- [1] Pitkanen H, Lehtoranta J, Raike A. Internal nutrient fluxes counteract decreases in external load: the case of the estuarial eastern Gulf of Finland, Baltic Sea[J]. *AMBIO*, 2001, **30**: 195~201.
- [2] Kuwabara J S, Carter J L, Topping B R, *et al.* Importance of sediment-water interactions in Coeur d'Alene Lake, Idaho, USA: management implications [J]. *Environmental Management*, 2003, **32**: 348~359.
- [3] Berelson W M, Heggie D, Longmore A, *et al.* Benthic Nutrient Recycling in Port Phillip Bay, Australia [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1998, **46**: 917~934.
- [4] James W F, Barko J W, Eakin H L. Internal Phosphorus Loading in Lake Pepin, Upper Mississippi River [J]. *Journal of Freshwater Ecology*, 1995, **10**: 269~276.
- [5] James W F, Barko J W, Field S J. Phosphorus mobilization from littoral sediments of an inlet region in Lake Delavan, Wisconsin [J]. *Archiv fur Hydrobiologie*, 1996, **138**: 245~257.
- [6] William A H, Frank H D. Exchange of inorganic phosphate between river waters and bed-sediments [J]. *Environ. Sci. Technol.*, 2002, **36**: 4295~4301.
- [7] Auer M T, Johnson N A, Penn M R, *et al.* Measurement and Verification of Rates of Sediment Phosphorus Release for A Hypereutrophic Urban Lake [J]. *Hydrobiologia*, 1993, **253**: 301~309.
- [8] Andersen F O, Ring P. Comparison of phosphorus release from littoral and profundal sediments in a shallow, eutrophic lake [J]. *Hydrobiologia*, 1999, **409**: 175~183.
- [9] 范成新, 张路, 秦伯强, 等. 太湖沉积物水界面生源要素迁移机制及其定量化 I. 铵态氮释放速率的空间差异及源-汇通量 [J]. *湖泊科学*, 2004, **16**(1): 8~16.
- [10] Rydin E. Potentially mobile phosphorus in Lake Erken sediment [J]. *Water Research*, 2000, **34**: 2037~2042.
- [11] McCarthy M J, Gardner W S. An application of membrane inlet mass spectrometry to measure denitrification in a recirculating mariculture system [J]. *Aquaculture*, 2003, **218**: 341~35.
- [12] Hohener P, Gachter R. Nitrogen Cycling Across the Sediment-Water Interface in An Eutrophic, Artificially Oxygenated Lake [J]. *Aquatic Sciences*, 1994, **56**: 115~132.
- [13] 宋金明. 东海沉积物间隙水中磷酸盐的转移模式 [J]. *海洋环境科学*, 1992, **11**(3): 45~51.
- [14] 孙顺才, 黄漪平. 太湖 [M]. 北京: 海洋出版社, 1993. 129~130.
- [15] 张路, 范成新, 王建军, 等. 太湖草藻型湖区间隙水理化特性比较 [J]. *中国环境科学*, 2004, **24**(5): 556~560.
- [16] 范成新, 张路, 杨龙元, 等. 湖泊沉积物氮磷内源负荷模拟 [J]. *海洋与湖沼*, 2002, **33**(4): 27~35.
- [17] Martinova M V. Nitrogen and Phosphor Compounds in Bottom Sediments—Mechanisms of Accumulation, Transformation and Release [J]. *Hydrobiologia*, 1993, **25**(1): 1~22.

- [18] Federico S, Maria C B. Water-sediment exchange of nutrients during early diagenesis and resuspension of anoxic sediments from the northern Adriatic sea shelf[J]. Water, Air and Soil Pollution, 1997, **99**: 541~ 556.
- [19] Eckert W, Nishri A, Parparova R. Factors regulating the flux of phosphate at the sediment-water interface of a subtropical calcareous lake: a simulation study with intact sediment cores [J]. Water, Air and Soil Pollution, 1997, **99**: 401~ 409.
- [20] Cermelj B, Bertuzzi A, Faganeli J. Modelling of pore water nutrient distribution and fluxes in shallow coastal waters (gulf of Trieste, northern Adriatic)[J]. Water, Air and Soil Pollution, 1997, **99**: 435~ 444.
- [21] Portielje R, Lijklema L. Estimation of sediment-water exchange of solutes in Lake Veluwe, the Netherlands [J]. Water Research, 1999, **33**(1): 279~ 285.
- [22] Appan A, Ting D S. A laboratory study of sediment phosphorus flux in two tropical reservoirs [J]. Water Science and Technology, 1996, **34**(7-8): 45~ 52.
- [23] Alaouimhamdi M, Aleya L. Assessment of the Eutrophication of Al-Massira Reservoir (Morocco) by Means of A Survey of the Biogeochemical Balance of Phosphate[J]. Hydrobiologia, 1995, **297**(1): 75~ 82.
- [24] Qin Boqiang, Hu Weiping, GAO Guang, *et al.* Dynamics of sediment resuspension and the conceptual schema of nutrient release in the large shallow Lake Taihu, China[J]. Chinese Science Bulletin, 2004, **49**(1): 54~ 64.
- [25] Andersen F O, Olsen K R. Nutrient Cycling in Shallow, Oligotrophic Lake Kvie, Denmark. 2. Effects of Isoetids on the Exchange of Phosphorus Between Sediment and Water[J]. Hydrobiologia, 1994, **276**: 267~ 76.