

夏季珠江口沉积物水界面的早期成岩及营养盐通量

潘建明 周怀阳 刘小涯 扈传昱 董礼先 张美
香港科技大学海岸与大气研究中心, 清水湾, 香港
国家海洋局第二海洋研究所, 杭州, 310012

前言

在海洋近岸环境中, 沉积物中有机质的早期成岩是营养盐的生物地球化学循环的主要作用过程, 这一过程同时决定了有机碳的埋藏量及作为底部通量进入水体的营养盐循环大小 (Aller, 1980)。沉积物的早期成岩反应的主要机理是有机质的降解即主要存在的生物和相应的氧化还原反应过程, 这些反应过程会使本以固态存在的有机营养物释放到间隙水, 间隙水再向低浓度区扩散, 或者被吸附或重新分配。然而, 早期成岩反应同时还受控于许多外部因素, 如温度、沉积速率、底部水化学及底部的波和流 (Sholkovitz, 1973)。另外, 间隙水高浓度的营养盐引起沉积物-水界面向上覆水的扩散通量, 这一底部通量除受分子扩散外, 也受其它因素如生物 (生物扰动、生物灌溉) 和物理 (波和流的泵吸、再悬浮) 因素的影响 (Martens, 1978; Hamond, 1985; Ray, et al. 1985)。

珠江为我国第三大河, 流量居第二位, 年径流量约 $3200 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$ 。珠江径流分别由八大口门注入南海, 其中经虎门、蕉门、洪奇沥和横门进入伶仃洋, 年平均流量为 $1792.6 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$ 。珠江流域每年输沙量达 8×10^7 吨, 其中约 20% 沉积在河口三角洲内其余的 80% 泥沙淤积在口门以外的海域 (蓝先洪, 1996)。所以珠江口的沉积速率相当高, 就伶仃洋而言, C14 法求得的长时期沉积速率约 0.564cm/a , 用历史海图法和实测输沙平衡计算, 得短期的沉积速率可达约 2cm/a 。依据韩舞鹰等人 (1991) 研究结果珠江河口湾表层沉积物中碳占总碳贮存的 68.94% (其中有机碳为 55.85%), 而对表层沉积物来说, 其中有机碳占 75.28%。珠江口海区悬浮物和沉积物中的有机碳平均可达 3.5% (王肇鼎, 1991) 和 1% (韩舞鹰, 1991), 有机碳/氮比为 8.8 (韩舞鹰, 1991)。河口沉积物中具有如此巨大的有机物贮量, 而其早期成岩作用将产生的营养盐再生有多大却了解甚少, 影响了对珠江口的营养盐生物地球化学循环的进一步理解。

沉积物中的间隙水是沉积物与水体进行物质交换的重要媒介, 对它的研究有助于了解沉积物中所发生的多种化学和生物过程。本研究的主要目的在于通过夏季珠江口区域内沉积物间隙水营养盐剖面分析了解其含量分布和特征, 以及有机物降解特性和营养盐的底部通量作用与相应的季节性氧缺乏现象关系, 以探讨珠江河口区的沉积物中营养盐的生物地球化学过程。

材料与方 法

研究区域及采样方法

本研究采样区域在珠江口伶仃洋和浅水深 (<20m) 的沿岸, 具体站位见图 1。沉积物采样时间为 1999 年 7 月 15-28 的夏季, 沉积物采样采用四管无扰动采样器采集, 多管器管子直径为 10cm, 长 60cm, 取样长度为 30~50cm, 视底部沉积物特性而异。柱状采集后, 一管小心密封保存, 送回实验室进行组织、沉积速率等测定, 一管现场分割 (间隔 1~3cm) 并高速离心提取间隙水, 间隙水用 $0.45 \mu\text{m}$ 滤膜过滤, 加入 HgCl_2 固定, 间隙水和沉积物放置于 -20°C 冰柜保存, 送实验室分析。其它两管沉积进行溶解氧消耗速率和营养盐释放培养实验。

分析方法

间隙水营养盐测定均使用营养盐自动分析仪分析 (BUEL+TANCE CO LTD), 氨为靛酚蓝法, 硝酸盐用 Cu-Cd 柱还原-重氮-偶氮法, 亚硝酸盐重氮偶氮法, 磷酸盐用磷钼蓝法。底层水体营养盐测定方法除硝酸盐外其余与间隙水测定相同, 硝酸盐测定用锌片还原-重氮-偶氮法, 但现场过滤手工测定, 仪器为岛津 UV1206 分光光度计。

