

◆特邀栏目◆

基于镭同位素示踪方法的大风江河口水体滞留时间估算^{*}王希龙^{1,2,*}, 宁桂珍², 易曼², 宾丽², 念歆程², 朱静敏^{1,2}

(1. 北部湾大学, 广西北部湾海洋灾害研究重点实验室, 广西钦州 535011; 2. 北部湾大学海洋学院, 广西钦州 535011)

摘要:为评估广西北部湾沿岸的重要入海河流河口区——大风江河口水体的更新速率,本研究对大风江河口水体中的²²⁴Ra和²²³Ra放射性活度进行测定,基于短长半衰期镭同位素的活度比值,对大风江河口水体的滞留时间进行估算,得出大风江河口枯季的平均水体滞留时间为 (8.36 ± 2.88) d。整体来讲,大风江河口水体的更新速率相对较慢,在其遭受陆源污染时应在相应时间尺度上进行污染防控,以期为大风江河口水体的物质交换和输运提供基础信息。

关键词:水体滞留时间 同位素示踪 镭同位素 大风江 污染防控

中图分类号: P7 文献标识码: A 文章编号: 1005-9164(2022)02-0375-09

DOI: 10.13656/j.cnki.gxkx.20220526.019

近海海洋环境问题,如富营养化、有害藻华、缺氧等,通常与所涉海洋系统的水交换能力密切相关^[1,2]。海洋系统水交换能力的度量有多种表示方法,如冲刷时间(Flushing time)、更新时间(Renewal time)、周转时间(Turnover time)、半衰期(Half-life time)、年龄(Age)、滞留时间(Residence time)等^[3-7],其中滞留时间是应用最广泛的一种度量方法,已被广泛应用于海洋流体动力学和生态学的研究中^[8-12]。

河流作为陆地与海洋之间的过渡地带,每年通过河口向海洋排放大量的泥沙和水,并携带大量的污染物、营养物质、重金属等^[13,14],进入河口的这些水体及水体中的溶解态物质在河口的滞留时间是确定近

海海洋水交换速率和水环境容纳量的重要指标。因此,河口水体滞留时间的研究对推测河口水体接纳各种污染物质的负荷能力及水资源的可持续利用具有重要的意义。

目前,针对水体滞留时间的研究已报道了多种方法,其中包括数值模拟法和地球化学示踪法,数值模拟法需要详细的物理海洋工作基础和可靠的水动力学参数,工作量比较大^[1,2,15];地球化学示踪法则可以通过最小的工作量获得足够有效的数据^[16,17],常用的地球化学示踪剂有镭同位素、氡同位素、钡离子、硅离子等^[18-21]。其中,镭同位素因其有着广泛的半衰期和特殊的生物地球化学性质,已成为研究不同时空尺

收稿日期: 2021-06-04

* 国家自然科学基金项目(41906150),广西科技计划项目(桂科 AD19245147),广西自然科学基金项目(2018GXNSFBA281051)和北部湾大学科研启动项目(2018KYQD09)资助。

【作者简介】

王希龙(1989-),女,讲师,主要从事同位素海洋学方面的研究,E-mail:xlwang@bbgu.edu.cn。

【**通信作者】

【引用本文】

王希龙,宁桂珍,易曼,等.基于镭同位素示踪方法的大风江河口水体滞留时间估算[J].广西科学,2022,29(2):375-383.

WANG X L, NING G Z, YI M, et al. Estimation of Water Residence Time in the Dafengjiang River Estuary Based on Radium Isotopes Tracing Model [J]. Guangxi Sciences, 2022, 29(2): 375-383.

度河口混合过程的首选示踪剂,并可以有效避免生物在利用过程中的吸收和释放造成的影响^[22,23]。自然界中存在4种天然放射性镭同位素,即²²³Ra、²²⁴Ra、²²⁶Ra和²²⁸Ra,其半衰期分别为11.4 d、3.66 d、1 600 yr和5.75 yr。镭同位素主要以溶解态的形式存在于海水中,进入水体后随水体一起运动,由于其半衰期特性使其可以用于研究与时间相关的海洋学问题^[24,25]。基于镭同位素推导出的水体停留时间代表镭同位素离开镭源进入水体后,在随水体运移过程中所经历的时间^[26]。虽然单种镭同位素也可以用于水体停留时间的估算,但是其假设较多,仅适用于理想情况下;而利用双镭同位素模型,基于短长半衰期同位素的比值则可以部分消除其他因素如水团混合不均等的影响^[27,28]。例如,Liu等^[18]基于²²⁴Ra和²²³Ra的比值估算我国长江口和珠江口枯季的水体停留时间,分别为 (11.7 ± 3.0) d和 (4.8 ± 1.1) d。

大风江河口位于我国广西壮族自治区南岸,是与北部湾相连的浅水河口。与我国及全球大多数研究比较充分的河流相比,大风江属于相对较小的河流,其全长约158 km,流域面积约1 927 km²,平均水深约7 m^[29,30],年平均径流量和输沙量分别为 18.3×10^9 m³和 36.0×10^4 t^[31]。大风江河口左侧与三娘

湾相连,三娘湾是国家一级保护物种——中华白海豚的自然栖息地,但该区域却受陆源污染物质的影响,关于大风江河口的氮源污染已有相关报道^[31,32],但针对污染物进入水体的停留时间以及水体本身停留时间的研究相对较少。因此,本研究利用天然放射性镭同位素示踪法对大风江河口的水体停留时间进行研究,以期深入了解大风江河口水体中物质的输运、迁移和交换过程,生源要素地球化学循环以及生态环境影响等研究提供科学基础。

