

A Study of Particulate Organic Carbon Export in the Yellow Sea in Summer Based on ^{234}Th : ^{238}U Disequilibrium

Daochen Zhao

College of the Environment and Ecology, Xiamen University, Xiamen
Email: zdc@stu.xmu.edu.cn

Received: Jul. 29th, 2013; revised: Aug. 25th, 2013; accepted: Sep. 2nd, 2013

Copyright © 2013 Daochen Zhao. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Abstract: ^{234}Th was utilized as a tracer of particulate organic carbon (POC) fluxes from the euphotic zone to study biological pump process in the Yellow Sea in the summer of 2009. ^{234}Th in the upper water column was determined by using a modified small-volume MnO_2 co-precipitation technique, and its deficit with respect to ^{238}U was found to be evident throughout the upper water column. The ^{234}Th : ^{238}U disequilibrium in the upper waters and one-dimensional irreversible steady state model were used to calculate the POC export fluxes from the bottom of euphotic layer. The POC export flux varied from $12.7 \pm 1.7 \text{ mmol C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ to $92.0 \pm 21.0 \text{ mmol C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, with an average of $45.3 \pm 41.5 \text{ mmol C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ($n = 3, \pm 1\text{SD}$). The results will provide a better understanding of the role that the Yellow Sea plays in the global carbon cycle.

Keywords: Yellow Sea; POC Export Fluxes; ^{234}Th ; Euphotic Zone

夏季黄海颗粒有机碳的输出通量——基于 ^{234}Th : ^{238}U 不平衡方法的研究

赵道辰

厦门大学环境与生态学院, 厦门
Email: zdc@stu.xmu.edu.cn

收稿日期: 2013年7月29日; 修回日期: 2013年8月25日; 录用日期: 2013年9月2日

摘要: 为了研究黄海生物泵过程, 2009年夏季利用 ^{234}Th 示踪法对黄海进行了颗粒有机碳输出通量的研究。以小体积海水 MnO_2 共沉淀- β 计数法测定海水中总态及颗粒态 ^{234}Th 的活度, 在上层水柱中颗粒态及总态 ^{234}Th 活度显著低于母体 ^{238}U 的活度。基于上层水体中 ^{234}Th : ^{238}U 的不平衡并结合一维稳态不可逆清除模型, 估算出从真光层底部输出的 POC 通量。夏季黄海颗粒有机碳的输出通量变化范围为 $12.7 \pm 1.7 \sim 92.0 \pm 21.0 \text{ mmol C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 平均值为 $45.3 \pm 41.5 \text{ mmol C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ($n = 3, \pm 1\text{SD}$)。本研究结果为进一步厘清黄海在全球碳循环的作用提供了参考。

关键词: 黄海; 颗粒有机碳输出通量; ^{234}Th ; 真光层

1. 引言

在稳态条件下, 新生产力等于真光层中有机物的输出^[1](即输出生产力), 因此真光层的输出生产力反映浮游植物固定的 CO_2 进入深海的量, 它包括颗粒有机

碳(Particulate Organic Carbon, POC)的沉降输出和溶解有机碳(Dissolved Organic Carbon, DOC)的扩散/对流输出。利用物理混合和浓度梯度计算发现全球海洋溶解有机碳的向下输出通量为 $0.1 \sim 0.3 \times 10^9 \text{ tons C}\cdot\text{yr}^{-1}$,

不及总输出生产力的 10%^[1]。因此 POC 的输出通量成为衡量生物泵效率的一个基本参数,可以反映海洋的净固碳能力。

陆架边缘海只占全球海洋面积的 7%,其初级生产力却占全球海洋的 14%~30%,其有机碳埋藏更是占全球海洋的 80%^[2],因此研究陆架边缘海真光层的 POC 输出通量,对全球碳循环研究具有重要的意义。

