

# 南大洋普里兹湾基于 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡法的 POC 输出通量研究

何建华<sup>1,2</sup>, 马 豪<sup>1,2,3</sup>, 陈立奇<sup>1,2</sup>, 项宝强<sup>4</sup>, 曾宪章<sup>1,2</sup>, 尹明端<sup>1,2</sup>, 曾文义<sup>1,2</sup>

(1 国家海洋局 海洋-大气化学与全球变化重点实验室, 福建 厦门 361005; 2 国家海洋局 第三海洋研究所, 福建 厦门 361005; 3 清华大学 工程物理系, 北京 10084; 4 国家海洋局 第一海洋研究所 海洋科学与数值模拟重点实验室, 山东 青岛 266061))

**摘要:** 中国第 22 次南极科学考察(2005 年 11 月至 2006 年 3 月) 期间, 测定了南极普里兹湾海域 5 个站位的从表层至 150 m 水深的不同层位水样中溶解态和颗粒态 $^{234}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  的放射性比活度以及颗粒有机碳. 利用 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  在上层水体中的不平衡, 计算了南极普里兹湾上层水体中 $^{234}\text{Th}$  的平均停留时间和输出通量. 结果显示, 随着纬度的增加, 上层水体中颗粒态和溶解态 $^{234}\text{Th}$  的平均停留时间总体趋向减小, 并在中纬度站位出现了最低值, 分别为 1~ 8 和 29~ 48 d, 而颗粒态和溶解态 $^{234}\text{Th}$  的输出通量则在中纬度站位出现了最大值, 分别为 21~ 38 和 26~ 39  $\text{dpm}/(\text{m}^3 \cdot \text{d})$ . 运用箱型清除模式, 利用两种不同的方法估算了各水柱中从真光层底部输出的 POC 通量, 平均值分别达到 104.7  $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$  (E 法) 和 120.6  $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$  (B 法), 表明南极普里兹湾夏季存在很高的新生产力, 它将会对该海域碳的生物泵过程产生重要作用.

**关键词:**  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  不平衡法; POC 输出通量; 普里兹湾; 南大洋

中图分类号: P734.2<sup>+</sup> 4

文献标识码: A

文章编号: 0253-4193(2007)04-0069-08

## 1 引言

真光层是海洋浮游生物活动最为活跃的区域, 是海-气二氧化碳交换的界面, 是生源物质产生、再循环及输送到深海的一个重要水层. 颗粒物质从真光层中的沉降过程, 会夹带并移出碳、氮等生源要素. 因此, 碳、氮的生物地球化学行为以及颗粒物质的通量对全球海洋碳吸收的估算是十分重要的参数<sup>[1]</sup>, 其中真光层中的生源颗粒有机碳通量(POC 输出通量) 是衡量生物泵运作效率的关键指标<sup>[2]</sup>, 并且决定着海洋颗粒活性元素和(或) 化学组分的生物地球化学循环速率, 一些研究者还提出在稳态条件下从真光层中输出的颗粒有机碳通量等于新生产力

的新观点<sup>[3,4]</sup>. 测定 POC 输出通量的方法主要有两种, 一种是沉积物捕集器法, 另一种是使用放射性同位素示踪技术法. 前一种方法由于水动力学、浮游动物等诸多因素的影响, 因而对所捕集的物质存在着质和量的可靠性等问题, 其捕集效率也一直备受质疑<sup>[5,8]</sup>, 因此, 该法所获取的 POC 通量也并未被普遍接受. 而使用放射性同位素示踪技术法测量 POC 输出通量则不受上述因素的影响, 该方法中所使用的示踪剂是 $^{234}\text{Th}$ . 近年来, $^{234}\text{Th}$  方法得到了发展并日趋成熟, 已被证明是在真光层中观测 POC 输出通量的很有发展潜力的好方法<sup>[1,9-12]</sup>, 尤其是在使用非稳态模型时更突显出其优越性.

$^{234}\text{Th}$  是一个短半衰期(24.1 d) 的放射性核素,

收稿日期: 2006-12-24; 修订日期: 2007-02-09.

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40531007); 国家自然科学基金项目(40406014; 40276001); 国家社会公益基金项目(2004DIB5178); 福建省自然科学基金计划资助项目(2006J0287).

作者简介: 何建华(1977-), 男, 四川省内江市人, 助理研究员, 主要从事海洋放射性同位素研究. E-mail: tiosoa@163.com

海水中的 $^{238}\text{U}$ 的现场衰变产生是海水中 $^{234}\text{Th}$ 的惟一来源,且具有恒定的生产速率。 $^{234}\text{Th}$ 具有很强的颗粒性吸附性,它极易从溶解态清除到颗粒物上,并且从水体中迁出,造成了水体中 $^{234}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$ 的不平衡。由于 $^{234}\text{Th}$ 的半衰期恰与海洋的上层颗粒物循环的时间尺度相匹配,其不平衡程度就成为衡量颗粒物循环、输出与再矿化过程强弱的指标,它不仅可用来研究从真光层输出的通量和海洋中的新生产力<sup>[10~16]</sup>,进而定量的评估海域生物泵的运转效率,也可用于研究与海洋颗粒物关联的吸附沉降过程,因此 $^{234}\text{Th}$ 是研究真光层颗粒动力学的理想示踪剂。