1 材料与方法

1.1 样品采集与预处理

应用镭同位素示踪法对水体停留时间进行研究,首先需获取研究区域的镭同位素活度及其分布信息。于2019年12月3-4日对广西北部湾沿岸大风江河口的水体进行调查,调查站位分布情况如图1所示。调查期间,在各站位用多参数水质分析仪(AP-2000,英国Aquaread公司)和便携式测深仪(SM-5A, Laylin Associates Ltd)测定温度、盐度、水深等相关水文参数,同时采集25 L表层(D1-D15)及部分站位底层(D4-D7、D9-D11)水样装入洁净塑料桶用于富集镭同位素。

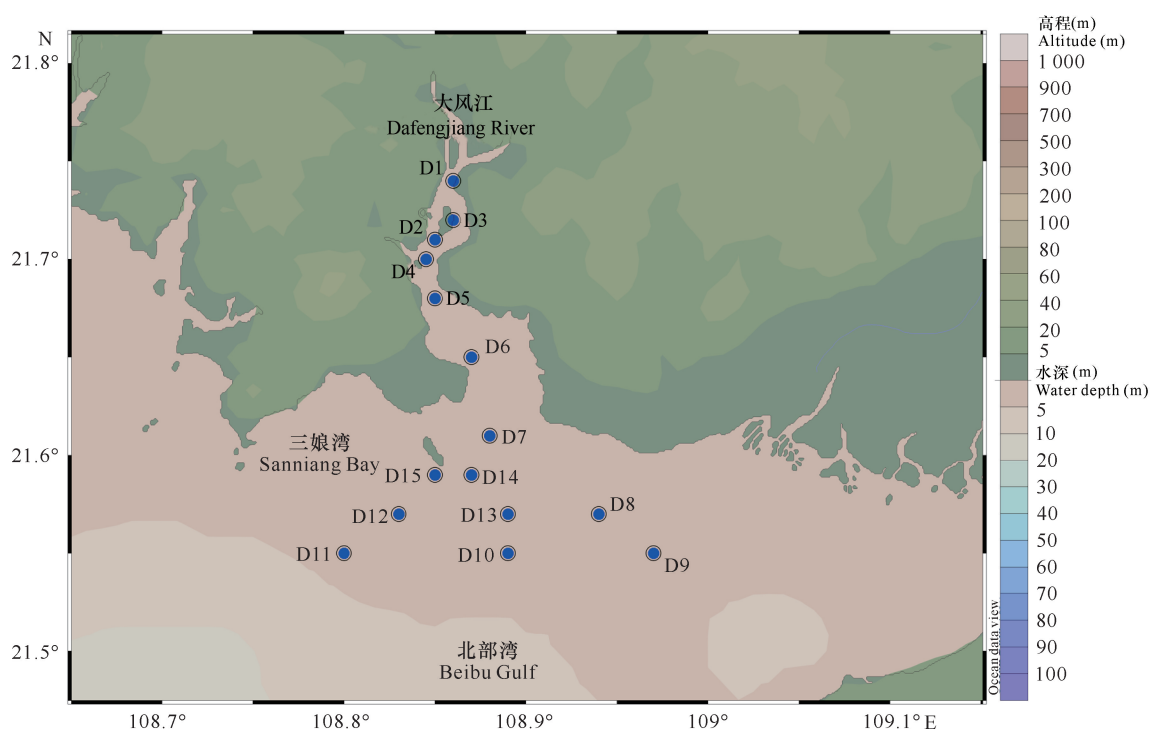


图1 大风江河口采样站位分布图

Fig. 1 Distribution map of sampling stations in the Dafengjiang River estuary

1.2 方法

将带回实验室的水样经 $0.45 \mu\text{m}$ 孔径的微孔滤膜过滤, 过滤后的水样以 0.5 L/min 的流速流经串接 20 g 锰纤维(由聚丙烯纤维和锰的氧化物制成, 可高效富集镭同位素)的纤维柱, 以富集水体中的镭同位素。富集实验完成后取出纤维柱中的锰纤维, 用超纯水清洗以去除残留的盐分, 再利用高压真空泵(GAST)调节锰纤维的含水率在 75% 左右, 然后分别于采样时间 $0-3 \text{ d}$ 、 $7-12 \text{ d}$ 和 $42-56 \text{ d}$ 用镭延迟符合计数器(Radium Delayed Coincidence Counting System, RaDeCC)测定样品中 ^{224}Ra 、 ^{223}Ra 以及 ^{224}Ra 母体 ^{228}Th (半衰期 1.91 yr)再生的 ^{224}Ra 的放射性活度^[33]。测样完成后, 所有样品的活度均经过衰变公式校正到采样时刻的活度, 同时 ^{224}Ra 的实际活度即为第一次测定的 ^{224}Ra 总活度减去其母体 ^{228}Th 贡献的 ^{224}Ra 活度。

1.3 水体滞留时间的估算

利用镭同位素估算水体滞留时间需知道水体中镭同位素的源和汇^[34,35]。近岸水体中镭同位素的来源主要有大气沉降、河流输入、悬浮颗粒物的解吸、底部表层沉积物的扩散以及海底地下水的排放, 汇主要包括与外海水的混合和镭同位素的自身衰变^[34]。大气沉降对镭同位素的贡献较小, 一般可以忽略^[35]。大风江水体中镭同位素的来源主要考虑河流淡水、外海水以及沉积物-水界面的镭输入(包括海底地下水排放), 因此可建立以下平衡方程:

$$f = \frac{S_o - S_r}{S_s - S_r}, \quad (1)$$

$$^{224}\text{Ra}_o = f^{224}\text{Ra}_s + (1-f)^{224}\text{Ra}_r + ^{224}\text{Ra}_d, \quad (2)$$

$$^{223}\text{Ra}_o = f^{223}\text{Ra}_s + (1-f)^{223}\text{Ra}_r + ^{223}\text{Ra}_d, \quad (3)$$