测定 POC 输出通量通常有两种方法:一是利用沉积物捕集器,二是利用 ^{234}Th : ^{238}U 不平衡法。沉积物捕集器法的优点在于可以直接收集从真光层底部沉降下来的颗粒有机物,但由于受水文因素及捕食性浮游动物(“游泳者”)的影响,该方法的准确性受到质疑^[3],同时沉积物捕集器造价昂贵,不易进行大面积的布设,仅依靠沉积物捕集器很难得到高时空分辨率的 POC 输出通量分布图。 ^{234}Th : ^{238}U 不平衡法已经被广泛地用于测定颗粒物的清除速率和上层海洋的 POC 输出通量^[4-17]。海洋中的 ^{234}Th ($T_{1/2} = 24.1 \text{ d}$)是由母体 ^{238}U ($T_{1/2} = 4.47 \times 10^9 \text{ a}$)放射性衰变产生,它极易吸附于颗粒物上而从溶解相中清除及迁出,从而造成 ^{234}Th : ^{238}U 的放射性不平衡。放射性不平衡程度的大小可以反映上层海洋日、周、月(1~100 d)时间尺度内颗粒输出的净速率^[5,18]。目前陆架边缘海的 POC 输出通量研究还相当匮乏,且主要集中在高纬度海区,中低纬度陆架边缘海的相关研究还是很少^[5,9,10,17,19-29]。其中多数研究采用二氧化锰 Cartridge 法^[7]来测定海水中的 ^{234}Th ,此方法需要采集大量的海水(体积大于 200 L),占用船时,且很难得到高时空分辨率的 ^{234}Th 分布,并且该方法计算时的假设受到质疑^[30],而通过在海水样品中加入已知量的示踪剂 ^{230}Th ,运用小体积海水 MnO_2 共沉淀- β 计数法,可以获得高分辨率、高精密度的 ^{234}Th 垂直分布曲线^[31-35],因此本研究选择小体积海水 MnO_2 共沉淀- β 计数法测定海水中的 ^{234}Th 。中国黄海是中国三大边缘海之一,具有较高的生物生产力^[36]。因此通过测定中国黄海夏季的 POC 输出通量,可以了解中国黄海在全球海洋碳循环中的作用,提升我们对黄海生物泵特征的认识。

2. 样品的采集及分析

2.1. 研究区域

中国黄海是一个典型的中纬度陆架边缘海,它是世界上最大的陆架区之一——黄东海陆架的一部分,也

是一个高颗粒浓度的内陆架区域。黄海位于西北太平洋,总面积为 $380 \times 10^3 \text{ km}^2$,平均水深 44 m,总体积为 $16.7 \times 10^3 \text{ km}^3$ ^[37]。黄海的初级生产力一直处于较高的水平,黄海北部及南部的年平均初级生产力分别为 363.08 和 536.47 $\text{g C m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ ^[36]。然而目前,有关黄海 POC 输出通量的研究却很少见诸报道。

2.2. 样品的采集

样品的采集是在中国近海碳循环 973 项目 CHOICE-C (China Ocean Carbon)2009 年夏季(8 月)航次进行的。采样站位主要集中在中国黄海陆架区(采样信息见表 1),夏季共采集 3 个站位水柱的水样(采样站位如图 1 所示)。以附于 CTD 系统的 12 L Niskin 采水器在每一层位共采集 8 L 海水样品,其中 4 L 海水样品用来分析总态 ^{234}Th ,另外 4 L 海水被直接过滤到直径 25 mm 孔径 1.0 μm 的 QMA 膜上,用来分析颗粒态 ^{234}Th 和 POC。

2.3. ^{234}Th 分析

本项研究中总态 ^{234}Th 的分析主要基于 Buesseler

Table 1. Temperature, salinity, ^{234}Th and ^{238}U activities, and POC concentration in the upper Yellow Sea in summer
表 1. 黄海夏季航次各站位温度,盐度, ^{234}Th 和 ^{238}U 活度以及 POC 浓度