南北极海区是全球碳循环的重要潜在汇区,同时又是人们认识相对匮乏的海区。南大洋和北冰洋及其邻近海域在全球碳及其他有关物质的生物地球化学中的重要地位一直吸引着海洋学家<sup>[16~19]</sup>。由于海洋的POC输出通量至少在部分程度上控制着大气的 $\text{CO}_2$ 浓度,而南北两极海区是大气 $\text{CO}_2$ 最重要的汇区,开展这方面的研究便具有重要意义。此前,有关北冰洋及其附近海域的POC输出通量的研究已有报道<sup>[20,21]</sup>,而对南大洋POC输出通量的研究也多数集中在西南极<sup>[22,23]</sup>,关于东南极海域的报道则极为少见。本文报道了在中国22次南极科学考察的期间,首次船上直测 $^{228}\text{Th}$ 和 $^{234}\text{Th}$ 的放射性比活度和采用 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡法研究了普里兹主断面上五个站位水柱中颗粒态和溶解态 $^{234}\text{Th}$ 的垂直分布情况,并估算了该海区的POC输出通量,希望加深人们对普里兹湾的新生产力的认识。

## 2 样品采集和分析方法

海水样品是在“雪龙”号科考船执行中国第22次南极科学考察期间(2005年11月至2006年3月)在普里兹湾主断面5个站位上( $64^{\circ}00' \sim 68^{\circ}00' \text{S}$ ,  $73^{\circ}00' \text{E}$ )采集的(图1)。所有站位都同时进行了水文和海化要素资料的观测。利用Niskin采水器(10 L)在150 m水深内采集海水样品,采样水层分别为0, 25, 50, 57, 100, 150 m,每层采集20 L。样品采集上来后取出1 L,迅速在船上用事先灼烧( $450^{\circ}\text{C}$ , 2 h)过的Whatman 0.7 $\mu\text{m}$ 孔径的GF/F玻璃纤维滤膜(47 mm直径)过滤,然后用锡箔将颗粒物样品和滤膜封好,冷藏保存,带回陆基实验室分析POC含量。剩下的19 L水样用0.45 $\mu\text{m}$ 的混合纤维素酯膜过滤以获得海水和颗粒物样品,过滤后的海水样品用浓盐酸酸化至 $\text{pH} \approx 1$ ,然后加入0.239 3 Bq的 $^{228}\text{Th}$ - $^{232}\text{U}$

平衡示踪剂及100 mg的铁载体( $\text{FeCl}_3$ 形式),搅拌下加入浓氨水调至 $\text{pH} \approx 8$ ,形成 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 沉淀,自然沉降后,收集沉淀物,用适量8 mol/dm<sup>3</sup> HCl溶解。颗粒态样品(连同滤膜)在加入示踪剂后用( $\text{HNO}_3 + \text{HF} + \text{HClO}_4$ )加热消化,然后加入适量浓盐酸形成8M HCl体系。对颗粒态和溶解态样品均采用阴离子交换技术对U, Th进行放射性化学分离及纯化<sup>[24]</sup>。最后采用电沉积法制备放射源于不锈钢片<sup>[25]</sup>,利用 $\alpha$ 能谱/低本底 $\beta$ 计数装置(BH224D)在船上测量 $^{228}\text{Th}$ 和 $^{234}\text{Th}$ 放射性比活度。该装置采用一个探测器同时测量 $^{234}\text{Th}$ 的 $\beta$ 射线和 $^{228}\text{Th}$ 的 $\alpha$ 射线的能谱,克服了以往需要两套仪器分别测量 $\beta$ 射线和 $\alpha$ 射线,然后再进行校正的问题,降低了测量误差。

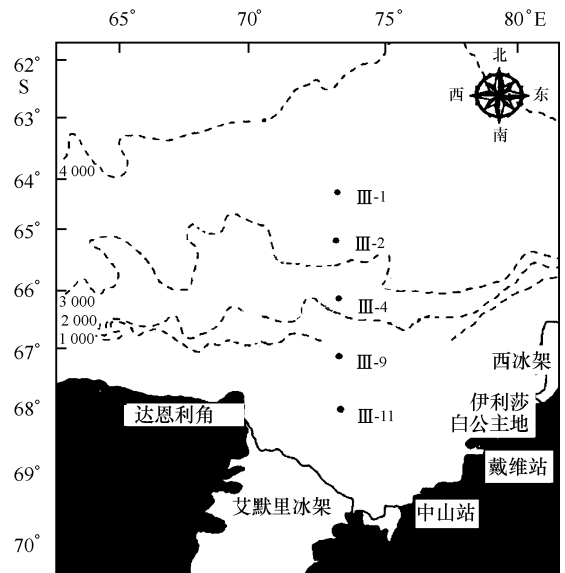


图1 采样站位

考虑到 $^{234}\text{Th}$ 的半衰期较短,在船上只进行 $^{234}\text{Th}$ 比活度的测量, $^{238}\text{U}$ 放射性活度的分析则是回到陆基实验室后进行分析的。水文参数( $T, S$ )由CTD系统测得。

## 3 结果和讨论

### 3.1 $^{234}\text{Th}$ 清除、迁出通量

利用 $^{234}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$ 不平衡来估算颗粒态 $^{234}\text{Th}$ 从上层水体往下输出的通量,通常采用以下数学模型来表示<sup>[12,15,26]</sup>:

$$\frac{\partial A_{\text{Th}}}{\partial t} = [A_{\text{U}} - (A_{\text{DTh}} + A_{\text{PTh}})] \lambda - P_{\text{Th}} + V, \quad (1)$$