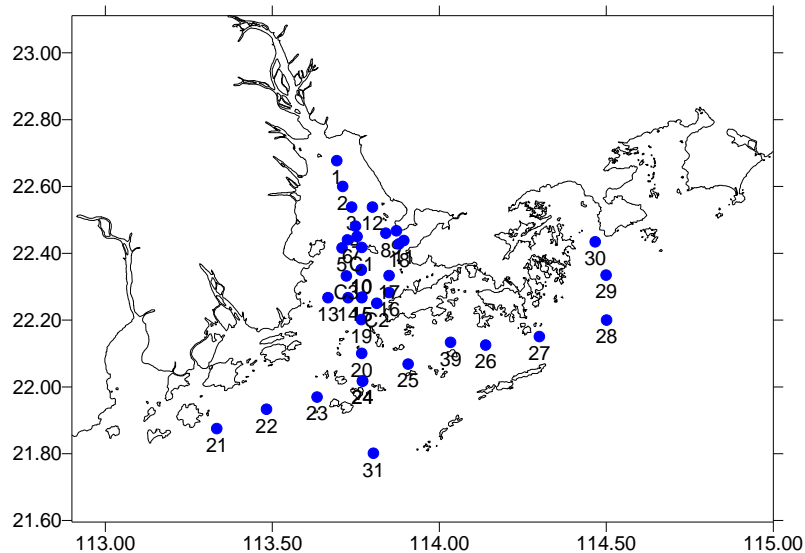


图 1 PREPP 项目珠江口 1999 年夏季调查站位示意图

结果

1. 沉积物高分辨率间隙水营养盐的剖面分布

本次调查的沉积物柱间隙水各营养盐含量组成(图 2)表明所有沉积物柱中, 间隙水营养盐各组分的含量的组成是以高氨盐含量为代表的分布特征, 在间隙水中 $\text{NO}_3\text{-N}$ 含量为 $0\sim 28\mu\text{mol/L}$, $\text{NO}_2\text{-N}$ 为 $0\sim 6\mu\text{mol/L}$, $\text{NH}_4\text{-N}$ 为 $144.6\sim 1814\mu\text{mol/L}$, 平均 $501.5\mu\text{mol/L}$, 在这三种形态的氮营养盐中, 氨氮约占 99% 以上, 表明所有测站的沉积物均处于厌氧还原状态。在厌氧状态下, 有机物的降解产物不是 NO_3 和 CO_2 , 而是 N_2 、 NH_4 和 CH_4 等。这是由于珠江口沉积物中含有较高的有机物含量, 而夏季底层外海高温盐水的入侵加快了沉积物有机物的降解速度, 同时底层水体的溶解氧供应不足, 致使沉积物有机物降解不能在完全有氧的情况下进行。从直接观察沉积物柱状样颜色来判断, 仅为表层 $0\sim 2\text{cm}$ 的沉积物为黄色的流状物, 而这些流状的沉积物在潮汐等水动力的作用下再悬浮的作用较强, 可以与水体有较多机会进行氧交换, 也说明表层沉积物尚未处于无氧状态, 表层沉积物氧化层厚约 $5\sim 8\text{cm}$, 视不同区域略有差别, 浅滩区的沉积物表层氧化层较其它薄些, 而在所有站位氧化层下的沉积物明显呈灰黑色, 并略带有 NH_3 和 H_2S 气味释放。

珠江口沉积物柱中分布同时具有明显的分区特征。其中 $\text{NH}_4\text{-N}$ 的柱状分布最具有特征性(图 2), 依据铵盐的分布将各柱状样分为以下三区, A 区 5#、17#、13#、C3 站, B 区为 C1、C2、11#、15#站, C 区为 24#、39、30 站。A 区间隙水铵的含量表现为上低下高, 与 A 区相反, B 区表现为上高下低的特征, B 区则可以作为 A、B 的过渡区, 表现为上下较均一, 或者说变化很小。这三区的划分对应各沉积物在珠江口所处的位置是相一致的, A 区所有站位基本属于浅滩区, 水深较浅, 而 C 区则处于珠江口外海域, 水深较深, 处于二者之间的 B 区则包

含了深水航道、港口区站位。

除剖面分布特征不同外，间隙水铵含量三区也明显不同，B 区间隙含量在 144.6~1007.8 $\mu\text{mol/L}$ ，平均为 357.3 $\mu\text{mol/L}$ ；明显低于 A 和 C 区，A 区间隙水铵含量为 155.3~1814.8 $\mu\text{mol/L}$ ，平均为 683.4 $\mu\text{mol/L}$ ；而 C 区间隙水铵含量为 230.9~977.0 $\mu\text{mol/L}$ ，平均为 451.2 $\mu\text{mol/L}$ 。而对 A、C 两区来说上下两层铵含量分布不同造成两区明显区别，在上层约 15cm，A 区铵高于 C 区，而下层以下则表现为 C 区高于 A 区。

就单个站而言，间隙水中铵平均含量顺序为：5#>17#>15#>C3>30#
≈13#>39#>24#>C1>11#>C2，5#站最高，位于伶仃洋西滩；C2 站最低，位于大屿山侧的深水槽中，沉积物相对难于沉积。

2. 底层水体与沉积物的环境特征

珠江口是由多河流组成的复式河口，其中伶仃洋是受南海潮汐和珠江径流影响的河口湾，属弱潮河口，受不规则的半日混合潮影响，潮流运动以往复为主，东部大于西部，因此伶仃洋盐度除一般河口通常所具有的盐度纵向梯度分布外，还有较特殊的盐度横向分布。图 3 是珠江口伶仃洋夏季底层水体盐度平面分布，盐度梯度方向明显呈西北—东南向。所进行调查区域底层水体的盐度 0.28~34.87‰，由于夏季的径流较强，虎门口盐度为最低，基本属于淡水，不过伶仃洋大部分海区底层水盐度仍较高，说明外海高盐水的入侵强烈，同时也表明底部表层沉积物特别是伶仃洋海区沉积物一直处于咸淡水的交汇环境中。