| Depth | T | S | $^{234}\text{Th}_p$ | $^{234}\text{Th}_T$ | ^{238}U | POC |
|---------------------------------|-------|-------|---------------------|---------------------|---------------------|----------------------|
| m | °C | PSU | dpm·l ⁻¹ | dpm·l ⁻¹ | dpm·l ⁻¹ | μmol·l ⁻¹ |
| HH14, 33.00°N, 123.50°E, 37.4 m | | | | | | |
| 2 | 25.46 | 31.74 | 0.04 ± 0.03 | 0.28 ± 0.04 | 2.23 | 16.8 |
| 15 | 21.91 | 31.74 | 0.06 ± 0.03 | 0.34 ± 0.06 | 2.23 | 16.4 |
| 25 | 17.34 | 32.13 | - | 0.19 ± 0.07 | 2.26 | 18.1 |
| 35 | 17.35 | 32.14 | 0.43 ± 0.09 | 0.55 ± 0.08 | 2.26 | 20.1 |
| HH13, 34.00°N, 123.50°E, 70 m | | | | | | |
| 2 | 26.52 | 30.29 | 0.27 ± 0.03 | 0.75 ± 0.05 | 2.13 | 15.0 |
| 15 | 26.28 | 30.31 | 0.02 ± 0.03 | 1.04 ± 0.06 | 2.13 | 8.7 |
| 25 | 13.90 | 32.75 | 0.18 ± 0.03 | 1.30 ± 0.06 | 2.30 | 3.8 |
| 35 | 11.18 | 33.52 | 0.24 ± 0.04 | 0.33 ± 0.05 | 2.36 | 4.9 |
| 50 | 11.18 | 33.53 | 0.32 ± 0.04 | 0.47 ± 0.08 | 2.36 | 4.7 |
| 65 | 11.17 | 33.53 | 0.30 ± 0.04 | 0.43 ± 0.05 | 2.36 | 4.7 |
| HH12, 35.00°N, 123.50°E, 78 m | | | | | | |
| 2 | 26.04 | 31.50 | 0.26 ± 0.03 | 1.47 ± 0.08 | 2.22 | 5.0 |
| 15 | 26.04 | 31.49 | 0.26 ± 0.03 | 1.51 ± 0.06 | 2.21 | 5.1 |
| 25 | 20.68 | 32.38 | 0.18 ± 0.03 | 1.68 ± 0.07 | 2.28 | 4.5 |
| 50 | 10.35 | 33.47 | 0.51 ± 0.04 | 0.64 ± 0.06 | 2.35 | 4.9 |
| 75 | 10.36 | 33.47 | 0.43 ± 0.04 | 0.61 ± 0.05 | 2.35 | 5.4 |

“-”表示未测定。

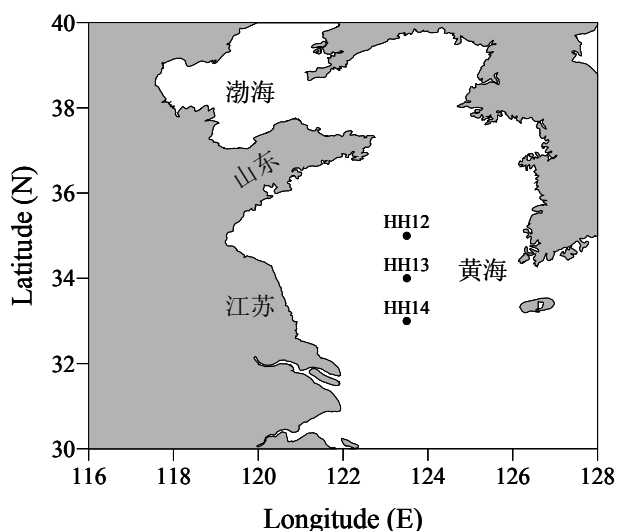


Figure 1. Sampling stations in the Yellow Sea
图 1. 黄海采样站位

等^[33](2001)和 Cai 等^[34](2006)所描述的方法。在 4 L 未过滤的海水样品中加入 5 mL 浓硝酸, 然后再加入已知准确量(大约 10 dpm)的 ^{230}Th 示踪剂, 充分混匀后静置 12 个小时。体系达到平衡后, 加入浓氨水, 调节 PH 至 8.0~8.15 之间, 继则分别加入 0.25 mL 的 KMnO_4 ($3.0 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$)和 MnCl_2 ($8.0 \text{ g MnCl}_2\cdot 4\text{H}_2\text{O L}^{-1}$)溶液以形成 MnO_2 沉淀。将样品置于水浴锅中加热 2 小时后, 待样品冷却至室温后将之过滤至直径 25 mm 孔径 1.0 μm 的 QMA 膜上。烤干 QMA 滤膜后制源。将制好的源置于低本底 beta 计数器(RISØ GM-25-5)进行测定, 测定时间为 700 分钟或测定至计数误差小于 3%。约 5~6 个月后, 将样品置于同一探头下测定本底值。测定完毕后, 取出滤膜, 加入已知活度的 ^{229}Th , 用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS) (Agilent 7700x)测定 $^{230}\text{Th}/^{229}\text{Th}$ 比值, 即可计算出 ^{234}Th 的回收率^[35]。最后经过内生长校正、衰变校正、回收率和仪器探测效率校正后, 得到采样时刻总态 ^{234}Th 的活度 A_{TTh} ($\text{dpm}\cdot\text{L}^{-1}$)。 ^{238}U 活度由 U-S 关系, ^{238}U ($\text{dpm}\cdot\text{L}^{-1}$) = $0.0686 \times S \times \rho$ 获得^[38]。