式中, $A_{\text{U}}$ ,  $A_{\text{DTh}}$ 和 $A_{\text{PTh}}$ 分别代表 $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{Th}_D$ 和 $^{234}\text{Th}_P$

的比活度,  $\lambda$  为<sup>234</sup>Th的衰变常数(为 $0.02876 \text{ d}^{-1}$ ),  $P_{\text{Th}}$ 是颗粒态<sup>234</sup>Th的迁出通量,  $V$ 是<sup>234</sup>Th的平流和扩散通量之和. Buesseler等<sup>[9, 27]</sup>的研究结果显示, 通常<sup>234</sup>Th的分布都呈稳态(此时,  $\partial A_{\text{Th}}/\partial t = 0$ ), 另外, 除了在赤道和有上升流的海域之外, 平流和扩散对<sup>234</sup>Th通量的贡献相当小, 对北大西洋及南大洋水华实验计算结果表明垂直流对<sup>234</sup>Th通量的贡献只有1%~10%<sup>[26, 27]</sup>, 因此我们在模型计算过程中忽略了平流及扩散的影响, 并且这一处理方法已为许多研究

者所采用<sup>[1, 2, 12-14]</sup>. 因此, 稳态条件下:

$$J_{\text{Th}} = (A_{\text{U}} - A_{\text{DTh}}) \cdot \lambda \quad (2)$$

$$P_{\text{Th}} = J_{\text{Th}} - A_{\text{PTh}} \cdot \lambda \quad (3)$$

$$\tau_{\text{D}} = A_{\text{DTh}}/J_{\text{Th}}, \quad (4)$$

$$\tau_{\text{P}} = A_{\text{PTh}}/P_{\text{Th}}, \quad (5)$$

其中,  $J_{\text{Th}}$ 和 $P_{\text{Th}}$ 分别代表溶解态<sup>234</sup>Th清除通量和颗粒态<sup>234</sup>Th的迁出通量,  $\tau_{\text{D}}$ 和 $\tau_{\text{P}}$ 则分别代表溶解态<sup>234</sup>Th和颗粒态<sup>234</sup>Th的平均停留时间.

表1 各站位水柱的水文参数、各相态<sup>234</sup>Th比活度及模型计算值

水深/m	$T/^\circ\text{C}$	$S$	POC	<sup>234</sup> Th <sub>p</sub>	<sup>234</sup> Th <sub>D</sub>	<sup>238</sup> U	$J_{\text{Th}}$	$P_{\text{Th}}$	$\tau_{\text{D}}/\text{d}$	$\tau_{\text{P}}/\text{d}$
			$\mu\text{g} \cdot \text{dm}^{-3}$	$\text{dpm} \cdot \text{dm}^{-3}$	$\text{dpm} \cdot \text{dm}^{-3}$	$\text{dpm} \cdot \text{dm}^{-3}$	$\text{dpm} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{d}^{-1}$	$\text{dpm} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{d}^{-1}$		
站点III1, 64°00'S, 73°00'E, 水深: 3 500 m										
0	0.92	33.91	276	0.20±0.09	1.03±0.09	1.74±0.08	20.42	14.67	50.44	13.64
25	0.44	33.93	221	0.23±0.09	1.36±0.09	2.34±0.06	28.18	21.57	48.25	10.66
50	-1.7	34.35	230	0.13±0.08	1.20±0.08	1.81±0.05	17.54	13.80	68.40	9.42
75	-1.66	34.46	245	0.25±0.03	1.68±0.03	2.21±0.08	15.24	8.05	110.22	31.05
100	-1.63	34.52	186	0.21±0.07	1.48±0.05	2.15±0.12	19.27	13.23	76.81	15.87
150	0.63	34.81	184	0.30±0.06	1.72±0.08	2.12±0.15	11.50	2.88	149.51	104.31
站点III2, 65°00'S, 73°00'E, 水深: 3 500 m										
0	0.72	34.13	335	0.24±0.05	1.09±0.12	2.24±0.14	33.07	26.17	32.96	9.17
25	0.57	34.14	237	0.25±0.06	1.41±0.09	2.36±0.08	27.32	20.13	51.61	12.42
50	-1.84	34.41	207	0.27±0.07	1.47±0.09	2.27±0.07	23.01	15.24	63.89	17.71
75	-1.98	34.52	150	0.30±0.04	1.71±0.08	2.13±0.06	12.08	3.45	141.57	86.93
100	-1.86	34.55	138	0.23±0.07	1.43±0.06	2.38±0.05	27.32	20.71	52.34	11.11
150	-0.37	34.72	186	0.23±0.07	1.08±0.06	2.37±0.06	37.10	30.49	29.11	7.54
站点III4, 66°00'S, 73°00'E, 水深: 2 300 m										
0	1.17	34.08	175	0.04±0.01	1.18±0.08	2.54±0.04	39.11	37.96	30.17	1.05
25	0.5	34.21	180	0.17±0.09	1.27±0.07	2.18±0.14	26.17	21.28	48.53	7.99
50	-1.56	34.50	181	0.08±0.03	0.98±0.10	2.14±0.12	33.36	31.06	29.38	2.58
75	-1.87	34.54	151	0.14±0.05	1.22±0.04	2.23±0.08	29.05	25.02	42.00	5.60
100	-2.05	34.58	79	0.41±0.07	0.98±0.07	2.30±0.07	37.96	26.17	25.81	15.67
150	-2.08	34.62	111	0.30±0.10	1.73±0.07	2.19±0.05	13.23	4.60	130.77	65.19
站点III9, 67°00'S, 73°00'E, 水深: 521 m										
0	-0.63	26.55	234	0.10±0.01	1.25±0.05	2.21±0.06	27.61	24.73	45.27	4.04
25	-1.69	34.24	154	0.24±0.09	1.37±0.12	2.29±0.08	26.46	19.56	51.78	12.27
50	-1.99	34.51	156	0.28±0.08	1.61±0.12	2.21±0.10	17.26	9.20	93.30	30.42
75	-2.05	34.59	157	0.26±0.10	1.57±0.154	2.46±0.05	25.60	18.12	61.34	14.35
100	-2.05	34.64	110	0.40±0.07	1.68±0.12	2.09±0.09	11.79	0.29	142.47	1390.82
150	-2.00	34.67	136	0.47±0.09	1.63±0.06	1.91±0.06	8.05	-5.46	202.41	-86.01
站点III11, 68°00'S, 73°00'E, 水深: 664 m										
0	3.83	33.38	468	0.22±0.11	0.84±0.09	1.96±0.08	32.21	25.88	26.08	8.50
25	-1.80	34.49	455	0.21±0.09	1.09±0.13	2.12±0.05	29.62	23.58	36.80	8.90
50	-2.09	34.64	201	0.20±0.09	1.79±0.11	2.26±0.12	13.52	7.77	132.42	25.76
75	-2.01	34.69	224	0.30±0.11	1.72±0.07	2.05±0.13	9.49	0.86	181.23	347.71
100	-2.01	34.73	104	0.43±0.13	1.91±0.05	2.03±0.08	3.45	-8.92	553.43	-48.23
150	-1.95	34.79	236	0.55±0.12	2.07±0.06	2.43±0.09	10.35	-5.46	199.93	-100.65

