

九龙江河口区水体中 ^{238}U 、 ^{234}Th 地球化学行为的研究*

蔡平河 黄奕普 邱雨生

(厦门大学海洋系)

摘要 对采自九龙江河口区盐度介于0~21.97的10个表层水样,铀、钍同位素的测定结果表明,九龙江河口区水体中溶解态的 ^{238}U 含量与盐度之间存在着良好的相关关系,其相关系数可达0.972,表明九龙江河口区水体中的 ^{238}U 呈现保守行为.当 $S=0$ 时,溶解态 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射性比值为1.19和1.55(两份水样);而当 $S=0.90\sim 21.97$ 时,该比值=1.02~1.14,分别呈现河水及河口水铀同位素组成的特征.对于颗粒态铀,其 ^{238}U 含量则介于 $0.50\sim 9.83\times 10^{-3}\text{Bq}/\text{dm}^3$,且随盐度的增大而呈逐步降低的趋势.九龙江河口区水体中 ^{234}Th 的地球化学行为属于非保守行为,不可逆稳态清除模型计算的结果表明,当盐度介于9.76~17.07时, ^{234}Th 相对于化学清除的停留时间为6~19d,远低于盐度为0和21.97所对应的停留时间(分别为203d及117d),反映了在该盐度范围内,胶体絮凝沉降对溶解态 ^{234}Th 的快速清除作用.

关键词 ^{238}U ^{234}Th 河口区 地球化学行为

前 言

存在于自然界中的铀、钍元素,它们中的 ^{238}U 、 ^{235}U 及 ^{232}Th 同位素分别是铀系、钍系及钍系3个天然放射系的鼻祖.由于在海洋学研究中,铀、钍及钍系核素的放射性不平衡可用以示踪并阐明发生在海洋环境中的许多重要过程,因此几十年来,对该领域的研究一直为海洋学家们所瞩目.珊瑚礁中的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 不平衡可用来研究地质年代中的海平面变动情况,并同北半球夏季日辐射量的变化联系起来,进而从地球天体运行轨道参数的变化找出引起海平面变动的根本原因^[1].寒武纪早期生物多样性的揭示被誉为20世纪自然科学领域中最重大的发现之一,而利用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 及 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 直接测年法则可以准确地校正这一时期的生物进化速率,从而使生物进化的研究建立在更可靠的基础上^[2].近年来,由于质谱技术在同位素海洋学中的广泛应用,使得人们可借助于 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 及 $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 不平衡准确地获知太平洋海隆上

本文于1995-07-23收到,修改稿于1996-02-12收到.

*国家自然科学基金资助项目(编号:49376272).

的年轻火山,其火山活动的时空变化模式^[3]。 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡的研究还可以使人们洞悉岩浆的形成机理及存在的时间尺度^[4]。铀系衰变链中 ^{238}U 的第一代子体 ^{234}Th ,由于具有合适的半衰期($T_{1/2}=24.1\text{d}$)、极高的颗粒活性、确定的生产速率及便于检测的存在量等特点,从而使其成为研究海洋真光层颗粒动力学的绝佳示踪剂。利用 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡不仅可以估测海区的新生产力^[5],确定海洋真光层的层化结构^[6],而且还可以计算出大洋上层水体中胶体的停留时间^[7]。此外, $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡还可以用来研究海底雾状层的颗粒动力学^[8],测定河口区及近岸海域表层沉积物的混合速率^[9]。铀、钍同位素在海洋学上应用的实例不胜枚举,仅从上述其重要性便可见一斑。关于河口区水体中铀同位素的化学行为,国内已有报道^[10]。但河口区水体中 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡的研究,国内尚未见报道。本文就九龙江河口区水体中铀及同位素 ^{234}Th 进行了初步的研究,以期揭示它们在河口区的某些地球化学特征。

1 样品的采集和分析

1994年4月29日,作者于厦门大学“海洋1号”轮上采得九龙江河口区中10个不同站位的表层水样,体积均为 10dm^3 ,采样站位见图1。水样运回实验室后,按罗尚德等^[11]的分析方法进行 ^{238}U 、 ^{234}U 、 ^{234}Th 同位素的分离和测定。