将 4 L 海水样品直接过滤至直径 25 mm 孔径 1.0 μm 的 QMA 膜上, 将滤膜置于 60°C 的恒温箱中过夜烘干制源, 后将之置于低本底 beta 计数器(RISØ GM-25-5)里测定, 测定时间为 700 分钟或测定至计数误差小于 3%。约 5~6 个月后将样品置于同一探头下测定本底值, 经衰变和仪器探测效率校正后, 得到颗粒态 ^{234}Th 的活度 A_{PTh} ($\text{dpm}\cdot\text{L}^{-1}$)。

2.4. POC 分析

颗粒态 ^{234}Th 样品本底值测定结束后, 其膜可直接用于 POC 的分析。去除上覆的薄膜和铝箔, 按照 POC 样品处理要求进行操作^[39]。首先以浓盐酸的蒸汽除去样品中的无机碳, 后置于 60°C 的恒温箱中烘干, 以元素分析仪(PE-2400CHNS/O)测定膜上的 POC。灼烧过的 QMA 滤膜空白值约为 5~8 μg , POC 样品测定的精度在 10%之内。

3. 结果与讨论

3.1. 水文参数

表 1 中列出了各站位的温度、盐度随水深的垂直变化。可以看出, 在夏季黄海 3 个调查站位(HH14、HH13 和 HH12) 35 m 以浅层化作用显著。HH12 站位主要温、盐跃层位于 2~25 m, 而 HH13 和 HH12 站位主要温、盐跃层则位于 2~35 m。

3.2. ^{234}Th 活度和 POC 含量的垂直分布

表 1 和图 2 显示了站位水柱中 ^{234}Th 和 ^{238}U 活度以及 POC 浓度随水深的垂直变化情况, 夏季总态 ^{234}Th 活度变化范围为 $0.19 \pm 0.07 \sim 1.68 \pm 0.07 \text{ dpm}\cdot\text{L}^{-1}$, 颗粒态 ^{234}Th 活度则在 $0.02 \pm 0.03 \sim 0.51 \pm 0.04 \text{ dpm}\cdot\text{L}^{-1}$ 之间变化, 总态 ^{234}Th 中约有 2%~80%以颗粒态的形式存在。HH14、HH13 和 HH12 3 个站在整个水柱中总态 ^{234}Th 相对于 ^{238}U 均表现出显著的亏损, 这表明夏季黄海存在着强烈的颗粒清除作用。HH13 和 HH12 站在真光层底部还出现了 ^{234}Th 亏损程度增加的现象, 这可能是由于这些站位水深较浅, 在物理作用的影响下容易引起底部的再悬浮, 从而造成底部 ^{234}Th 亏损的增加。POC 浓度变化范围为 $3.8 \sim 20.1 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$, 平均值为 $9.2 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ 。HH14 站 POC 浓度值的水平较高, 这可能是由于高的生物生产和沉积物底部再悬浮两种作用造成的。

3.3. ^{234}Th 输出通量及 POC 输出通量的计算

为了计算海洋上层水体中 ^{234}Th 的输出通量, 我们在这里采用不可逆清除模型^[5]:

$$\partial A_{\text{Th}} / \partial t = A_{\text{U}} \lambda - A_{\text{Th}} \lambda - P + V \quad (1)$$