河口咸淡水混合，造成水体环境的物理化学环境变化而导致河流输入的颗粒物在河口区大量沉积，因此大量陆源性的有机质同时被沉积埋藏；河口区高营养盐带来高生产力，大量本区生物碎屑颗粒会随底部外海入侵水进入河口并沉积。

表 1 珠江口底部水体环境参数

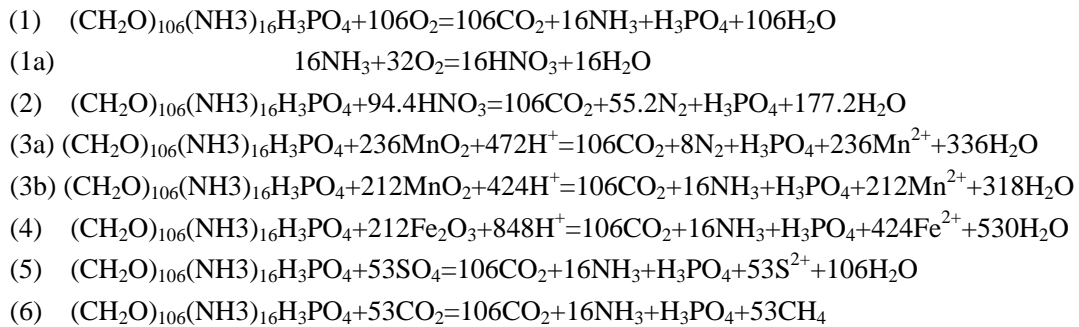
站位 No.	水深 (m)	NO ₃ -N ($\mu\text{mol/L}$)	NO ₂ -N ($\mu\text{mol/L}$)	NH ₃ -N ($\mu\text{mol/L}$)	PO ₄ -P ($\mu\text{mol/L}$)	SiO ₃ ($\mu\text{mol/L}$)	Chl.a ($\mu\text{g/L}$)	Pheo.a ($\mu\text{g/L}$)	SS (mg/L)	Temp (C)	Sal ‰	DO (mg/L)	pH
1	8.0	90.76	1.29	0.36	0.90	81.5	2.42	1.76	40.8	28.29	0.28	5.57	7.68
2	8.0	84.08	1.50	1.58	0.73	108.9	0.89	1.01	38.0	27.85	11.77	4.93	7.62
3	9.0	50.81	2.57	2.36	1.06	89.6	0.39	0.83	27.2	26.85	23.46	3.20	7.81
4	10.0	33.61	2.72	0.85	0.77	61.8	0.43	0.56	15.3	26.52	26.57	2.91	7.81
5	5.5	84.22	0.74	1.55	0.72	156.8	0.57	0.62	47.8	27.96	11.33	4.91	7.63
6	5.5	82.94	0.66	0.79	0.76	173.4	0.58	0.68	34.1	28.03	21.93	5.75	7.65
7	11.0	24.65	2.48	0.84	0.84	93.1	0.60	0.95	39.4	25.80	31.39	2.78	7.88
8	5.0	106.54	2.08	1.21	0.70	183.1	2.70	1.63	31.9	29.12	9.02	5.82	7.75
9	15.0	20.53	3.54	3.91	0.95	71.6	0.60	0.70	13.2	25.20	31.32	2.92	7.83
10	7.0	26.64	2.88	2.29	0.68	58.2	0.91	3.44	135.4	25.99	31.19	3.20	7.84
11	5.0	59.77	4.07	1.04	0.72	127.9	1.80	0.95	5.3	27.60	21.19	5.06	7.88
13	6.0	46.97	5.03	0.55	0.79	157.1	0.61	0.67	21.7	27.09	22.94	2.26	7.64
15	7.0	29.28	2.81	2.04	0.59	72.0	0.64	1.15	25.9	25.87	31.46	3.01	7.86
17	7.0	85.36	3.43	1.47	0.94	126.7	1.75	0.89	14.2	25.86	31.88	3.97	7.83
20	11.0	2.67	2.57	3.64	0.73	33.6	0.89	1.39	6.4	25.98	33.80	4.44	7.79
24	19.0	0.13	0.35	2.84	0.22	18.3			11.5	25.10	34.66	4.88	7.97
30	23.0	7.12	0.78	0.48	0.33	31.0	0.72	0.29	27.6	22.56	34.87	3.35	7.96
39	25.0	1.24	1.41	2.87	0.44	34.3	0.51	0.74	8.2	24.58	34.61	4.08	7.91

讨论

1. 珠江口沉积物的早期成岩作用

河口沉积物有机质的降解反应与其它水系沉积物一样（如湖泊、大洋等），有机质的降解取决于生物活动和微生物的调节，而生物活动和微生物又受制于环境条件，在有氧环境中，氧作为氧化剂进行有机物降解；氧的存在和浓度大小将影响微生物的组成和有机物的降解速率、降解产物等；当游离的氧被消耗尽后，即在缺氧甚至无氧状态下，溶解氧的缺乏，于是根据 Gibbs 自由能级的高低顺序硝酸盐、氧化锰、氧化铁、硫酸根将被用作氧化剂，有机质降解生成 CO_2 、 NH_3 、 CH_4 、等产物（Sholkovitz,1973, Hamond, et al, 1985; Froelich, et al, 1988），因此有机物降解过程可以表达为下表所示。