式中, S 为水体盐度; f 为大风江河口水体中外海水

的贡献比, 可利用公式(1)根据咸淡水混合过程中的盐度变化求得; 下脚标 o 、 s 、 r 和 d 分别表示河口、外海水、河流淡水端元和沉积物-水界面输入。

设镭同位素进入水体的时刻为其起始时间, 假设研究体系的镭源稳定, 外海水具有能忽略的 ^{223}Ra 、 ^{224}Ra 活度值, 并在水体运移的过程中, ^{224}Ra 与 ^{223}Ra 的活度只受衰变和混合的影响, 没有其他因素引起的添加或损失项。 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的平衡方程^[27,35,36]可表示为

$$^{224}\text{Ra}_d = ^{224}\text{Ra}_{d0} e^{-\lambda_{224}t}, \quad (4)$$

$$^{223}\text{Ra}_d = ^{223}\text{Ra}_{d0} e^{-\lambda_{223}t}, \quad (5)$$

式中, $^{224}\text{Ra}_{d0}$ 和 $^{223}\text{Ra}_{d0}$ 分别表示起始时刻沉积物-水界面输入到大风江河口的 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的比活度; λ_{224} 、 λ_{223} 分别表示 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的衰变常数, 分别为 0.189 d^{-1} 和 0.0606 d^{-1} 。两式相解方程可得

$$t = \frac{\ln \frac{^{224}\text{Ra}_d}{^{223}\text{Ra}_d} - \ln \frac{^{224}\text{Ra}_{d0}}{^{223}\text{Ra}_{d0}}}{\lambda_{223} - \lambda_{224}}, \quad (6)$$

式中, t 表示水体滞留时间, 根据公式(6), 利用短长半衰期类镭同位素的活度比值即可对大风江河口的水体滞留时间进行估算。

2 结果与分析

2.1 大风江河口基本水文参数分布

2019年12月3-4日, 大风江河口处于小潮期间, 最高潮位为 390 cm , 最低潮位为 108 cm , 潮差为 282 cm (海事服务网, <https://www.cnss.com.cn/tide/>)。采样期间, 大风江河口各站位的平均水深为 6.1 m ; 最大水深为 11.2 m , 出现在口门处的 D7 站位; 最小水深为 3.8 m , 出现在口门外小島附近的 D15 站位(表 1)。

表 1 大风江河口各采样站位的调查结果

Table 1 Survey results of sampling stations in the Dafengjiang River estuary

站位 Stations	经度 Longitude	纬度 Latitude	水深(m) Depth (m)	采样层次 Sampling layer	温度(°C) Temperature (°C)	盐度 Salinity	^{224}Ra (dpm/100 L)	^{223}Ra (dpm/100 L)
D1	108.862°E	21.739°N	5.5	表 Surface	18.3	25.2	164.0 ± 7.54	11.40 ± 2.76
D2	108.850°E	21.712°N	7.0	表 Surface	18.0	26.3	162.0 ± 7.69	6.82 ± 1.82
D3	108.859°E	21.722°N	6.5	表 Surface	15.7	27.3	126.0 ± 5.56	9.12 ± 2.21
D4	108.845°E	21.699°N	7.6	表 Surface	17.2	27.9	107.0 ± 5.36	10.90 ± 2.64
				底 Bottom	16.4	27.1	92.1 ± 5.45	12.30 ± 2.63
D5	108.851°E	21.681°N	7.7	表 Surface	17.4	28.7	106.0 ± 5.43	7.13 ± 2.05
				底 Bottom	17.2	28.3	108.0 ± 6.06	8.20 ± 1.99

续表

Continued table

站点 Stations	经度 Longitude	纬度 Latitude	水深(m) Depth (m)	采样层次 Sampling layer	温度(°C) Temperature (°C)	盐度 Salinity	²²⁴ Ra (dpm/100 L)	²²³ Ra (dpm/100 L)
D6	108.872°E	21.651°N	5.4	表 Surface	17.6	30.0	103.0 ± 5.14	3.59 ± 1.26
				底 Bottom	16.1	29.6	117.0 ± 6.29	8.93 ± 2.16
D7	108.879°E	21.611°N	11.2	表 Surface	16.6	30.8	91.2 ± 4.71	8.12 ± 2.09
				底 Bottom	14.5	31.5	64.3 ± 4.96	3.65 ± 1.28
D8	108.939°E	21.569°N	5.3	表 Surface	18.6	30.6	71.1 ± 4.83	10.10 ± 2.39
D9	108.971°E	21.550°N	5.4	表 Surface	18.7	30.7	65.2 ± 4.41	8.54 ± 2.20
				底 Bottom	18.2	30.5	66.6 ± 4.96	9.90 ± 2.47
D10	108.889°E	21.553°N	6.3	表 Surface	18.2	30.4	60.5 ± 4.64	3.45 ± 1.29
				底 Bottom	18.1	30.8	47.2 ± 4.03	9.32 ± 2.26
D11	108.800°E	21.551°N	6.0	表 Surface	18.3	31.2	53.1 ± 4.38	1.38 ± 0.65
				底 Bottom	18.1	31.9	51.9 ± 4.50	4.99 ± 1.65
D12	108.831°E	21.572°N	6.1	表 Surface	17.3	32.0	43.9 ± 3.70	3.46 ± 1.29
D13	108.890°E	21.572°N	3.9	表 Surface	17.6	31.1	67.4 ± 4.54	6.90 ± 1.98
D14	108.871°E	21.591°N	4.2	表 Surface	17.1	31.4	53.7 ± 4.27	6.10 ± 1.83
D15	108.851°E	21.590°N	3.8	表 Surface	15.1	32.5	56.4 ± 4.43	7.60 ± 2.18