其中, $\partial A_{\text{Th}} / \partial t$ 表示海水中 ^{234}Th 活度随时间的变化,

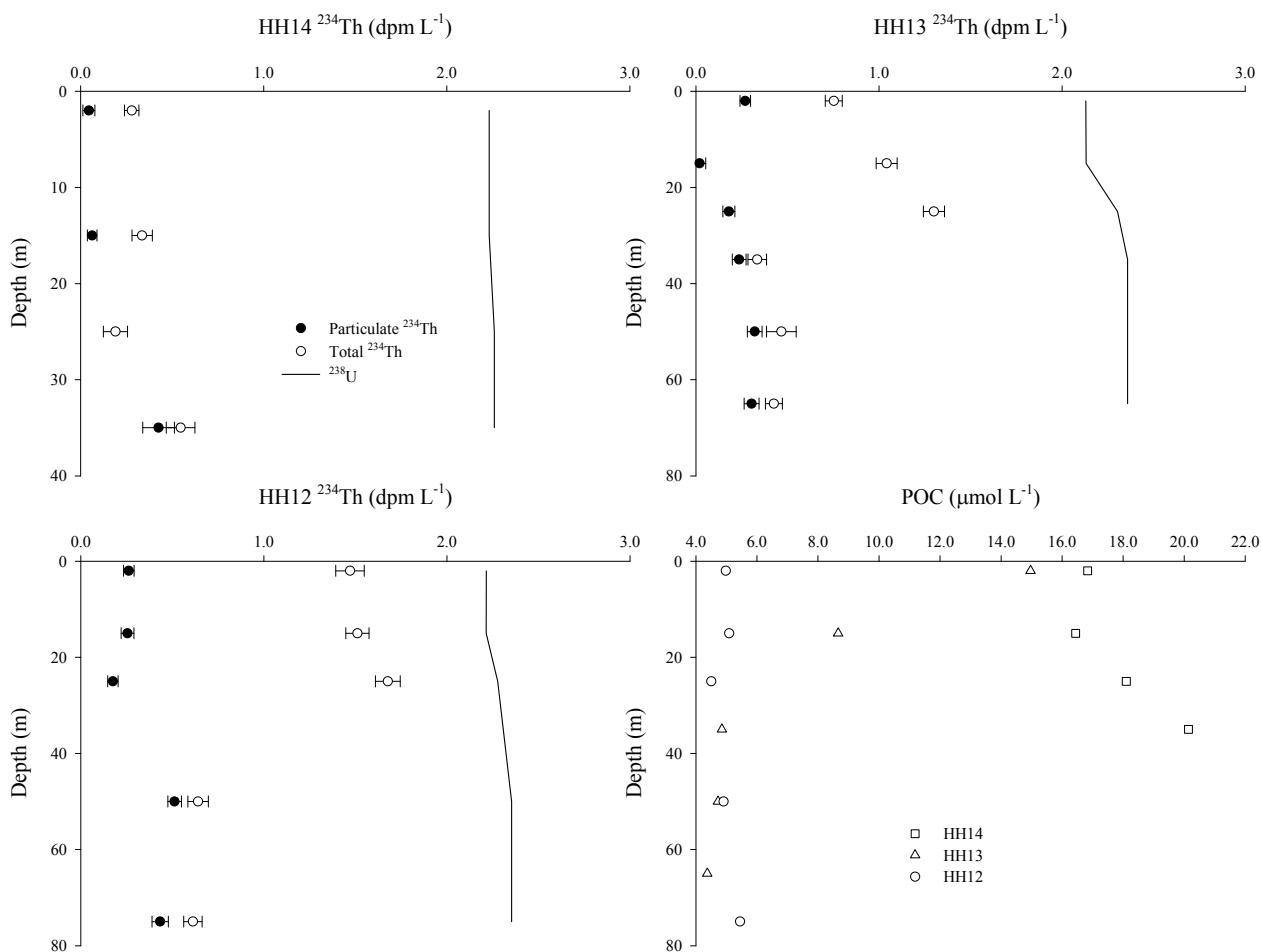


Figure 2. Depth profiles of ^{234}Th activities and POC concentration
图 2. ^{234}Th 活度和 POC 浓度随水深的变化

其中 A_U 和 A_{Th} 分别为 ^{238}U 和 ^{234}Th 的放射性活度 ($\text{dpm}\cdot\text{L}^{-1}$); λ 为 ^{234}Th 的衰变系数 (0.02876 d^{-1}), P 是 ^{234}Th 的输出通量; V 是物理输送项总和, 包括垂直/水平的对流和扩散。假设 ^{234}Th 清除处于稳态状况(即 $\partial A/\partial t = 0$):

$$P = \lambda(A_U - A_{Th}) + V \quad (2)$$

一般情况下, 对流和扩散对 ^{234}Th 通量的贡献只有 1%~10%^[7], 因此在计算过程中忽略对流和扩散的影响。通过对上层水体 ^{234}Th 亏损进行梯形积分, 可得某一深度界面的 ^{234}Th 输出通量 F ($\text{dpm}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$)。

$$F = \int_0^z P dz \quad (3)$$

对于水深介于 0~50, 50~100 m 的站位, 我们分别选择 35 m 和 50 m 作为其输出界面。从表 2 可知, ^{234}Th 的输出通量变化范围为 1331 ± 59 ~ $2112 \pm 47 \text{ dpm}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 平均值为 $1796 \text{ dpm}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。