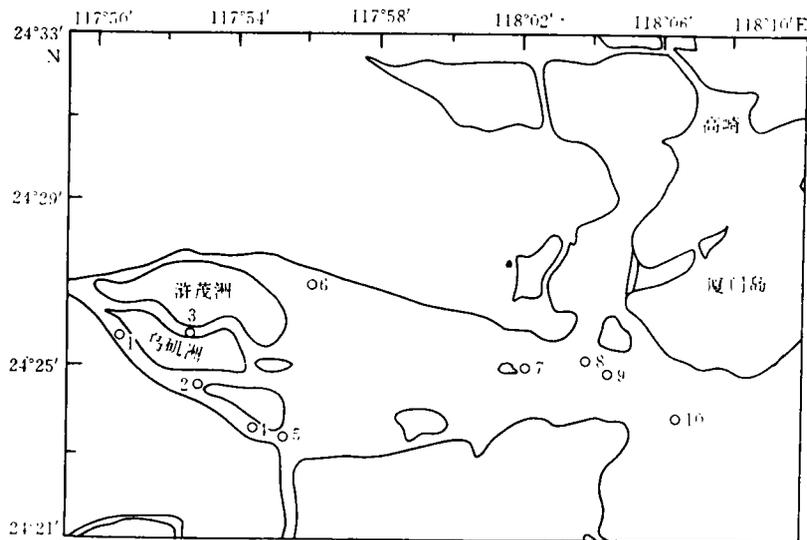


图1 采样站位

2 结果与讨论

采自九龙江河口区的10个表层水样的溶解态铀、溶解态 ^{234}Th 和颗粒态铀含量以及相应的同位素比值示于表1中。

表1 九龙江河口区水体中铀、²³⁴Th、²³⁸U 同位素的放射性比度

Stn.	S	D. 238U ($\times 16.667 \times 10^{-3} \text{Bq/dm}^3$)	D. 234U/238U ($\times 16.667 \times 10^{-3} \text{Bq/dm}^3$)	D. 234Th ($\times 16.667 \times 10^{-3} \text{Bq/dm}^3$)	D. 234Th/238U ($\times 16.667 \times 10^{-3} \text{Bq/dm}^3$)	P. 238U ($\times 16.667 \times 10^{-3} \text{Bq/dm}^3$)	P. 234U/238U
1	0.00	0.048±0.005	1.19±0.18	0.041±0.015	0.854±0.33	0.586±0.015	0.98±0.04
2	0.90	0.031±0.003	1.02±0.15	—	—	—	—
3	0.00	0.027±0.003	1.55±0.21	—	—	0.529±0.015	1.09±0.04
4	6.79	0.173±0.009	1.07±0.07	0.193±0.029	1.116±0.18	0.140±0.004	1.15±0.05
5	11.40	1.062±0.028	1.14±0.04	0.166±0.053	0.156±0.050	—	—
6	9.76	0.754±0.021	1.13±0.04	0.254±0.046	0.337±0.062	—	—
7	15.20	1.228±0.030	1.07±0.04	0.398±0.046	0.324±0.028	—	—
8	17.07	1.363±0.027	1.14±0.03	0.349±0.039	0.256±0.029	—	—
9	16.40	1.435±0.027	1.10±0.03	0.515±0.133	0.359±0.093	—	—
10	21.97	1.583±0.037	1.14±0.04	1.221±0.098	0.771±0.064	0.029±0.002	1.31±0.13

*表中D. 和 P. 分别表示溶解态与颗粒态

2.1 九龙江河口区溶解态 ^{238}U 的化学行为及 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射性比值