大风江河口表层水体的温度和盐度分布如图 2 所示。表层水体温度为 15.1 – 18.7°C, 平均值为 17.4°C, 盐度为 25.2 – 32.5, 平均值为 29.7。由图 2(a) 可知, 大风江河口口外水体温度整体较高, 河道水体温度相对较低, 且河口口外两侧温度较高, 河口水体直流出口处温度较低。由图 2(b) 可知, 盐度随

着离外海距离的减小呈逐渐升高的趋势, 这主要是受大风江上游的淡水和外海高盐水体间相互作用的影响。在河口左侧区域的盐度明显高于河口右侧, 结合采样时间内的潮汐变化情况可以推测涨潮过程中海水是河口左侧输入、右侧输出的顺时针运动。

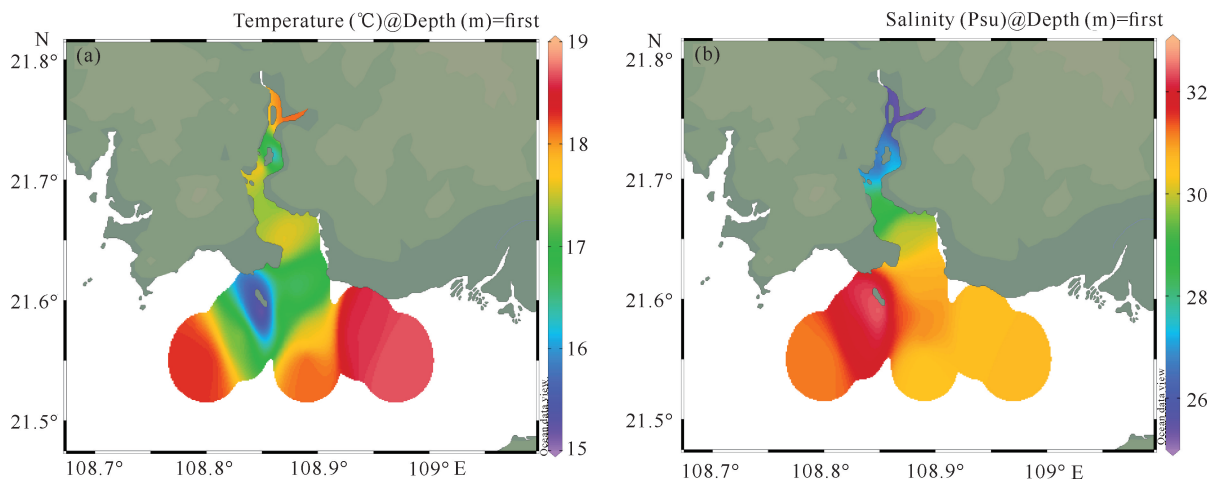


图 2 大风江河口表层水体温度(a)和盐度(b)的分布趋势

Fig. 2 Distribution trend of temperature (a) and salinity (b) in the surface water of Dafengjiang River estuary

2.2 大风江河口镭同位素的活度分布

2.2.1 表层水体中 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的放射性活度

大风江河口表层水体中测量的 ^{224}Ra 的放射性活度为43.9–164.0 dpm/100 L, 平均值为 (88.8 ± 5.11) dpm/100 L ($n = 15$); ^{223}Ra 的放射性活度为1.38–12.30 dpm/100 L, 平均值为 (6.98 ± 1.91) dpm/100 L ($n = 15$) (表1)。此前, 很多学者对河口区水体的镭同位素放射性活度的测量结果显示, 河口区表层水体中 ^{224}Ra 的活度一般在0.1–200 dpm/100 L, ^{223}Ra 的活度为0.01–10 dpm/100 L^[18], 由此可知, 大风江河口水体中 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的活度基本处于前期报道的活度范围内。

表层水体中 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的放射性活度分布如图3所示。表层水体中 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的放射性活度

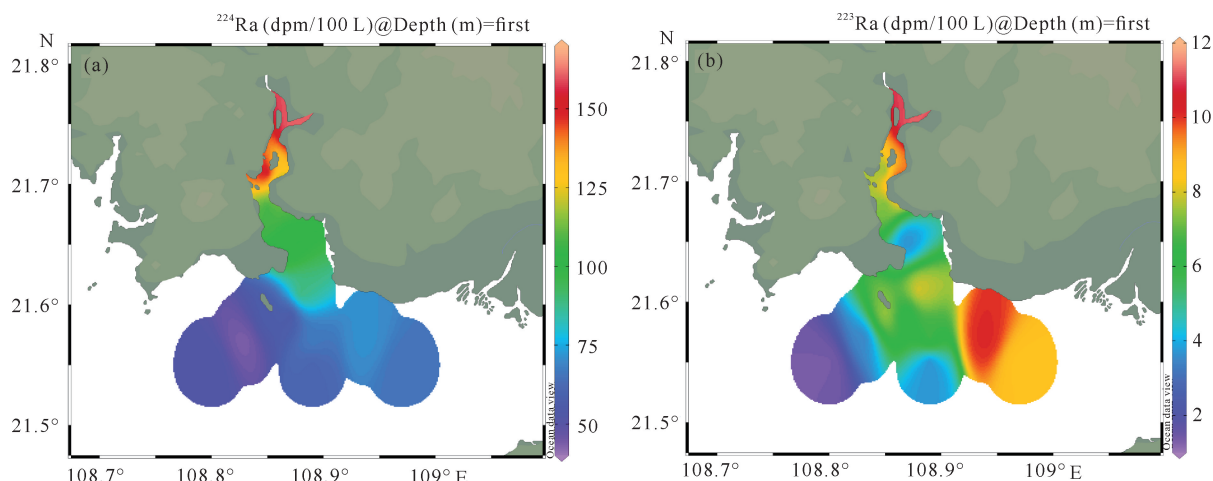


图3 大风江河口表层水体中 ^{224}Ra (a)和 ^{223}Ra (b)的放射性活度分布

Fig. 3 Distribution of ^{224}Ra (a) and ^{223}Ra (b) activities in the surface water of Dafengjiang River estuary