Table 2. ^{234}Th fluxes, $\text{POC}/^{234}\text{Th}$ ratios and POC export fluxes in the upper Yellow Sea in summer
表 2. 夏季黄海上层水体中 ^{234}Th 通量, $\text{POC}/^{234}\text{Th}$ 比值以及 POC 输出通量

| 站位 | 输出界面 | ^{234}Th flux | $\text{POC}/^{234}\text{Th}$ | POC flux |
|------|------|--|-------------------------------------|--|
| | | $\text{dpm}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ | $\mu\text{mol}\cdot\text{dpm}^{-1}$ | $\text{mmol C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ |
| HH14 | 35 | 1944 ± 38 | 47.3 ± 10.7 | 92.0 ± 21.0 |
| HH13 | 50 | 2112 ± 47 | 14.7 ± 2.4 | 31.1 ± 5.0 |
| HH12 | 50 | 1331 ± 59 | 9.6 ± 1.2 | 12.7 ± 1.7 |

依据上层水体中 ^{234}Th 的输出通量以及输出界面悬浮颗粒上的 $\text{POC}/^{234}\text{Th}$ 比值, 可以计算出上层水体输出的 POC 通量^[7]:

$$\text{POC flux} = ^{234}\text{Th flux} \times \text{POC}/^{234}\text{Th} \quad (4)$$

由于受到船时的限制, 没有足够的船时来布置大体积水泵现场采集海水样品(体积大于 200 L)以进行颗粒物样品的分粒径工作, 因此在本研究中我们采用过

滤方法收集悬浮颗粒物以获得其 POC/ ^{234}Th 比值。Cai 等^[9](2008)对南海 POC 输出通量的研究表明, C/Th 比值随着粒径的变大而变小, 因此用悬浮颗粒的 C/Th 比值计算出来的 POC 输出通量为实际输出通量的上限。

结果表明, 黄海夏季 HH14、HH13 和 HH12 站位的 POC 输出通量分别为 92.0 ± 21.0 、 31.1 ± 5.0 和 $12.7 \pm 1.7 \text{ mmol C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 平均值为 $45.3 \pm 41.5 \text{ mmol C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ($n=3, \pm 1\text{SD}$)。Guo 等^[40]采用沉积物捕集器测得黄海 POC 的输出通量为 $25.4\sim 101.3 \text{ mmol C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 这个结果与本文研究结果相近。

ThE 比值指由 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡法得到的输出生产力与初级生产力的比值^[41], 该比值的大小决定了海洋系统的净固碳效率。据文献报道黄海中部初级生产力的平均值为 $722.6 \text{ mg C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ^[42], 计算得到黄海夏季 ThE 比值为 75%, 即约有四分之三的浮游植物光合作用产生的颗粒有机碳从真光层底部向下输出, 由此可知黄海在夏季净固碳效率较高, 黄海作为陆架边缘海具有较高的生物泵效率。

4. 结论

本文利用改进的小体积海水 MnO_2 共沉淀法, 测定了黄海夏季水柱中颗粒态、总态 ^{234}Th 的活度。基于 ^{234}Th 与 ^{238}U 在海洋上层水体中的放射性不平衡估算了黄海夏季从真光层底部输出的 POC 通量。HH14、HH13 和 HH12 站位的 POC 输出通量分别为 92.0 ± 21.0 、 31.1 ± 5.0 和 $12.7 \pm 1.7 \text{ mmol C m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, ThE 比值为 75%。研究结果表明, 黄海具有较高的生物泵效率, 是全球碳循环的重要汇区之一。加强对黄海海洋生物泵过程的研究, 对理解陆架边缘海对全球气候变化的响应和反馈具有重要的意义。

5. 致谢

感谢“东方红 2 号”上的全体工作人员在采样过程中给予的支持与帮助。

参考文献 (References)

[1] R. W. Eppley, B. J. Peterson. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, 1979, 282: 677-680.
[2] J. P. Gattuso, M. Frankignoulle and R. Wollast. Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annual Re-*