表 2 有机物降解反应方程（Froelich,P.N. et al. 1979）



所测珠江口沉积物间隙水中铵盐含量均为主要的降解产物，说明有机质降解反应主要是在缺氧或无氧环境下还原性细菌作用进行的，即有机物的降解是反应方程 2~6，而不是 1；虽然最表层的沉积物保持一定含量，将部分 NH_3 氧化为 NO_3 （反应方程 1a），但沉积物中还原如此强烈所生成的 NO_3 被用着氧化剂参与有机质的降解（反应方程 2），因此间隙水中 NO_3 表现出表层有高值，然后迅速下降。这一现象也与表层其他营养盐的含量有对应关系，亚硝酸盐和磷酸盐在最表层有高值，然后下降至 10cm 为最小，这也说明随深度增加，还原程度不断加剧。

对于 NO_3 、 NO_2 、 PO_4 来说，其剖面分布基本上与其厌氧过程相符合。然而铵盐剖面含量存在着前面所描述的不同分布特征。A 区，铵的浓度从表层 150~500 $\mu\text{mol/L}$ 升至底层的 500~1900 $\mu\text{mol/L}$ ，这与其他对富含有机物的还原性沉积物的研究结果相一致（Francois et al 1996），而下层铵含量虽然增加但各柱程度各不相同说明此时有机物的降解机制与上层有所不同，的可能是由于还原环境更加严酷，降解产物为 CH_4 ，或者沉积物有机物来源和特性有差异。

B 区处于港口和深水槽区域，人为活动和潮汐作用较强，较细的和比重轻的颗粒物不易沉积，即相对低的沉积速率；同时由于 B 区的强烈扰动增强了表层沉积物的再悬浮，增加了颗粒物在水体的滞留时间，使该区沉积物中有机质在埋藏之前得到了充分的氧化代谢，减少了在沉积物中的早期成岩反应强度。这一结果与其它研究相一致（Aller, et al, 1984, Henrichs, et al, 1987）即有机碳保存的增加与沉积速率的大小有强烈的关系。

在 C 区类型的沉积物，表层沉积物间隙水中铵高于底层沉积物的原因 24#、30#、39#处于珠江口外侧海区，其沉积物中有机物的来源受陆源影响较内口沉积物小，而且 C 区处于珠江口外侧冲淡水羽流区，多采所在区域是高生产力区，因此沉积物中由上部水体来源的生物残体可能较口内沉积物高，这些生源性残体含

有丰富的高氮有机物而且较陆源性有机物更容易降解,另外从其上层沉积物中的间隙水铵含量明显出比其它站高,这也证明此区的沉积物中含有的有机物与口内存在着差异性。由于铵化在表层沉积物有机物矿化过程中起主要作用并强度为最大 (Martynova,1984),也表明生源性有机物即含高 N、P 的有机物优先降解 ()。

口内外沉积物有机物的差异性从间隙水的磷酸盐含量特征也局部反映了这种现象,这一区域的间隙水磷酸盐含量明显高于其它沉积物,只有生源性的有机物含有较高的 N 和 P。

高 N、P 有机物的优先降解也反映在磷的早期成岩作用中,虽而间隙水中的磷存在不但取决于有机质降解而且与铁氧化物的作用 (Krom, 1981),但在珠江口的沉积物间隙水中低含量 PO4 令人费解,即使是最表层仍处于有氧状态下,PO4 也与底层水体相近,这表明有机物降解时 P 可能是最优先释放,而且在进入沉积物前就基本完成。

2. 沉积物——水界面的营养盐交换底部通量

间隙水各项营养盐中,大多数站硝酸盐低于底层水体,尽管存在向下的通量,与铵盐比相差较小;亚硝酸盐和磷酸盐与底层水体相近,只有铵盐浓度大大高于底层水,因此沉积物间隙水的营养盐的再生主要是以铵盐再生形式进行。

按照有机物降解动力学和分子平衡来建立沉积物间隙水中营养盐再生,间隙水中存在扩散、平流、吸附和释放平衡 (Benner,R.A.1977 Veil,M.1991)。

在只考虑分子扩散的情况下,沉积物间隙水 NH4 的底部通量可以通过 Fick ‘s 第一定律计算,具体的方程如下:

$$F_s = D_s \Phi \frac{\partial C}{\partial Z}$$

F_s 为沉积物向上覆水的通量 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{day}^{-1}$)

Φ 为沉积物的孔隙度

D_s 为沉积物中分子扩散系数 ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$)

($\partial C / \partial Z$) PW 为间隙水营养盐浓度梯度

D_s 根据 Li (1974) 的计算公式得出:

$D_s = \Phi^2 D_o$ (D_o 为分子在海水中的扩散系数, $19.8 \times 10^{-6} \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$, Li, 1974)

$$\text{则 } F_s = D_s \Phi \frac{\partial C}{\partial Z} = D_o \Phi^3 \frac{\Delta C}{\Delta Z}$$

表 3 基于 Fick ‘s 第一定律计算的珠江口沉积物——水界面氨盐交换通量(由于沉积物参数尚未测定,这里参考河口沉积物有关参数,估计 Φ 平均为 0.80,由于 0-2cm 沉积物较稀容易再悬浮,这里考虑以 3cm 处间隙水含量进行计算)

No	Station	$C_{3\text{cm}}\text{NH}_3$ ($\mu\text{mol/L}$)	$C_{\text{底层}}\text{NH}_3$ ($\mu\text{mol/L}$)	F_s ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{day}^{-1}$)
1	30	650.655	0.48	1994.5
2	39	684.26	2.87	2056.6
3	24	494.225	2.84	1502.3
4	11	239.09	1.04	707.0
5	15	570.179	2.04	1655.6
6	C1	221.8	1.02	564.8
7	C2	208.58	0.61	606.4
8	C3	403.745	1.39	1108.7
9	13	326.2	0.55	892.8

10	17	404.3	1.47	1106.7
11	5	344.375	1.55	775.7

在这里忽略了生物的扰动和灌溉作用，因此在底栖动物较丰富的沉积物，由于存在着沉积物的空间上的各向异性会影响孔隙水中剖面分布，间隙水的剖面分布中有许多不规则异常点表明存在着生物扰动作用，对于铵来说由于浓度很高相对影响可能会小些。

除 30#站外，底层水体铵盐浓度与底部铵盐通量有很好的相关性；30#站位于珠江口外海东侧的大鹏湾口，其水动力环境与伶仃洋附近海域的差异可能造成其特殊性。珠江口河流输入浓度为 0.23-0.36 $\mu\text{mol/L}$ ，外海为 0.04-0.8 $\mu\text{mol/L}$ ；表明研究海区的铵很大程度上不会是河流和外海的输入，而主要来源于底部有机物的降解。

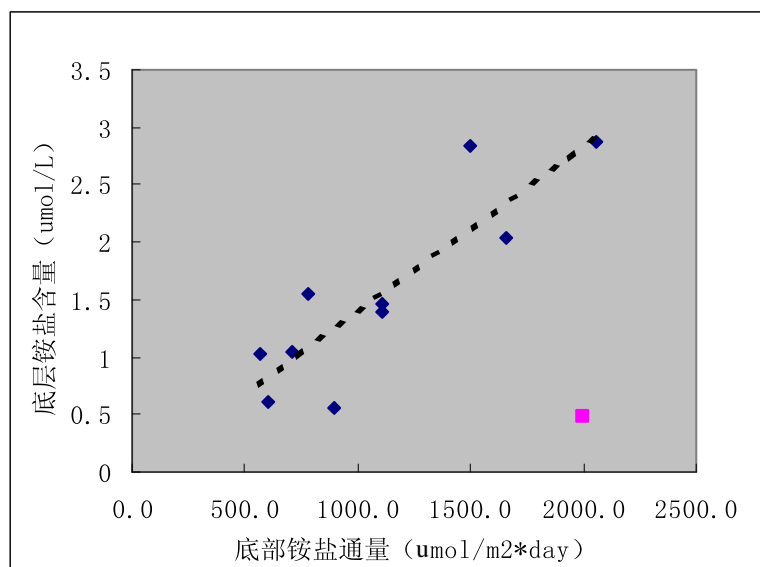


图 3 底部铵通量与底层水体铵含量关系图

根据间隙水剖面计算的通量大小，估算珠江口伶仃洋的底部铵盐通量，调查区伶仃洋海区的底部铵盐通量平均为 927.2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ，伶仃洋海区面积为 2100 km^2 ，则相当于 0.98 $\times 10^4 \text{t/a}$ （假设不同季节没有差别！），按照王肇鼎（1996）的估算珠江进入伶仃洋总 N 输入量为 13.7 $\times 10^4 \text{t/a}$ ，其中 PON 为 5.1 $\times 10^4 \text{t/a}$ ，底部的铵通量约占总量的 7.2% 和 PON 的 19.2%，可见有机物早期成岩产生的底部通量对珠江口的营养盐循环有着相当大的影响。

3. 沉积物底部耗氧与铵盐底部通量的关系

按照有机质降解反应 1 方程，假设所有消耗的溶解氧用于生成 NH_3 ，则表现为： $\Delta \text{O}_2 : \Delta \text{NH}_3 = 106 : 16$ 或者说 $\Delta \text{NH}_3 = 6.625 \Delta \text{O}_2$

因此如果底部水的溶解氧能充分保证沉积物的需氧， NH_3 的产生速率应与耗氧速率成正比。但实际测定则与此相反（图 6），底部铵盐通量与底部沉积物的耗氧速率成负相关。依据实验测定的耗氧速率所产生 NH_3 通量远比间隙水计算要高，由于耗氧速率的测定是沉积物中所有耗氧物质的总和，即不但包括了有机物的降解，也包括了还原态无机物的氧化，如 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 、 S^{2-} 等；另一方面有机物的 N 降解产物除 NH_3 外，还有 N_2 和 N_2O 等，相当多的研究表明厌氧状态下有机质降解生成 N_2 和 N_2O 作用是相当强烈的，在富含有机物的湖泊和海湾沉积物中 N_2 的释放通量相当高（Vanderborght, et al, 1975, 杨无龙, 1998, 刘素美等, 1998），则前面提及的有机物的组成特征差异也会是其中原因之一。高