2.2.2 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的垂向分布

大风江河口表、底层水体中 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的放射性活度值如图4所示。除D7站位外, 大风江河口表、底层水体中 ^{224}Ra 的活度差别不大, 这说明水柱中 ^{224}Ra 分布基本均匀。D7站位是水深最深的站位(11.2 m, 表1), 由于底部沉积物扩散到表层的量有限, 其表层较高的活度可能是受大风江河口其他镭源输入的影响, 例如沿岸沉积物-水界面的高镭地下水输入等, D7站位的表、底层水体中镭同位素活度的变异系数在25%以内, 因此可基于表层水体对 ^{224}Ra 的活度进行研究。大风江河口表、底层水体中 ^{223}Ra 的活度在大风江口门处(D6、D7)和外海(D10、D11)的站位差异比较明显, 为评估研究区域的整体水平, 采用表、底层水体中的平均活度来代表水柱中 ^{223}Ra 的

均呈由口内向口外逐渐降低的趋势。根据罗浩等^[37]对钦州湾河流沉积物中镭同位素解吸行为的研究, 淡水中镭同位素能牢固地吸附在颗粒物上; 当咸淡水发生混合时, 由于颗粒物上吸附位点竞争粒子的影响, 镭同位素会从颗粒物上解吸下来并以溶解态的形式进入水体, 其发生最大解吸时的盐度为15–20。本次采样调查中, 大风江河口的盐度最小值为25.2 (表1), 因此可认为大风江河口镭同位素已完全从颗粒物上解吸下来。在向外海输送的过程中, ^{223}Ra 和 ^{224}Ra 的放射性活度随着水团混合和自身衰变而不断减少。表层水体中 ^{223}Ra 活度在大风江河口右侧出现一高值区域[图3(b)], 这可能是受到沿岸海底地下水排放的影响^[38]。

活度。

2.3 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 活度与盐度的关系

由图5(a)可知, 在河口段, ^{224}Ra 的活度随着盐度的增加而逐渐降低, 并与盐度呈明显的负相关关系。由图5(b)中可知, ^{223}Ra 的活度随着盐度的变化虽然有些波动, 但亦表现出与盐度呈负相关关系。根据前述, 可以认为大风江河口镭同位素的活度主要受水体混合和自身衰变的影响。其中, 水体混合的影响可基于水体和盐度建立两端元混合模型进行评估, 若河流淡水端元的盐度为0 (即 $S_r = 0$), 大风江河口口外最大盐度为32.5 (即 $S_s = 32.5$), 则将大风江河口各站位的实测盐度值代入公式(1)可得大风江河口各站位海水和淡水各自的贡献比, 进而根据公式(2)和(3), 可得 $^{224}\text{Ra}_d$ 和 $^{223}\text{Ra}_d$ (表2)。

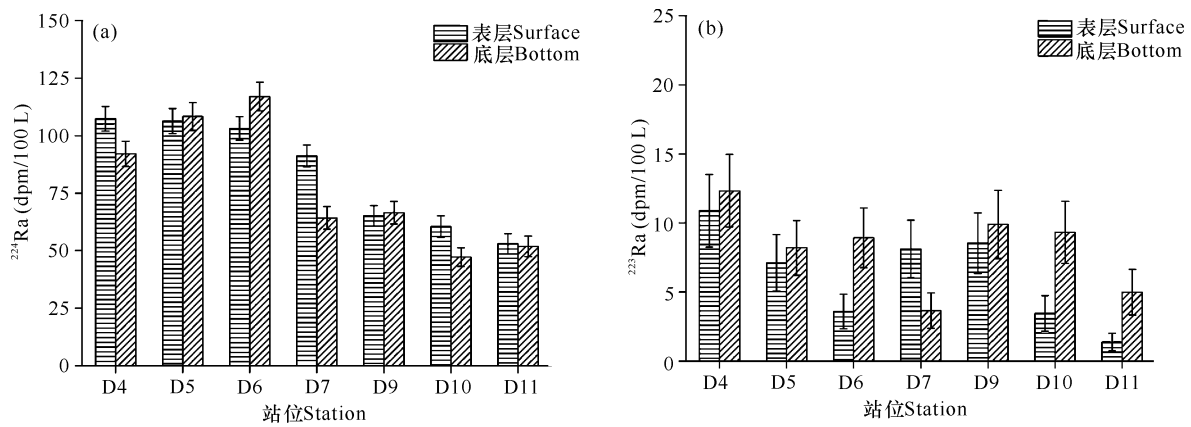
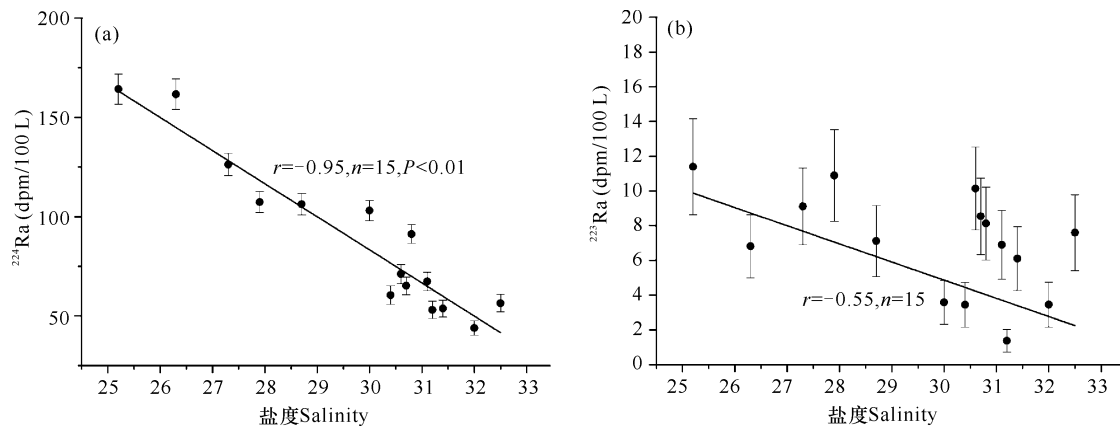
图4 大风江河口部分站位表、底层水体中 ^{224}Ra (a)和 ^{223}Ra (b)的活度Fig. 4 Activity of ^{224}Ra (a) and ^{223}Ra (b) in the surface and bottom water at some stations of the Dafengjiang River estuary图5 ^{224}Ra (a)和 ^{223}Ra (b)活度与盐度的关系Fig. 5 Relationship between activity and salinity of ^{224}Ra (a) and ^{223}Ra (b)