关于河口区河-海水混合时 ^{238}U 的化学行为, 长期以来, 不同的研究者对这一问题的认识存在着较大的分歧. 近年来, 随着同位素海洋学的发展, 人们的观点逐步得到了统一. 同位素海洋学家们已意识到, 在某些河口区中, 河-海水混合时 ^{238}U 表现为保守性行为^[12~14]. 而在另一些河口区中, ^{238}U 则可能表现为非保守性行为^[15,16]. 更为有趣的是, Toole 等人^[13]在研究 Forth 河口区河-海水混合过程中 ^{238}U 的化学行为时发现, 当 Forth 河处于丰水期时, ^{238}U 表现出化学保守性. 而当它处于枯水期时, ^{238}U 则表现为非保守的化学行为. 人们一般认为, 河口区河-海水混合时 ^{238}U 的化学行为与河口区沉积物中铀的氧化还原状态息息相关. 当河口区沉积物间隙水中的 $\text{U}(\text{VI})$ 被还原至 $\text{U}(\text{IV})$ 时, $\text{U}(\text{IV})$ 便会从间隙水中迁移出去并为沉积物所吸附^[17~19]. 如果河口区沉积物间隙水与上覆水的交换速率及 $\text{U}(\text{IV})$ 从间隙水中迁移至沉积物颗粒的速率快于河-海水的混合速率时, 这时河口区水体中便会有溶解态铀迁出至沉积物中去, 因而铀便表现为非保守的化学行为. 反之, 则表现为保守性的化学行为. 至目前为止, 河口区铀的非保守性行为几乎全部以铀从河口水迁移至沉积物颗粒中去为特征. 但 Mckee 等人^[16]却发现, 在 Amazon 河口区中, 铀的化学行为虽为非保守性行为, 但与其他河口区不同的是, 该河口区的沉积物不是迁除其上覆水中的溶解态铀, 而是释放出大量的铀至上覆水中去. Amazon 河口区沉积物的这种铀释放过程导致该河流输入至海洋的铀通量增加了5倍. 进一步研究表明, Amazon 河口区沉积物的铀释放机理可能与该区域沉积物的组份有关. 当河-海水混合时, Amazon 河流所携带的大量风化富铁沉积物在河口区沉降下来. 因为 Amazon 河口区沉积物中有机物的成岩过程主要受控于铁的还原作用^[20], 在这种环境下, 原来吸附在沉积物水合氧化铁裹体的铀就有可能在还原过程中释放出来, 并随着沉积物间隙水与上覆水的交换而进入至河口区水体中去^[21]. Amazon 河口区沉积物的铀释放使得该河口区铀非保守的化学行为独具特征. 鉴别河口水

铀的化学行为, 一个简便的方法是视其含量与盐度的相关性. 如果河口区水体中的铀, 其含量与所对应的盐度存在着良好的相关关系, 并且由这两者的相关方程外推至盐度为35时所得的铀含量与大洋铀含量相符, 那就说明在该河口区中, 铀的地球化学行为属于保守性行为. 在本项研究中, 所采水样的盐度范围介于0~21.97之间, 而 ^{238}U 含量则介于

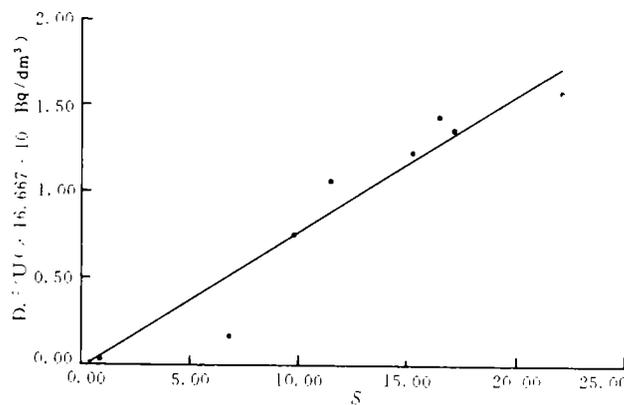


图2 D. ^{238}U ~S 关系图

0.83~26.33 $\times 10^{-3}\text{Bq}/\text{dm}^3$ 之间. 对两者进行线性回归分析, 得到以下相关方程:

$$^{238}\text{U} = 0.0796S - 0.0212 \quad (n = 10, r = 0.972), \quad (1)$$

线性回归分析的相关系数高达0.972, 表明 ^{238}U 含量与盐度存在着极好的正相关关系, 这是九龙江河口水中 ^{238}U 化学保守性的一个重要证据 (如图2所示).