根据式(2)~(4)我们分别计算了各站位水柱中的  $J_{Th}$ ,  $P_{Th}$ ,  $\tau_p$  和  $\tau_d$ , 结果列于表 1. 从表 1 可以看出高纬度站位(III-4, III-9, III-11)上层水体中颗粒态和溶解态  $^{234}Th$  的平均停留时间一般要低于低纬度站位的. 其中以站位 III-4 中的颗粒态和溶解态  $^{234}Th$  的平均停留时间最短, 分别只有 1~7 和 29~48 d.

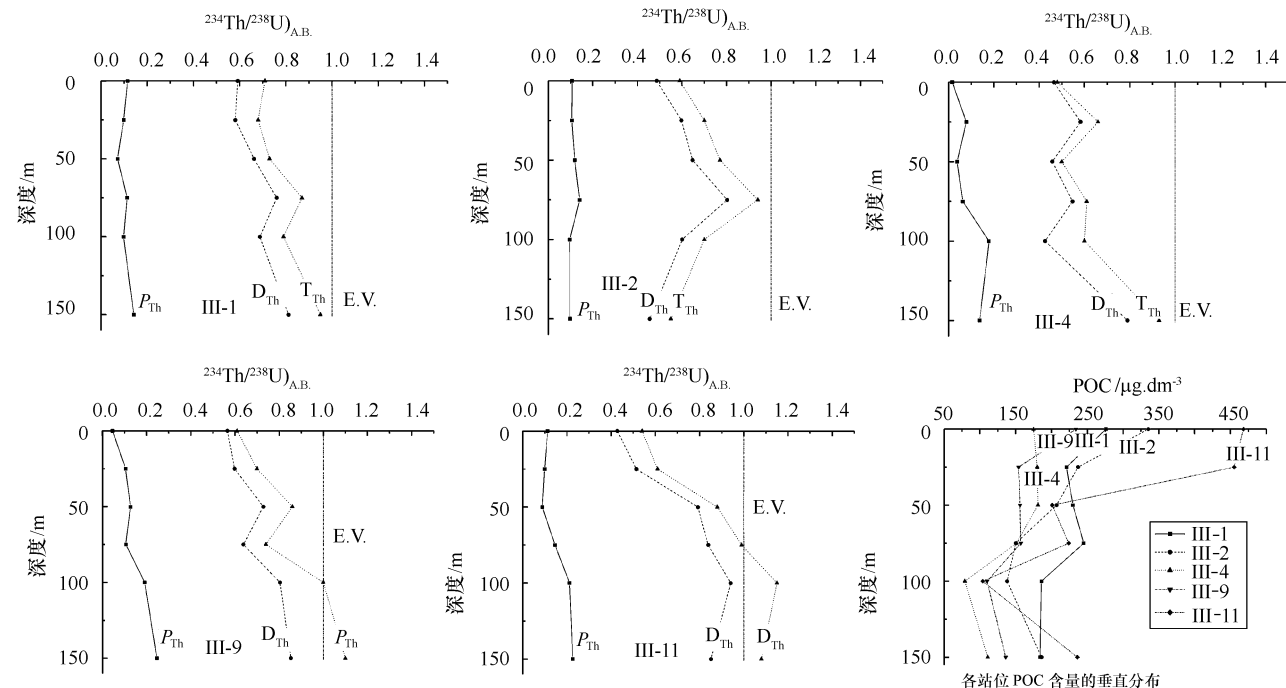


图 2 各站位  $^{234}Th/^{238}U$  的垂直分布和 POC 垂直分布情况 (E. V. 代表的是  $^{234}Th$  相对于  $^{238}U$  的久期平衡值)