耗氧速率区在外伶仃洋海区，所含的有机物受陆源性较大，而陆源性有机物具有高碳氮比，如类似木质素类有机物，因而相同的耗氧量所产生的 NH_3 量相对减少，氧消耗在 C 的氧化产物上。从这一情况看耗氧速率所涵盖的过程是相当复杂的，今后的研究中应加强对耗氧过程的了解。

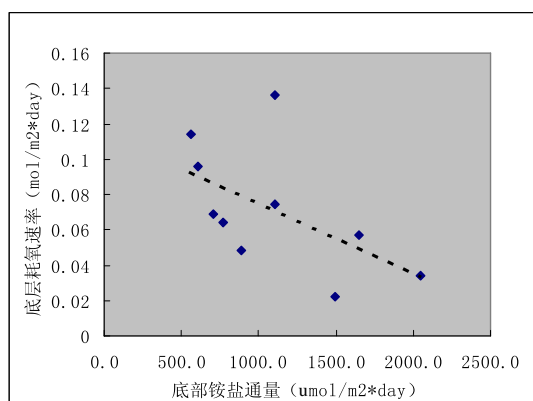


图 4 底部沉积物耗氧速率与底部铵盐通量关系图

站位	耗氧速率 (mol m^{-2} day^{-1})	底部铵盐通量 ($\mu\text{mol m}^{-2}$ day^{-1})	按耗氧速率计 算的铵通量 (mmol m^{-2} day^{-1})
30		1994.5	
39	0.03435	2048.2	5.1849
24	0.0225	1494.0	3.3962
11	0.0693	703.9	10.4604
15	0.05715	1649.6	8.6264
c1	0.1137	561.8	17.1623
c2	0.09615	604.7	14.5132
c3	0.1359	1104.6	20.5132
13	0.048	891.2	7.2453
17	0.07455	1102.4	11.2528
5	0.06405	771.2	9.6679

结论

1. 珠江口沉积物间隙水营养盐组成是以高铵盐为特征的，铵盐含量占无机氮的 99% 以上，间隙水铵氮含量可达 $144.6\text{--}1814.8\mu\text{mol/L}$ ，平均 $501.5\mu\text{mol/L}$ 。
2. 沉积物有机物的早期成岩作用主要在厌氧状态下进行的，基于间隙水铵盐剖面分布特征可分为三个区域，即 A 区上高下低、C 区上低下高和 B 区上下均匀，分别位于浅滩区、口外区和港口与水道区。造成间隙水铵盐分布差异主要是沉积物中不同来源有机物的差别而造成降解产物的差异，来源于生源的高 N、P 的有机物降解优先释放 N、P 产物。
3. 底部水体铵盐的增加来源于底部沉积物有机质的降解释放，底部营养盐的再生主要以铵盐形式，铵盐的底部通量为 $561.8\text{--}2048.2\mu\text{mol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 。
4. 底部沉积物耗氧速率与底部铵盐通量呈负相关，表明沉积物耗氧不仅用于有机物的降解，也包括了其它无机物的氧化；另外主要原因是陆源性低氮有机物降解所释放铵相对减少。

参考文献

- 蓝先洪, 1996, 珠江口沉积物的地球化学研究, 《中国主要河口的生物地球化学研究——化学物质的迁移与环境》张经主编, 北京海洋出版社, 1996
- 韩舞鹰, 1991, 大亚湾和珠江口的碳循环, 北京科学出版社
- 王肇鼎, 彭云辉, 1996, 珠江口水域的营养元素, 《中国主要河口的生物地球化学研究——化学物质的迁移与环境》张经主编, 北京海洋出版社, 1996
- 杨无龙, Wayne S., Gardner, 1998, 休伦湖 Saginaw 湾沉积物反硝化率的测定及其时空特征, 湖泊科学, 10 (3) 32-38
- 刘素美等, 1998