当 $S=35$ 时, 由上述方程可得铀含量为 $46 \times 10^{-3} \text{Bq/dm}^3$, 亦即 $3.73 \mu\text{g/dm}^3$, 略高于人们普遍接受的 $3.3 \pm 0.2 \mu\text{g/dm}^3$ 的大洋铀含量 ($S=35$)^[22]. 但这并不意味着该河口区沉积物存在着铀的释放过程. 这是因为实验的误差, 特别是在低铀含量的水样 (如1、2及3号站的水样) 中, 铀含量的测定误差可高达11%, 而我们对 $S=35$ 的理论外推值也仅比 $3.3 \mu\text{g/dm}^3$ 高13%. 因此, 在误差范围内, 可认为这一理论值与大洋的平均铀含量值相符. 这进一步证实了在本次调查期间九龙江河口区水体中铀的化学行为属于保守性行为这一论点. 在10份表层水样中, 溶解态铀的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值介于1.02~1.55之间. 其中两个零盐度水样 (即河水水样), 该比值分别为1.19及1.55, 平均为1.37, 其值高于1. 这是因为 ^{234}U 系 ^{238}U 的第三代子体, 在铀由岩石经风化作用而进入河流水体时, 由于 ^{238}U 衰变的核反冲作用使得 ^{234}U 优先溶入水体, 结果导致河流水体中存在着过剩的 ^{234}U ^[23]. 随着盐度的增加, 水样中溶解态铀的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值趋近于1.14, 后者与大洋水的同位素比值相一致.

此外, 还在4份样品中测得颗粒态铀的含量, 它们介于 $9.766 \sim 0.483 \times 10^{-3} \text{Bq/dm}^3$ 之间, 呈随盐度的增加而下降的分布趋势. 线性回归分析表明, 两者存在较好的负相关关系, 其负相关系数为 -0.784 . 颗粒态铀含量的这种分布趋势与河口水中的浊度分布有关. 在盐度较低的水体中, 由于受陆源碎屑的影响, 浊度较高, 颗粒物含量较大, 颗粒态铀含量也较高. 随着盐度的升高, 河口水受陆源碎屑输入的影响逐渐减弱, 浊度变小, 悬浮颗粒物含量降低, 因而颗粒态铀含量也随之降低. Hodge 等人^[24]指出, 在大洋水中, 颗粒态铀含量仅占总铀含量的0.1%. 在本航次研究的海域里, 颗粒态铀在总铀中所占的比例由 $S=0$ 时的92%和95%降至 $S=21.97$ 的2%, 表明随着盐度的增加, 九龙江河口水愈具大洋水的特征, 但在 $S=21.97$ 时, 仍受陆源碎屑一定的影响.

2.2 九龙江河口区水体中 ^{234}Th 的地球化学行为及停留时间

^{234}Th 是 ^{238}U 的第一代子体, 其半衰期为24.1d, 极易水解, 在海水中主要以水合态 $\text{Th}(\text{OH})_n^{(4-n)+}$ 存在^[27]. 在河口水体中, 如果 ^{234}Th 仅由 ^{238}U 衰变而来, 并且不存在着任何 ^{234}Th 的清除迁出过程, 则在一段较长的时间后 [$T > 7T_{1/2} (^{234}\text{Th})$], ^{238}U 与 ^{234}Th 应达到放射性平衡, 即 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 放射性比值应等于1. 但实测结果 (表1) 却表明, 除4号站外, $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 放射性比值均小于1, 4号站在误差范围内也可能小于1, 表明九龙江河口区存在着 ^{234}Th 的清除迁出过程, 亦即意味着九龙江河口水的 ^{234}Th , 其地球化学行为属于非保守性行为. ^{234}Th 的这种地球化学行为与自身的化学特征紧密相关. ^{234}Th 是一种颗粒活性很高的同位素, 在大洋水体中, 特别是真光层中极易为生源颗粒物所吸附, 并随生源颗粒物质的沉降而从真光层中迁移出去. 在河口区中, 河-海水的混合将导致大量 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 及有机物胶体絮凝沉降^[28]. 在这一过程中胶体会吸附河口水中的 ^{234}Th , 并将其从水体中迁移出去, 导致河口水中的 ^{234}Th 呈现出非保守的地球化学行为.

在测得河口水中 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 的放射性比值之后, 如建立一合适的模式, 便可以计算出溶解态 ^{234}Th 相对于化学清除的停留时间 τ_{scav} . 文献报道的模式概括起来有5种: 不可逆-稳态模式、可逆-稳态模式、不可逆-非稳态模式、可逆-非稳态-三相模式、可逆-非稳态-四相模式¹⁾. 在海

1) 黄奕普, 陈敏. 真光层的颗粒动力学.