在 300 m 以浅的深度内, 生源颗粒有机物的清除是造成  $^{234}Th$  亏损的直接原因<sup>[28]</sup>. 普里兹湾是一个近似三角形的海湾, 该海域浮游生物的分布具有明显的区域性特征<sup>[29,30]</sup>, 湾内由于四女士浅滩 (Four Ladies Bank) 和弗拉姆浅滩 (Frame Bank) 区的浮冰和冰山阻挡了风浪的传播, 属于一个较封闭的系统, 水体的稳定性相对较强, 有利于浮游生物的生长, 虽然我们取样的时间处于该海域浮游生物生长的春季水华<sup>[30-32]</sup> 末期, 但高纬度站位上层水体中的叶绿素水平此时还维持在一个较高的水平<sup>[29,33]</sup>, 其间的浮游生物数量还处于相对较高的水平, 这一点可从 III-11 站位表层 POC 含量是各站中最高可以看出, 因此生源颗粒有机物的清除作用相对较强, 导致了  $^{234}Th$  亏损较大. 而湾外则因为与南大洋相连, 处于西风带的南沿, 风浪较大, 水体混合剧烈, 不利于浮游生物的生长繁衍, 因此低纬度站位生源颗粒有机物的清除作用也比较弱. 而对于站

图 2 给出了各站位水柱  $^{234}Th/^{238}U$  的垂直分布图以及 POC 的垂直分布图, 从图 2 也可以看出, 站位 III-4 表层 POC 的含量是各站中最小的, 经计算得知, 该站位水柱的 POC 平均含量也是各站中最小的, 此外, 从图 2 还可以看出, 高纬度站位水柱中  $^{234}Th$  相对于  $^{238}U$  的亏损相对于低纬度站位也要高一些.

位 III-4 的水柱中 POC 平均含量最小的问题, 这可能是由于站位 III-4 处于普里兹湾内外海区的交界部分, 受到的海流和内波的影响<sup>[2,23]</sup> 更大, 颗粒物矿化程度比较剧烈, 解聚和再生作用的发生导致了 POC 含量的急剧下降. 另外随着颗粒物解聚作用的发生, 颗粒物的比表面也随之增大, 对  $^{234}Th$  的清除作用也相应增强, 进而吸附更多的  $^{234}Th$ , 一方面导致了  $^{234}Th$  的亏损有所增加 (如图 2 中站位 III-9 和 III-11 所示), 另外也相应缩短了颗粒态和溶解态  $^{234}Th$  的停留时间.

文献<sup>[34]</sup> 也报道, 在紧邻真光层底部的水体中有明显的颗粒物再生过程发生. 从图 2 可以看到, 站位 III-9 和 III-11 水柱中随着深度的增加溶解态  $^{234}Th$  的比度与  $^{238}U$  的比度趋于平衡, 并且达到一定的深度后总的  $^{234}Th$  放射性还超过了  $^{238}U$ , 这可能是由于沉降粒子的氧化分解迅速释放出  $^{234}Th$  所致<sup>[1]</sup>, 一般来说, 真光层内 15%~35% 总的  $^{234}Th$  以颗粒

态形式存在, 真光层以下颗粒态<sup>234</sup>Th 的浓度只占总<sup>234</sup>Th 浓度的 10% 左右. 另外, 在这些深度处溶解态<sup>234</sup>Th 接近于<sup>238</sup>U 的比活度表明<sup>234</sup>Th 的再生相对于<sup>234</sup>Th 的放射性产生速率而言是一个很慢的过程, 由于存在着再生作用, 在这些层的不可逆清除假设不再成立, 因此我们看到在站位 III-9 和 III-11 的停留时间出现负值. 此外, 从图 2 可以看出, 颗粒态的<sup>234</sup>Th 的浓度随深度变化不大, 这也证实了颗粒物的停留时间与颗粒态<sup>234</sup>Th 的停留时间并不相等的观点<sup>[9]</sup>.

### 3.2 颗粒有机碳输出通量的估算

Buesseler 等<sup>[23]</sup> 报道, 南大洋 POC 的输出通量表现出明显的时空差异. 由于普里兹湾的真光层深度的总体分布是自普里兹湾向外海逐渐加深, 湾内的真光层平均深度为 17.5 m, 深海区平均深度为 44.5 m<sup>[30]</sup>, 因此我们选择 25 m 和 50 m 分别作为湾内真光层和深海区真光层的输出界面, 并采用箱型清除模型<sup>[24]</sup>, 计算从真光层底部输出的颗粒态<sup>234</sup>Th 通量以及颗粒态<sup>234</sup>Th 在真光层中的停留时间, 同时通过确定颗粒物上的 POC/ $A_{PTh}$ , 最终估算出从真光