- Aller,R.C., Mackin,J.E.1984, Preservation of reactive organic matter in marine sediments Earth and Planetary Science Letters 70 260-266
- Aller,R.C.1980, Diagenetic processes near the sediment-water interface of Long Island Sound I. Decomposition and nutrient element geochemistry (S,N,P) Advances in Geophysics 22 237-235
- Benner,R.A. 1977, Stoichiometric models for nutrient regeneration in anoxic sediments Limnology and Oceanography 22 781-786
- Elderfield,H., 1981, Metal-organic association in interstitial water of Narragansett Bay sediments American Journal of Science 281 1184-1196
- Francois E.F.Braconnot,J-C. Dallot,S. 1996 Is ammonification rate in marine sediment related to plankton composition and abundance? A time series study in Villefrance bay(NW Mediterranean) Est. Coastal Shelf Sci 43 359-371
- Froelich,P.N.Klinkhammer,G.P. Bender,M.L. 1979 Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: Suboxic diagenesis Geochimica et Cosmochimica Acta 43 1075-1090
- Froelich,P.N.Arthur,M.A. Burnett,W.C.1988, Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments: Phosphorite precipitation Mar.Geol.80:309-343
- Hamond,D.E. Fuller,C.Harmon,D. 1985 Benthic fluxes in San Francisco Bay Hydrobiologia 129 69-90
- Henrichs,S.M. Reeburgh,W.S., 1987, Anaerobic mineralization of marine sediment organic matter: rate and role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy Geomicrobiology Journal 5 191-237
- Klump,J.V., Martens,C.S., 1981, Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin. II. Nutrient sediment-water exchange processes Geochimica et Cosmochimica Acta 45 101-121
- Klump,J.V., Martens,C.S., 1987 Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin. 5. Sedimentary nitrogen and phosphorus budgets based upon kinetic models, mass balances, and the stoichiometry of nutrient regeneration Geochimica et Cosmochimica Acta 51 1161-1173
- Krom,M. Berner,R.A., 1981, The diagenesis of phosphorus nearshore sediment Geochimica et Cosmochimica Acta 45: 207-216
- Li, Y, Gregory, S. 1974, Diffusion of ions in sea water and deepsea sediment, Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 703-714
- Martens,C.S.Berner,R.A. Roseenfeld,J.K. 1978 Interstitial water chemistry of anoxic Long Island Sound sediments. 2. Nutrient regeneration and phosphate removal Limnology and Oceanography 23 605-617
- Ray,A.J.Aller,R.C., 1985, Physical irrigation of relict burrows: implications for sediment chemistry Marine Geology 62 371-379
- Sholkovitz,E.R., 1973, Interstitial water chemistry of the Santa Barbara Basin sediments Geochimica et Cosmochimica Acta 37 2043-2073
- Vanderborcht J. Billen,G. 1975 Vertical distribution of nitrate concentration in interstitial water of marine sediments with nitrification and denitrification Limnology and Oceanography 20 935-961
- Veil,M Barbanti,A. Langone,L. 1991 Nutrient profiles in the pore water of a

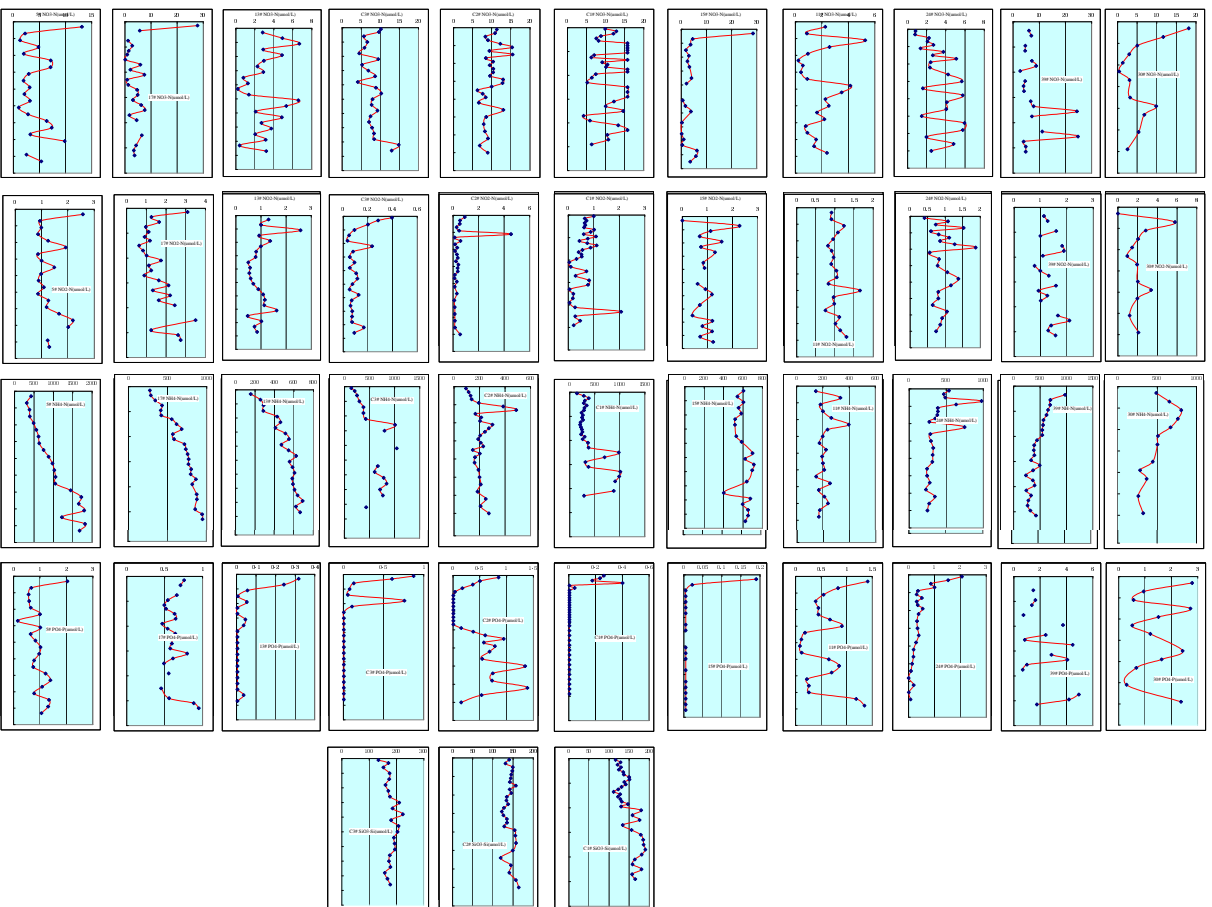
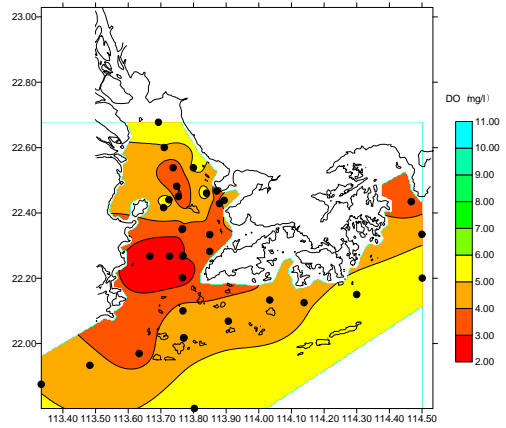
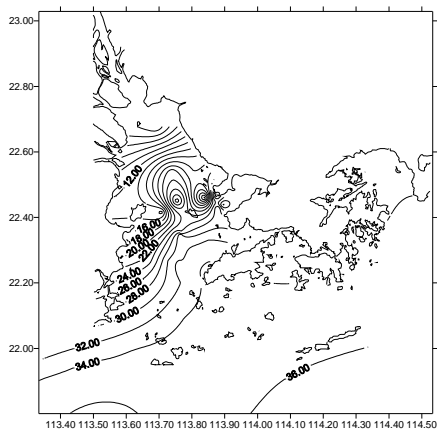
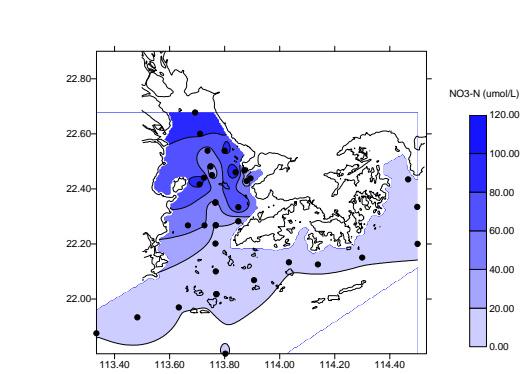