洋真光层的研究中, 鉴于不可逆-稳态模式具有模式简单, 引入的参数少, 数学处理方便, 理论计算值与实测值几相吻合等优点, 故倍受海洋学家们的青睐, 并得以广泛的应用. 假设河口水中的²³⁴Th 仅由其母体²³⁸U 衰变而来, 其损失则为自身核衰变与化学清除共同作用之结果. 则稳态不可逆模式可简单用图3表示:

其中下标238、234分别表示²³⁸U 及²³⁴Th核素, C 表示水体中核素的浓度, λ 为放射性衰变常数, K 为一级清除速率常数, 其倒数 τ 即指溶解态²³⁴Th相对于化学清除的停留时间. 在稳态下, 则有

$$\lambda_{238}C_{238} = \lambda_{234}C_{234} + KC_{234}, \quad (2)$$

等式两边同乘以 λ_{234} , 整理得

$$K = \lambda_{234}[A_{238}/A_{234} - 1]. \quad (3)$$

由于

$$\tau = 1/K, \quad (4)$$

故

$$\tau = 1/\{\lambda_{234}[A_{238}/A_{234} - 1]\}. \quad (5)$$

将表1中不同站位水体的²³⁴Th/²³⁸U 放射性比值代入方程(5), 即可得出九龙江河口区不同盐度处²³⁴Th相对于化学清除的停留时间 τ_{scav} , 结果如表2所示:

表2 九龙江河口区溶解态²³⁴Th相对于化学清除的停留时间

Stn [*]	S	²³⁴ Th/ ²³⁸ U	τ_{scav} (d)
1	0.00	0.854 ± 0.33	203
2	0.90	—	—
3	0.00	—	—
4	6.79	1.116 ± 0.180	—
5	11.40	0.156 ± 0.050	6
6	9.76	0.337 ± 0.062	18
7	15.20	0.324 ± 0.038	17
8	17.07	0.256 ± 0.029	12
9	16.40	0.359 ± 0.093	19
10	21.97	0.771 ± 0.064	117

由表2可见, 在盐度介于0~21.97之间时, 溶解态²³⁴Th的停留时间为6~203d. 如果我们以²³⁴Th/²³⁸U放射性比值对盐度作图, 则可得图4所示的结果.

图4清楚地显示出在盐度介于9.76~17.07时, 九龙江河口水具低²³⁴Th/²³⁸U放射性比值特征. 而图上的点呈倒梯形的分布趋势, 相应的停留时间为6~19d, 远低于 $S=0$ 及 $S=21.97$ 时所对应的停留时间(分别为203d及117d), 确证了在该盐度范围内河口存在一快速化学清除