view of Ecology and Systematics, 1998, 29: 405-434.
[3] K. O. Buesseler. Do upper-ocean sediment traps provide an accurate record of particle flux? *Nature*, 1991, 353: 420-423.
[4] M. P. Bacon, J. K. Cochran, D. Hirschberg, T. R. Hammar and A. P. Fleer. Export flux of carbon at the equator during the EqPac time-series cruises estimated from ^{234}Th measurements. *Deep Sea Research Part II*, 1996, 43: 1133-1153.
[5] K. Buesseler, L. Ball, J. Andrews, et al. Upper ocean export of particulate organic carbon in the Arabian Sea derived from thorium-234. *Deep-Sea Research Part II*, 1998, 45: 2461-2487.
[6] K. O. Buesseler, J. A. Andrews, M. C. Hartman, R. Belostock and F. Chai. Regional estimates of the export flux of particulate organic carbon derived from thorium-234 during the JGOFS EqPac program. *Deep Sea Research Part II*, 1995, 42: 777-804.
[7] K. O. Buesseler, M. P. Bacon, J. K. Cochran and H. D. Livingston. Carbon and nitrogen export during the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment estimated from ^{234}Th : ^{238}U disequilibrium. *Deep Sea Research*, 1992, 39: 1115-1137.
[8] K. O. Buesseler, C. R. Benitez-Nelson, S. B. Moran, et al. An assessment of particulate organic carbon to thorium-234 ratios in the ocean and their impact on the application of ^{234}Th as a POC flux proxy. *Marine Chemistry*, 2006, 100: 213-233.
[9] P. Cai, W. Chen, M. Dai, et al. A high-resolution study of particle export in the southern South China Sea based on ^{234}Th : ^{238}U disequilibrium. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113, C04019.
[10] W. F. Chen, P. H. Cai, M. H. Dai and J. F. Wei. $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium and particulate organic carbon export in the northern South China Sea. *Journal of Oceanography*, 2008, 64: 417-428.
[11] K. H. Coale, K. W. Bruland. ^{234}Th : ^{238}U disequilibria within the California current. *Limnology and Oceanography*, 1985: 22-33.
[12] K. H. Coale, K. W. Bruland. Oceanic stratified euphotic zone as elucidated by ^{234}Th : ^{238}U disequilibria. *Limnology and Oceanography*, 1987: 189-200.
[13] J. K. Cochran, P. Masqué. Short-lived U/Th series radionuclides in the ocean: tracers for scavenging rates, export fluxes and particle dynamics. *Uranium-Series Geochemistry, Reviews in Mineralogy and geochemistry*, 2003, 52: 461-492.
[14] J. W. Murray, J. Young, J. Newton, J. Dunne, T. Chapin and B. Paul. Export flux of particulate organic carbon from the central equatorial Pacific determined using a combined drifting trap- ^{234}Th approach. *Deep Sea Research Part II*, 1996, 43: 1095-1132.
[15] N. Savoye, C. Benitez-Nelson, A. B. Burd, et al. ^{234}Th sorption and export models in the water column: A review. *Marine Chemistry*, 2006, 100: 234-249.
[16] J. T. Waples, C. Benitez-Nelson, N. Savoye, M. M. Rutgers van der Loeff, M. Baskaran and Ö. Gustafsson. An introduction to the application and future use of ^{234}Th in aquatic systems. *Marine Chemistry*, 2006, 100: 166-189.
[17] K. Zhou, S. Nodder, M. Dai and J. Hall. Insignificant enhancement of export flux in the highly productive Subtropical Front, east of New Zealand: A high resolution study of particle export fluxes based on ^{234}Th : ^{238}U disequilibria. *Biogeosciences*, 2012, 9: 973-992.
[18] M. M. Rutgers van der Loeff, K. Buesseler, U. Bathmann, I. Hense and J. Andrews. Comparison of carbon and opal export rates between summer and spring bloom periods in the region of the Antarctic Polar Front, SE Atlantic. *Deep Sea Research Part II*, 2002, 49: 3849-3869.
[19] D. Amiel, J. K. Cochran. Terrestrial and marine POC fluxes derived from ^{234}Th distributions and $\delta^{13}\text{C}$ measurements on the Mackenzie shelf. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113, C03S06.
[20] D. Amiel, J. K. Cochran and D. J. Hirschberg. $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium as an indicator of the seasonal export flux of particulate organic carbon in the North Water. *Deep Sea Research Part II*, 2002, 49: 5191-5209.
[21] C. R. Benitez-Nelson, K. O. Buesseler and G. Crossin. Upper