表2 各站位咸淡水贡献比例以及沉积物-水界面贡献的镭活度

Table 2 Fraction of seawater and freshwater at each station and the activities of radium from the sediment-water interface

站点 Stations	海水贡献比 (f_s) Contribution ratio of seawater (f_s)	淡水贡献比 (f_r) Contribution ratio of freshwater (f_r)	$^{224}\text{Ra}_d$ (dpm/100 L)	$^{223}\text{Ra}_d$ (dpm/100 L)	$^{224}\text{Ra}_d/^{223}\text{Ra}_d$
D1	0.78	0.22	117.0	10.20	11.50
D2	0.81	0.19	116.0	5.61	20.60
D3	0.84	0.16	81.2	7.88	10.30
D4	0.86	0.14	62.9	9.64	6.52
D5	0.88	0.12	62.6	5.85	10.70
D6	0.92	0.08	60.6	2.28	26.60
D7	0.95	0.05	49.6	6.79	7.30
D8	0.94	0.06	29.2	8.82	3.31
D9	0.94	0.06	23.4	7.21	3.24
D10	0.94	0.06	18.4	2.13	8.66
D11	0.98	0.02	11.3	3.63	3.11
D12	0.98	0.02	3.44	2.10	1.64
D13	0.96	0.04	26.0	5.56	4.67
D14	0.97	0.03	12.6	4.75	2.66
D15	1.00	0.00	-	-	-

注：“-”表示计算采用的端元值，无结果输出

Note: "-" indicates endmember value used in the calculation, and there is no result output

2.4 大风江河口水体滞留时间计算

基于公式(6)对大风江河口水体滞留时间进行计算,根据镭同位素与盐度的关系,大风江河口口门处站位的 $^{224}\text{Ra}_d/^{223}\text{Ra}_d$ 可作为起始时刻的活度比,即 $^{224}\text{Ra}_{d0}/^{223}\text{Ra}_{d0} = 26.6$;输入大风江河口水体的镭同位素衰变后的活度比,则可由公式(2)和(3)得到 $^{224}\text{Ra}_d$ 和 $^{223}\text{Ra}_d$ 。

由图6可知,除咸淡水混合外,沉积物-水界面贡献的 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的放射性活度具有较好的相关性($r = 0.62, P < 0.01$),表明该区域镭同位素的来源基本稳定。对 $^{224}\text{Ra}_d$ 和 $^{223}\text{Ra}_d$ 进行线性拟合,可得斜率为 9.10 ± 3.37 的直线,此值可作为输入系统的镭同位素衰变后的平均活度比,即 $^{224}\text{Ra}_d/^{223}\text{Ra}_d = 9.10 \pm 3.37$;代入公式(6)中可得大风江河口的平均水体滞留时间为 (8.36 ± 2.88) d。

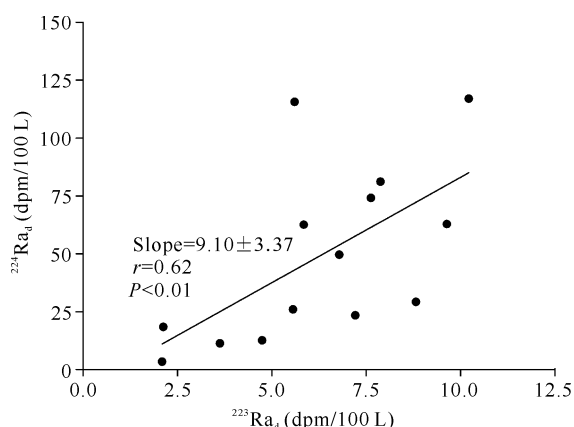


图6 大风江河口 $^{224}\text{Ra}_d$ 与 $^{223}\text{Ra}_d$ 的放射性活度关系

Fig. 6 Radioactivity relationship of $^{224}\text{Ra}_d$ and $^{223}\text{Ra}_d$ in the Dafengjiang River estuary

3 讨论

3.1 大风江河口水体滞留时间的不确定性分析

水体滞留时间是根据输入系统的 ^{224}Ra 与 ^{223}Ra 的活度比和系统实测的 ^{224}Ra 与 ^{223}Ra 的活度比计算所得。本研究中,根据表1水体样品中 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 活度的测量误差,可得 ^{224}Ra 的平均不确定度为6.30%, ^{223}Ra 的平均不确定度为29.8%,忽略盐度的测量误差,根据上述计算过程及误差传递原理可得水体滞留时间的不确定度为45%,不确定度的产生主要来自 ^{223}Ra 的测定。由于 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 具有测量快速、方便、时间尺度吻合等优势,仍是近岸水域水体运动研究的重要手段。