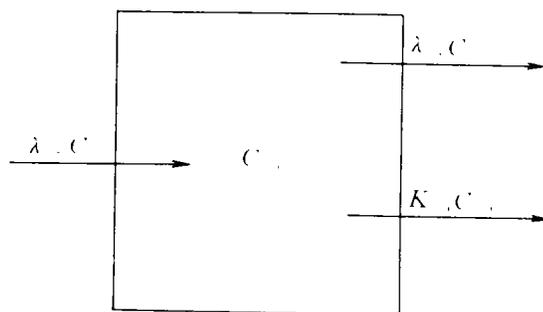


图3

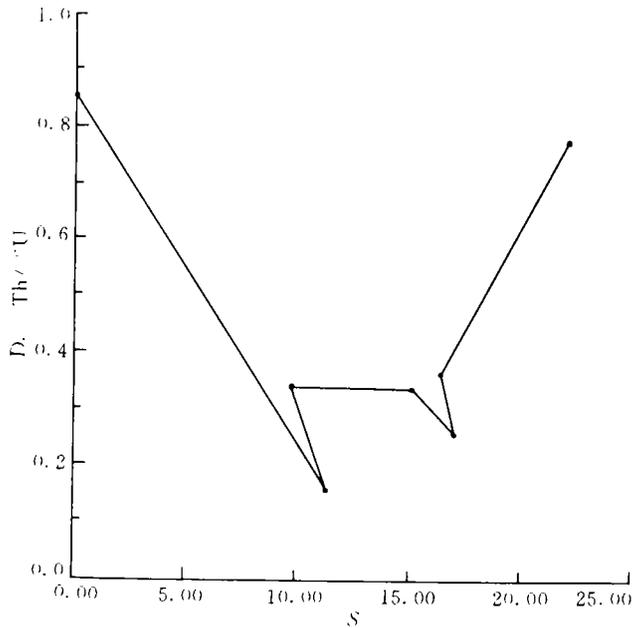


图4 D. $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -S 关系

过程. 这一化学过程不可能归咎于悬浮颗粒物的作用. 因为尽管我们没有有关九龙江河口水浊度的数据, 但从其水体的各种物理特征上判断, 我们可以得知该海域内浊度随盐度的递增而变小. 如果悬浮颗粒物质的清除系这一海域内的主要化学清除过程, 则随着盐度的升高, 浊度降低, 溶解态 ^{234}Th 相对化学清除的停留时间 τ_{scav} 应随之而增大^[29]. 这显然与表2的实测结果相悖. 故悬浮颗粒物质的清除不可能是该海域内的主要化学清除过程. 作者认为, 在这一海域里, 胶体的絮凝沉降对水体内容解态 ^{234}Th 的清除起着决定性的作用. Sholkovitz^[28]指出, 在河口区中, 当河-海水发生混合时, 大量 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 和有机物胶体会在此絮凝并进而从水体中沉降下来. 林植青等人^[30]进一步通过实验室模拟河-海水混合时胶体絮凝沉降对各种微量金属元素的清除作用. 结果发现, 在盐度介于10~15时, 胶体絮凝沉降最为剧烈. 对水体中的一些微量金属元素, 如Al、Mn、Cu、Pb、Zn的清除亦最为快速有效. 由于 ^{234}Th 是一种具有极高颗粒活性的同位素, 易为悬浮颗粒物或胶体物质所吸附. 故不难想象, 在这一盐度范围内, 胶体的絮凝沉降同样也可对 ^{234}Th 进行快速有效的清除. 因林植青等人测得的胶体清除之最为剧烈处的盐度范围为10~15, 与我们测得的九龙江河口水具低 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 放射性比值盐度范围(9.76~17.07)极相吻合, 这确证了九龙江河口水中 ^{234}Th 系主要为胶体物质所清除这一论点.

3 结论

对九龙江河口混合区不同盐度水体中 ^{238}U 、 ^{234}U 、 ^{234}Th 的测试结果如下.

(1) 九龙江河口水中的溶解态 ^{238}U , 其地球化学行为属于保守性行为. 溶解态 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比

值介于1.02~1.14之间。

(2) 九龙江河口水中颗粒态²³⁸U的含量随盐度的增大而逐步降低, 颗粒态²³⁴U/²³⁸U放射性比值则介于1.15~1.31之间。

(3) 九龙江河口水中的²³⁴Th的地球化学行为属于非保守行为。不可逆—稳态清除模式的计算结果表明, 当盐度介于0~21.97时, 河口水中溶解态²³⁴Th相对化学清除的停留时间为6~203d。而当盐度为9.76~17.07之间时, 溶解态²³⁴Th相对于化学清除的停留时间则为6~19d, 反映了该盐度范围内胶体絮凝沉降对²³⁴Th的快速清除作用。