图 1 珠江口沉积物柱状样间隙水营养盐剖面分布图

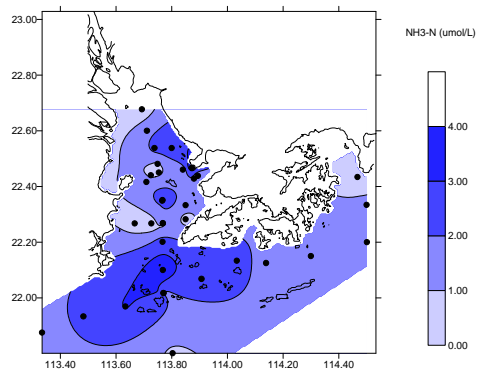


底层水体

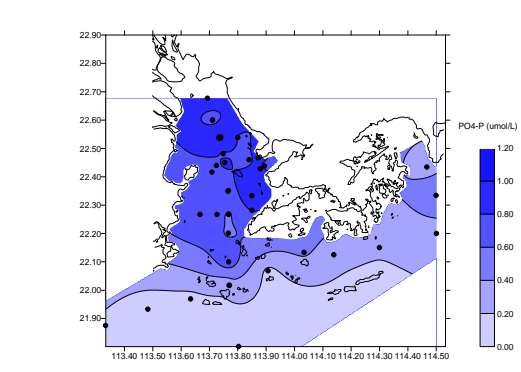
图 2 珠江口底层水体的盐度和溶解氧分布示意图



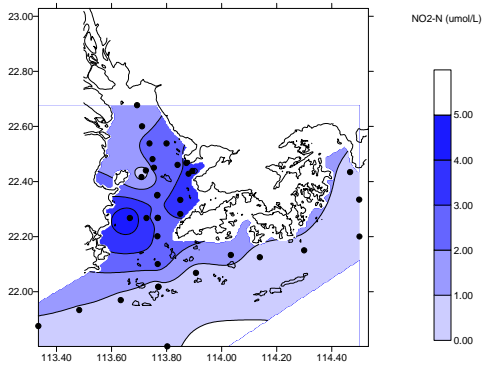
1999-07 珠江口海域 NO₃-N 底层水平面分布图



珠江口海域 NH₃-N 底层水平面分布图



1999-07 珠江口海域 PO₄-P 底层水平面分布图



1999-07 珠江口海域 NO₂-N 底层水平面分布图