3.2 水体滞留时间研究的必要性

我国有关河口水体滞留时间的研究有一些报道,

如黄河口、长江口、珠江口、海河河口等。许博超^[22]运用镭同位素的表观年龄模型分别对黄河口北部和南部洪季的水体滞留时间进行研究,得到黄河口北部的水体滞留时间为1.3–4.5 d,南部的水体滞留时间为2.9–7.1 d;Liu等^[18]和Sun等^[12]基于纳潮量和水量平衡模型分别对洪、枯两季珠江口的水体滞留时间进行估算,得出珠江口洪季的水体滞留时间为1.8–3 d,枯季的水体滞留时间为4.8–6 d。由此可知,大风江河口的水体滞留时间长于黄河口和珠江口,表明与黄河口和珠江口相比,大风江河口的水体更新速率较慢。与长江口枯季 (11.7 ± 3.0) d^[18]和输入渤海湾的海河河口枯季20.6–22.4 d^[39]的水体滞留时间相比,大风江河口的水体滞留时间相对较短,表明其水动力过程较快。有研究表明,近十年大风江河口的人海污染物通量呈波动上升的趋势^[31],同时大风江河口的氮、磷等富营养化因素主要受陆源污染物排放的影响,自2000年以来,大风江河口一直处于海水水质标准的四类或劣四类水^[30,32]。可见大风江在长期遭受污染的情况下,一方面由于其水体更新速率相对较慢,无法及时排出污染物或进行处理;另一方面,并未在其水体滞留时间的相应尺度上进行污染防控。因此,人们在利用水体或进行水环境管理及治理的过程中,需要将水体滞留时间纳入考量。

本研究仅对枯季大风江河口的水体滞留时间开展研究,由于缺乏同时期地下水端元的数据,对于输入系统的镭同位素活度比采用离河岸比较近的口门处站位作近似计算,是本研究的不足之处,未来仍将继续加强对大风江的研究工作,以期弥补不足。

4 结论

基于短长半衰期镭同位素的比值估算大风江水系水体的滞留时间,结果表明,大风江河口表层水体中 ^{224}Ra 和 ^{223}Ra 的放射性活度分别为43.9–164.0 dpm/100 L和1.38–12.30 dpm/100 L,其分布均呈由口内向口外逐渐降低的趋势;经分析镭同位素的源汇项,基于咸淡水混合模型和双镭同位素比值模型估算出大风江河口枯季的平均水体滞留时间为 (8.36 ± 2.88) d。与黄河口和珠江口相比,大风江河口的水体更新速率较慢,遭受污染后需在相应时间尺度上进行污染防控,在利用大风江河口水体或进行水环境管理及治理的同时,需将水体滞留时间纳入考量,以合理保护海洋环境。

参考文献

- [1] LIN L, LIU Z. Partial residence times; Determining residence time composition in different subregions [J]. *Ocean Dynamics*, 2019, 69(9): 1023-1036.
- [2] KWAK M T, CHO Y K. Seasonal variation in residence times of two neighboring bays with contrasting topography [J]. *Estuaries and Coasts*, 2020, 43(3): 512-524.
- [3] FISCHER H B, LIST E J, KOH R C Y, et al. Mixing in inland and coastal waters [M]. New York: Academic Press, 1979.
- [4] TAKEOKA H. Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea [J]. *Continental Shelf Research*, 1984, 3(3): 311-326.
- [5] MONSEN N E, CLOERN J E, LUCAS L V, et al. A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales [J]. *Limnology and Oceanography*, 2002, 47(5): 1545-1553.
- [6] CUCCO A, UMGIESSER G. Modeling the Venice lagoon residence time [J]. *Ecological Modeling*, 2006, 193(1/2): 34-51.
- [7] LUCAS L V. Implications of estuarine transport for water quality [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2010: 273-307.
- [8] DU J B, SHEN J. Water residence time in Chesapeake Bay for 1980 - 2012 [J]. *Journal of Marine System*, 2016, 164: 101-111.
- [9] JEVAR M, CHAABELASRI E, SALHI N, et al. Numerical modelling of transport time scales within Nador lagoon (Morocco) [J]. *World Journal of Modelling and Simulation*, 2017, 13(2): 113-122.
- [10] MEYERS S D, MOSS A J, LUTHER M E. Changes in residence time due to large-scale infrastructure in a coastal plain estuary [J]. *Journal of Coastal Research*, 2017, 33(4): 815-828.
- [11] RANJBAR M H, ZAKER N H. Numerical modeling of general circulation, thermohaline structure, and residence time in Gorgan Bay, Iran [J]. *Ocean Dynamics*, 2018, 68(1): 35-46.
- [12] SUN J, LIN B L, LI K M, et al. A modelling study of residence time and exposure time in the Pearl River Estuary, China [J]. *Journal of Hydro-environment Research*, 2014, 8(3): 281-291.
- [13] 田莉萍. 黄河口及近岸海域沉积物中重金属和砷空间分布特征与生态风险评估[D]. 福州: 福建师范大学, 2018.
- [14] 徐程, 杨斌, 朱雪菁, 等. 大风江口海域沉积物酸可挥发性硫化物、重金属分布及风险评价[J]. *环境科学研究*, 2020, 33(6): 1530-1538.
- [15] 邵军荣, 吴时强, 周杰, 等. 水体交换年龄模型研究[J]. *水科学进展*, 2014, 25(5): 695-703.
- [16] BURNETT W C, AGGARWAL P K, AURELI A, et al. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods [J]. *Science of the Total Environment*, 2006, 367(2/3): 498-543.
- [17] MOORE W S. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments [J]. *Nature*, 1996, 380(6575): 612-614.
- [18] LIU J N, DU J Z, WU Y, et al. Nutrient input through submarine groundwater discharge in two major Chinese estuaries: The Pearl River Estuary and the Changjiang River Estuary [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2018, 203: 17-28.
- [19] CHEN X G, CUKROV N, SANTOS I R, et al. Karstic submarine groundwater discharge into the Mediterranean: Radon-based nutrient fluxes in an anchialine cave and a basin-wide upscaling [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2020, 268: 467-484.
- [20] MOORE W S, SHAW T J. Chemical signals from submarine fluid advection onto the continental shelf [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C10): 21543-21552.
- [21] GRAMLING C M, MCCORKLE D C, MULLIGAN A E, et al. A carbon isotope method to quantify groundwater discharge at the land-sea interface [J]. *Limnology and Oceanography*, 2003, 48(3): 957-970.
- [22] 许博超. 天然镭同位素富集和测定方法及对河口混合过程的示踪研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2011.
- [23] 张磊. 长江口、东海的镭同位素及其在水团混合分析中的应用[D]. 上海: 华东师范大学, 2007.
- [24] WANG X J, LI H L, JIAO J J, et al. Submarine fresh groundwater discharge into Laizhou Bay comparable to the Yellow River flux [J]. *Scientific Reports*, 2015, 5: 8814. DOI:10.1038/srep08814.
- [25] WANG X J, LI H L, ZHENG C M, et al. Submarine groundwater discharge as an important nutrient source influencing nutrient structure in coastal water of Daya Bay, China [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2018, 225: 52-65.
- [26] 张艳. 胶州湾海底地下水与营养物质输入及其环境效应[D]. 北京: 中国地质大学, 2019.
- [27] MOORE W S. Ages of continental shelf waters determined from ^{223}Ra and ^{224}Ra [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2000, 105(C9): 22117-22122.