参考文献

- 1 Christina D Gallup, R Lawrence Edwards, Robert G Johnson. The timing of high sea levels over the past 200 000 years. *Science*, 1994, (263): 796~800
- 2 Samuel A Bowring, John P Grotzinger, Clark E Isachsen, Andrew H Knoll, Shane M Pelechaty, Peter Kolosov. Calibrating rates of early Cambrian evolution. *Science*, 1993, (261): 1293~1298
- 3 Steven J Goldstein, Michael R Perfit, Rodey Batiza, Daniel J Fornari & Michael T Murrell. Off-axis volcanism at the East Pacific Rise detected by uranium-series dating of basalts. *Nature*, 1994, (367): 157~159
- 4 Newman S, J D Macdougall & R C Finkel. ²³⁰Th-²³⁸U disequilibrium in island arcs: evidence from the Aleutians and the Marianas. *Nature*, 1984, (308): 268~270
- 5 Eppley R W. New production: history, methods, problems. In: *Productivity of the Ocean: Present and Past*. ed. by W H Berger *et al.*, John Wiley and Sons Limited (N. Y.), 1989, 85~97
- 6 Coale K H and K W Bruland. Oceanic stratified euphotic zone as elucidated by ²³⁴Th/²³⁸U disequilibria. *Limnol. Oceanogr.*, 1987, **32**(1): 189~200
- 7 Moran S B & K O Buesseler. Short residence time of colloids in the upper ocean estimated from ²³⁸U-²³⁴Th disequilibria. *Nature*, 1992, (359): 221~223
- 8 Bacon M P *et al.* Removal of ²³⁴Th by Scavenging in the bottom nepheloid layer (BNL) of the ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, (92): 157~164
- 9 陈绍勇, 李文权, 施文远, 黄奕普. 湄州湾沉积物的混合速率和沉积速率的研究. *海洋学报*, 1988, **10**(5): 566~574
- 10 孙恢礼等. 珠江口水铀的分布规律及其同位素组成的探讨. *热带海洋*, 1987, **6**(4): 57~60
- 11 罗尚德, 陈真, 施文远, 黄奕普. 海洋样品中铀、钍的阴离子交换分离与测定, *厦门大学学报(自然科学版)*, 1986, **25**(4): 492~494
- 12 Borole D V, S Krishnaswami and B L K Somayajulu. Investigations on dissolved uranium, silicon and particulate trace elements in estuaries, *Coastal Marine Science*, 1977, (5): 743~754
- 13 Toole J, M S Baxter and J Thomson. The behaviour of uranium isotopes with salinity change in three U. K. estuaries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 1987, (25): 283~297
- 14 Martin J M, V N Nijampurkar and F Salvadori. Uranium and thorium isotopes behaviour in estuarine systems. In: *Biogeochemistry of Estuarine Sediments*, ed. by E D Goldberg, UNESCO, Paris, 1978, 111~127
- 15 Maeda M and H L Windom. Behaviour of uranium in two estuaries of the southeastern United States, *Mar. Chem.*, 1982, (11): 427~436
- 16 McKee B A, D J Demaster and C A Nittrouer. Uranium geochemistry on the Amazon shelf; evidence for uranium release from bottom sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, (51): 2779~2786
- 17 Cochran J K, A Carey, E R Sholkovitz and L D Surprenant. The geochemistry of uranium and thorium in coastal marine sediments and sediment pore waters. *Geochim Cosmochim. Acta*, 1986, (50): 663~680
- 18 Toole J, M S Baxter and J Thomson. Some aspects of the marine geochemistry of uranium. In: *Radionuclides: A Tool for Oceanography*, ed. by J C Guary, P Guegueniat and R J Pentreath, Elsevier, London, 1988, 183~194

- 19 Barnes C and J K Cochran. Uranium geochemistry in Long Island Sound sediments. EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 1987, (68): 1693
- 20 Aller R C, J E Mackin and R T Jr Cox. Diagenesis of Fe and S in Amazon inner shelf muds; apparent dominance of Fe reduction and implications for the genesis of ironstones. Cont. Shelf Res., 1986 (6): 263~289
- 21 Barnes C and J K Cochran. Uranium removal in oceanic sediments and the oceanic U balance. Earth Planet. Sci. Lett., 1990, (97): 94~101
- 22 Ku T-L, K G Knauss and G G Mathieu. Uranium in open ocean; concentration and isotopic composition. Deep-Sea Res., 1977, (24): 1005~1017
- 23 Kigoshi K. Alpha-recoil thorium-234; dissolution into water and the uranium-234/uranium-238 disequilibrium in nature. Science, 1971, (173): 47~48
- 24 Hodge V F, M Koide and E D Goldberg. Particulate uranium, plutonium and polonium in the biogeochemistries of the coastal zone. Nature, 1979, (277): 206~209
- 25 Ku T-L. The uranium-series methods of age determination. Annul Review of Earth and Planetary Science, 1977, (4): 347~379
- 26 Lewis D M. The geochemistry of manganese, iron, uranium, ^{210}Pb and major ions in the Susquehanna River [Ph. D. Thesis,]. Yale University, 1976.
- 27 Turber D R, M Whitfield and A G Dickson. The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25°C and 1 atm pressure. Geochim. Cosmochim. Acta, 1981, (45): 855~881
- 28 Sholkovitz E R. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river water and seawater. Geochim. Cosmochim. Acta., 1978, (40), 77~86
- 29 Wei C L and C C Hung. Spatial variation of ^{231}Th Scavenging in the surface water of the Bashi Channel and the Luzon Strait. Journal of Oceanography, 1992, (48): 427~437
- 30 林植青等. 溶解态的 Fe、Al、Mn、Si、Cu、Pb 和 Zn 在河口混合过程中的絮凝. 海洋学报, 1985, 7(2): 172~180