层底部输出的颗粒有机碳通量  $F_{POC}$  [ $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ], 计算公式<sup>[26]</sup> 如下:

$$E.P. = F_{POC} = F_{Th} \cdot \text{POC}/A_{PTh} \quad (6)$$

式中,  $E.P.$  代表输出生产力,  $F_{Th}$  为从真光层输出的颗粒态<sup>234</sup>Th 通量,  $\text{POC}/A_{PTh}$  为真光层底部颗粒有机碳含量与颗粒态<sup>234</sup>Th 比活度的比值. 这一处理方法的优点是无需假定<sup>234</sup>Th 与 POC 具有相似的地球化学行为, 它仅假设迁出的<sup>234</sup>Th 及 POC 的载体为同样的颗粒物, 很显然, 这一条件在实际海域是容易得到满足的. 表 2 给出了各站位从真光层底部输出的颗粒态<sup>234</sup>Th 输出通量和颗粒态<sup>234</sup>Th 在真光层中的停留时间以及 POC 的输出通量(标记为  $F^B$ ), 结果显示, 站位 III-4 中颗粒态<sup>234</sup>Th 在真光层中的停留时间是最短的, 只有 4.1 d, 而从真光层底部输出的 POC 输出通量则最高, 达到 262.4  $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ , 这可能是与该区域存在上升流<sup>[35]</sup> 有关, 虽然该区域的颗粒物矿化程度比较剧烈, 但与上升流所引起的效应相比还是较小的, 最终导致了 POC 输出通量的上升, 同时也缩短了颗粒态<sup>234</sup>Th 在真光层中的停留时间.

表 2 颗粒有机碳输出通量的估算值

站位	层位/m	输出界面/m	POC 积存量/ $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2}$	$F_{Th}/$ $\text{dpm} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$	$\tau_p/d$	POC/ $A_{PTh}/$ $\mu\text{mol} \cdot \text{dpm}^{-1}$	$F^E/$ $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$	$F^B/$ $\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$
III-1	0~50	50	987.5	895.2	11.0	147.4	89.5	132.0
III-2	0~50	50	1058.3	1021.0	10.4	63.9	85.6	65.2
III-4	0~50	50	745.8	1392.0	4.1	188.5	185.6	262.4
III-9	0~25	25	404.2	552.5	7.69	53.47	52.6	29.5
III-11	0~25	25	961.5	617.1	8.71	184.60	110.4	113.9
POC 输出通量平均值							104.7	120.6

此外, 我们采用了 Eppley 提出的另一种计算 POC 通量的方法<sup>[4]</sup>, 即假设<sup>234</sup>Th 与 POC 具有相同的停留时间, 稳定条件下, POC 输出通量的计算公式是:

$$E.P. = F_{POC} = \text{POC 积存量}/\tau_p, \quad (7)$$

由上式计算的结果列于表 2(标记为  $F^E$ ). 从表 2 可以看出, 两种计算方法所求出的 POC 输出通量在 35% 范围内是相吻合的, 考虑到取样过程中我们对真光层的分层还不是很精确, 以及实验中<sup>234</sup>Th 测定及 POC 测定的误差, 因此我们认为两种方法所给出

的结果是相当一致的, 这再次表明<sup>234</sup>Th 是研究 POC 地球化学循环的良好示踪剂.

从表 2 可以看出, 两种方法所求出的整个断面上 POC 输出通量的平均值分别高达 120.6  $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$  和 104.7  $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ , 且吻合得很好. 通过和世界其他一些大洋海区用<sup>234</sup>Th/<sup>238</sup>U 不平衡法测得的真光层颗粒态有机碳输出通量比较(见表 3) 可以看出, 夏季普里兹湾海域的颗粒态有机碳输出通量是相当高的. 由稳态条件下输出生产力等于新生产力<sup>[4, 12]</sup>, 可以得出夏季普里兹湾存在很大的新

生产力,这与其他研究者的研究结论也是基本一致的<sup>[36]</sup>,同时也说明南大洋普里兹湾对全球 CO<sub>2</sub> 的吸收有显著的贡献。

## 4 结论

本研究利用 <sup>234</sup>Th/<sup>238</sup>U 不平衡法推导出了在南极普里兹湾夏季上层水体中 <sup>234</sup>Th 的平均停留时间和输出通量以及颗粒有机碳的输出通量。高纬度站位上层水体中溶解态和颗粒态 <sup>234</sup>Th 的平均停留时间一般要低于低纬度站位,其中站位 III-4 上层水体中的颗粒态和溶解态 <sup>234</sup>Th 的平均停留时间为最小,

分别为 1~ 8 d 和 29~ 48 d。采用箱型清除模式,根据两种不同的方法估算南极普里兹湾夏季的 POC 输出通量平均值分别达到 104.7 mmol/(m<sup>2</sup>·d)(E 法)和 120.6 mmol/(m<sup>2</sup>·d)(B 法),说明普里兹湾夏季存在很高的新生产力,也说明普里兹湾对全球 CO<sub>2</sub> 的吸收有着显著的贡献。运用两种不同计算方法得出 POC 输出通量的一致性也再次说明 <sup>234</sup>Th 是表征 POC 循环的良好示踪剂。此外,五个站位 POC 输出通量之间存在较大的差别也表明普里兹湾 POC 输出通量的分布存在较大的时空差异,这需要我们今后进行进一步的研究。

表 3 世界大洋各海区 <sup>234</sup>Th 法测得的 POC 输出通量的比较<sup>[1]</sup>

地点	时间	POC 输出通量/mmol·m <sup>-2</sup> ·d <sup>-1</sup>	数据来源
北太平洋温带涡(中部)	1993, 1995 年 3~ 10 月	4.0	Benitez-Nelson 等(2001)
赤道太平洋	1992 年 2~ 3 月	1~ 6	Busseler 等(1995)
	1992 年 8~ 10 月	2~ 30	Murray 等(1996)
北海北部海域	1999 年 6 月	9.5~ 48	Foster 等(2002)
北冰洋中部	1995 年 8~ 9 月	0.3~ 7.0	Moran 等(1997)
北太平洋东北海域	1996 年 5 月, 1997 年 2 月	2.8~ 7.1	Charette 等(1999)
	1996 年 8 月	7.6	
威德尔海	1992 年春季	20~ 40	Rutgers Van Der Loeff 等(1997)
罗斯海	1997 年 1~ 2 月	7~ 91	文献[22]
普里兹湾海域	2006 年 1~ 2 月	52.6~ 185.6 (E 法)	本研究
		29.5~ 262.4 (B 法)	