- ocean carbon export, horizontal transport, and vertical eddy diffusivity in the southwestern Gulf of Maine. *Continental Shelf Research*, 2000, 20: 707-736.
- [22] M. A. Charette, S. B. Moran, S. M. Pike and J. N. Smith. Investigating the carbon cycle in the Gulf of Maine using the natural tracer thorium-234. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(C6): 11553-11179.
- [23] J. K. Cochran, K. O. Buesseler, M. P. Bacon, et al. Short-lived thorium isotopes (^{234}Th , ^{228}Th) as indicators of POC export and particle cycling in the Ross Sea, Southern Ocean. *Deep Sea Research Part II*, 2000, 47: 3451-3490.
- [24] J. K. Cochran, C. Barnes, D. Achman and D. Hirschberg. Thorium-234/Uranium-238 disequilibrium as an indicator of scavenging rates and particulate organic carbon fluxes in the Northeast Water Polynya, Greenland. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 1995, 100(C3): 4399-4410.
- [25] K. Lalonde, K. Lepore, L. W. Cooper, J. M. Grebmeier and S. B. Moran. Export fluxes of particulate organic carbon in the Chukchi Sea: A comparative study using ^{234}Th / ^{238}U disequilibria and drifting sediment traps. *Marine Chemistry*, 2007, 103: 185-196.
- [26] K. Lepore, S. B. Moran, J. M. Grebmeier, et al. Seasonal and interannual changes in particulate organic carbon export and deposition in the Chukchi Sea. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, C10024.
- [27] S. B. Moran, R. P. Kelly, K. Hagstrom, J. Smith, et al. Seasonal changes in POC export flux in the Chukchi Sea and implications for water column-benthic coupling in Arctic shelves. *Deep Sea Research Part II*, 2005, 52: 3427-3451.
- [28] S. B. Moran, J. N. Smith. ^{234}Th as a tracer of scavenging and particle export in the Beaufort Sea. *Continental Shelf Research*, 2000, 20: 153-167.
- [29] S. M. Trimble, M. Baskaran. The role of suspended particulate matter in ^{234}Th scavenging and ^{234}Th -derived export fluxes of POC in the Canada Basin of the Arctic Ocean. *Marine Chemistry*, 2005, 96: 1-19.
- [30] P. Cai, M. Dai, D. Lv and W. Chen. How accurate are ^{234}Th measurements in seawater based on the MnO_2 -impregnated cartridge technique. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2006, 7, Q03020.
- [31] C. R. Benitez-Nelson, K. O. Buesseler, M. Rutgers van der Loeff, et al. Testing a new small-volume technique for determining ^{234}Th in seawater. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 2001, 248(3): 795-799.
- [32] C. Benitez-Nelson, K. O. Buesseler, D. M. Karl and J. Andrews. A time-series study of particulate matter export in the North Pacific Subtropical Gyre based on ^{234}Th : ^{238}U disequilibrium. *Deep Sea Research Part I*, 2001, 48: 2595-2611.
- [33] K. O. Buesseler, C. Benitez-Nelson, M. R. Rutgers van der Loeff, et al. An intercomparison of small-and large-volume techniques for thorium-234 in seawater. *Marine Chemistry*, 2001, 74: 15-28.
- [34] P. Cai, M. Dai, D. Lv and W. Chen. An improvement in the small-volume technique for determining thorium-234 in seawater. *Marine Chemistry*, 2006, 100: 282-288.
- [35] S. M. Pike, K. O. Buesseler, J. A. Andrews and N. Savoye. Quantification of ^{234}Th recovery in small volume sea water samples by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 2005, 263(2): 355-360.
- [36] S. C. Tan, G. Y. Shi. Satellite-derived primary productivity and its spatial and temporal variability in China seas. *Journal of Geographical Sciences*, 2006, 16(4): 447-457.
- [37] C. T. A. Chen. Chemical and physical fronts in the Bohai, Yellow and East China seas. *Journal of Marine Systems*, 2009, 78: 394-410.
- [38] J. H. Chen, R. L. Edwards and G. J. Wasserburg. ^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 80: 241-251.
- [39] A. Knap, A. Michaels, A. Close, H. Ducklow and A. Dickson. Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) core measurements. JGOFS Report Nr. 19, 1996: vi-170 pp. (Reprint of the IOC Manuals and Guides No. 29, UNESCO 1994)
- [40] X. M. Guo, Y. S. Zhang. Particle flux through the Huanghai Sea cold water mass. *Acta Oceanologica Sinica*, 2005, 24(5): 78-88.
- [41] K. O. Buesseler. The decoupling of production and particulate export in the surface ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 1998, 12(2): 297-310.
- [42] S. H. Son, J. Campbell, M. Dowell, S. Yoo and J. Noh. Primary production in the Yellow Sea determined by ocean color remote sensing. *Marine Ecology-Progress Series*, 2005, 303: 91-103.