- [28] STEWART B T, SANTOS I R, TAIT D R, et al. Submarine groundwater discharge and associated fluxes of alkalinity and dissolved carbon into Moreton Bay (Australia) estimated via radium isotopes [J]. *Marine Chemistry*, 2015, 174: 1-12.
- [29] LI P Y, XUE R, WANG Y H, et al. Influence of anthropogenic activities on PAHs in sediments in a significant gulf of low-latitude developing regions, the Beibu Gulf, South China Sea: Distribution, sources, inventory and probability risk [J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2015, 90(1/2): 218-226.
- [30] LU D L, KANG Z J, YANG B, et al. Compositions and spatio-temporal distributions of different nitrogen species and lability of dissolved organic nitrogen from the Dafengjiang River to the Sanniang Bay, China [J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2020, 156: 111205.
- [31] 林俊良, 黎秋荣, 黄荟霖, 等. 近十年广西主要入海河流污染物通量变化研究 [J]. *钦州学院学报*, 2018, 33(10): 8-15.
- [32] YANG B, KANG Z J, LU D L, et al. Spatial variations in the abundance and chemical speciation of phosphorus across the river-sea interface in the Northern Beibu Gulf [J]. *Water*, 2018, 10 (8): 1103. DOI: 10.3390/w10081103.
- [33] 谷河泉, 杜金洲, 吴梅桂, 等. 镭延迟符合计数器 (Ra-DeCC) 测量海水中的²²⁴Ra 和²²³Ra [J]. *海洋环境科学*, 2015, 34(4): 570-577.
- [34] 谷河泉. 近海水体镭同位素源汇项的定量研究 [D]. 上海: 华东师范大学, 2015.
- [35] 季韬. 镭同位素示踪东海沿岸及海南东部潟湖的海底地下水排泄 [D]. 上海: 华东师范大学, 2013.
- [36] MOORE W S, BLANTON J O, JOYE S B. Estimates of flushing times, submarine groundwater discharge, and nutrient fluxes to Okatee Estuary, South Carolina [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2006, 111(C09): C09006. DOI: 10.1029/2005jc003041.
- [37] 罗浩, 李林蔚, 王锦龙, 等. 钦州湾河流沉积物中镭的解吸行为 [J]. *海洋学报*, 2019, 41(4): 27-41.
- [38] WANG X L, SU K J, DU J, et al. Estimating submarine groundwater discharge at a subtropical river estuary along the Beibu Gulf, China [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2021, 40(9): 13-22.
- [39] 张玺. ^{223/224}Ra 示踪技术在地表水—地下水循环研究中的应用 [D]. 天津: 南开大学, 2014.

Estimation of Water Residence Time in the Dafengjiang River Estuary Based on Radium Isotopes Tracing Model

WANG Xilong^{1,2}, NING Guizhen², YI Man², BIN Li², NIAN Xincheng², ZHU Jingmin^{1,2}

(1. Guangxi Key Laboratory of Marine Disaster in the Beibu Gulf, Beibu Gulf University, Qinzhou, Guangxi, 535011, China; 2. College of Marine Sciences, Beibu Gulf University, Qinzhou, Guangxi, 535011, China)

Abstract: In order to evaluate the water renewal rate of the Dafengjiang River estuary, an important estuary area of the Beibu Gulf coast in Guangxi, the radio-activities of ²²⁴Ra and ²²³Ra in the Dafengjiang River estuary water were determined in this study. Based on the activity ratio of short and long half-life radium isotopes, the water retention time of Dafengjiang River estuary was estimated, and the average water retention time in dry season was (8.36 ± 2.88) d. On the whole, the renewal rate of water body in the Dafengjiang River estuary is relatively slow, pollution prevention and control should be carried out at the corresponding time scale when it is subjected to terrestrial pollution. It is expected that this study can provide basic information for the material exchange and transportation of the Dafengjiang River estuary.

Key words: water retention time; isotopes tracing; radium isotopes; Dafengjiang River; pollution prevention and control

责任编辑: 唐淑芬