感谢“雪龙”号船长、全体船员及全体大洋组队员对本工作的支持。

## 参考文献:

- [1] YANG Yong-liang, HAN Xu, KUSAKABE M. POC fluxes from euphotic zone estimated from <sup>234</sup>Th deficiency in winter in the north-western North Pacific Ocean[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2004, 23(1): 135- 147.
- [2] CAI Ping-he, HUANG Yi-pu, CHEN Min, et al. New production based on <sup>228</sup>Ra-derived nutrient budgets and thorium-estimated POC export at an intercalibration station in the South China Sea[J]. Deep-Sea Research(I), 2002, 49(1): 53- 66.
- [3] EPPLEY R W, PETERSON B J. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean [J]. Nature, 1979, (282): 677- 680.
- [4] EPPLEY R W. New production: history, methods and problems[A]. BERGER W H, SMETECHEK V, WEFER O. Dahlem Workshop on Productivity of the Ocean: Present and Past[C]. New York: Wiley, 1989. 85- 97.
- [5] BU ESSELER K O. Do upper-ocean sediment traps provides an accurate record of particle flux? [J]. Nature, 1991, 353: 420- 423.
- [6] MURRAY J W, DOWNS J N, STRAM S. Nutrient assimilation, export production and <sup>234</sup>Th scavenging in the eastern equatorial Pacific [J]. Deep-Sea Research, 1989, 36: 1471- 1489.
- [7] BU ESSELER K O, ANDREWS J A, HARTMAN M C, et al. Regional estimates of the export flux of particulate organic carbon derived from thorium-234 during the JGOFS EQPAC program[J]. Deep-Sea Research(II), 1995, 42: 777- 804.
- [8] BU ESSELER K O, MICHAELS A F, SIEGEL D A, et al. A three dimensional time-dependent approach to calibrating sediment trap fluxes [J]. Global Biogeochemical Cycles, 1994, 8(2): 179- 193.
- [9] BU ESSELER K O. The decoupling of production and particulate export in the surface ocean [J]. Global Biogeochem Cycles, 1998, (12):

297– 310.

- [10] FALKOWSKI P G, BARBER R T, SMETACEK V. Biogeochemical Controls and Feedbacks on Ocean Primary Production[J]. *Science*, 1998, 281: 200– 206.
- [11] BUESSELSER K O, BALL L, ANDREWS J, et al. Upper ocean export of particulate organic carbon in the Arabian Sea derived from thorium-234[J]. *Deep-Sea Research (II)*, 1998, 45: 2 461– 2 487.
- [12] COALE K H, BRULAND K W.  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  disequilibria within the California Current [J]. *Limnology and Oceanography*, 1985, 30: 22– 33.
- [13] COALE K H, BRULAND K W. Oceanic stratified euphotic zone as elucidated by  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  disequilibria[J]. *Limnology and Oceanography*, 1987, 32(1): 189– 200.
- [14] TATSUO A, MASATOSHI Y, ISAO K, et al. Export fluxes of particulate organic carbon estimated from  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  disequilibrium during the Subarctic Pacific Iron Experiment For Ecosystem Dynamics Study (SEED 2001) [J]. *Progress in Oceanography*, 2005, 64: 263– 282.
- [15] 陈敏, 黄奕普.  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡法在真光层颗粒动力学研究中的应用[J]. *地球科学进展*, 1999, 14(4): 365– 370.
- [16] 陈立奇. 21世纪南极科学研究展望[J]. *世界科技研究与发展*, 2002, 24(4): 29– 34.
- [17] 陈立奇. 南极地区与全球变化作用的集成研究展望[J]. *地球科学进展*, 2003, 18(1): 133– 137.
- [18] 陈立奇. 南极地区对全球变化的响应与反馈作用集成研究[M]. 北京: 海洋出版社, 2004, 1– 10.
- [19] 高众勇, 陈立奇, 王伟强. 南北极海区碳循环与全球变化研究[J]. *地学前缘*, 2002, 9(2): 263– 269.
- [20] MA Qiang, CHEN Min, QIU Yu-sheng. Regional estimates of POC export flux derived from thorium-234 in the western Arctic Ocean [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2005, 24(6): 97– 108.
- [21] CHEN Min, HUANG Yipu, GU O laodong, et al. Biological productivity and carbon cycling in the Arctic Ocean[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2002, 47(12): 1 037– 1 040.
- [22] COCHRAN J K, BU ESSELER K O, BACON M P, et al. Short-lived thorium isotopes ( $^{234}\text{Th}$ ,  $^{228}\text{Th}$ ) as indicators of POC export and particle cycling in the Ross Sea, Southern Ocean[J]. *Deep-Sea Research (II)*, 2000, 47: 3 451– 3 490.
- [23] BU ESSELER K O, BALL L, ANDREWS J, et al. Upper ocean export of particulate organic carbon and biogenic silica in the Southern Ocean along  $170^\circ\text{W}$  [J]. *Deep-Sea Research (II)*, 2001, 48: 4 275– 4 297.
- [24] 陈敏, 黄奕普, 陈飞舟, 等. 真光层的颗粒动力学. II. 南沙海域上层水体中 $^{234}\text{Th}$ 的清除[A]. 南沙群岛海域的同位素化学[C]. 北京: 海洋出版社, 1996. 123– 133.
- [25] WAPLES J T, ORLANDINI K A, WECKERLY K M, et al. Measuring low concentrations of  $^{234}\text{Th}$  in water and sediment[J]. *Marine Chemistry*, 2003, 80: 265– 281.
- [26] BU ESSELER K O, BACON M P, COCHRAN J K, et al. Carbon and nitrogen export during the JGOFS North Atlantic bloom experiment estimated from  $\text{Th-234}/\text{U-238}$  disequilibria[J]. *Deep-Sea Research (II)*, 1992, 39: 1 115– 1 137.
- [27] BU ESSELER K O, BENITEZ-NELSON C, RUTGERS VAN DER LOEFF M M, et al. An inter-comparison of small and large-volume techniques for thorium-234 in seawater[J]. *Marine Chemistry*, 2001, (74): 15– 28.
- [28] SANTSHI P H, GU O L, WALSH I D, et al. Boundary exchange and scavenging of radionuclides in continental margin water of the Middle Atlantic Bight: Implications for organic carbon fluxes[J]. *Continental Shelf Research*, 1999, 19: 609– 636.
- [29] 朱根海, 宁修仁, 刘子琳, 等. 2000年夏季南极普里兹湾及邻近海域浮游植物研究[J]. *海洋学报*, 2006, 28(1): 118– 126.
- [30] 蔡昱明, 宁修仁, 朱根海, 等. 南极普里兹湾浮游植物现存量与初级生产力粒级结构和新生产力研究[J]. *海洋学报*, 2005, 27(4): 135– 147.
- [31] JENNINGS J C Jr, GORDON L I, NELSON D M. Nutrient depletion indicates high primary productivity in the Weddell Sea[J]. *Nature*, 1984, 309: 51– 54.
- [32] KARL D M, TIBROOK B D, TIEN G. Seasonal coupling of organic matter production and particle flux in the western Bransfield Strait, Antarctica[J]. *Deep-Sea Research*, 1991, 38(8/9): 1 097– 1 126.
- [33] MOORE J K, ABBOTT M R. Phytoplankton chlorophyll distributions and primary production in Southern Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(12): 28 709– 28 722.
- [34] LUO S, KU T L, KUSAKABE M, et al. Tracing particle cycling in the upper ocean with  $^{230}\text{Th}$  and  $^{228}\text{Th}$ —An investigation in the equatorial Pacific along  $140^\circ\text{W}$ [J]. *Deep-Sea Research (II)*, 1995, 42: 805– 829.
- [35] PU Shuzheng, DONG Zhao-qian, HU Xiao-min, et al. Variability of the continental water boundary near the Prydz Bay[J]. *Marine Science Bulletin*, 2002, 4(1): 1– 10.
- [36] 刘诚刚, 宁修仁, 孙军, 等. 2002年夏季南极普里兹湾及其邻近海域浮游植物现存量、初级生产力结构和新生产力研究[J]. *海洋学报*, 2004, 26(6): 107– 117.

# The estimates of the particulate organic carbon export fluxes in Prydz Bay, Southern Ocean using $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibria

HE Jian-hua<sup>1,2</sup>, MA H ao<sup>1,2,3</sup>, CHEN Li-qi<sup>1,2</sup>, XIANG Bao-qiang<sup>4</sup>, ZEN G Xian-zhang<sup>1,2</sup>,  
YIN Ming-duan<sup>1,2</sup> ZENG Wen-yi<sup>1,2</sup>

(1. Key Lab of Global Change and Marine-Atmospheric Chemistry, State Oceanic Administration, Xiamen 361005, China; 2. Third Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Xiamen 361005, China; 3. Department of Engineering Physics Tsinghua University, Beijing 100084, China; 4. Key Lab of Marine Science and Numerical Modeling, The First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China)

**Abstract:** Dissolved and particulate  $^{234}\text{Th}$ , particulate organic carbon in the upper 150 m of water columns from five stations in the Prydz Bay, Southern Ocean were determined during the 22nd Chinese National Antarctic Research Expedition (from Nov. 2005 to Mar. 2006). The disequilibria between  $^{234}\text{Th}$  and its parent  $^{238}\text{U}$  in upper layer was used to derive the average residence time of  $^{234}\text{Th}$ , which decreased along with the latitude toward south with minimum values, respectively 1~ 8 d for particulate  $^{234}\text{Th}$  and 29~ 48 d for dissolved  $^{234}\text{Th}$ , appeared at the medium latitude station, and the export fluxes of  $^{234}\text{Th}$  were calculated too and max values, respectively 21~ 38  $\text{dpm}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$  for particulate  $^{234}\text{Th}$  and 26~ 39  $\text{dpm}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$  for dissolved  $^{234}\text{Th}$ , appeared at the same station. The export fluxes of particulate organic carbon at different water columns were derived by two methods with irreversible scavenging model, and the average value were 104.7  $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$  (E method) and 120.6  $\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$  (B method), respectively, which meant in summer relatively high new production existed in the Prydz Bay where would play a significant role as  $\text{CO}_2$  sink.

**Key words:** POC fluxes;  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  disequilibria; Prydz Bay; Southern Ocean