

袁晓婕,郭占荣,黄磊,等.用镭-226示踪胶州湾的海底地下水排泄.吉林大学学报(地球科学版) 2016 46(5):1490-1500.
doi: 10.13278/j.cnki.jjuese.201605205.

Yuan Xiaojie, Guo Zhanrong, Huang Lei, et al. Estimating Submarine Groundwater Discharge into the Jiaozhou Bay Using ^{226}Ra . Journal of Jilin University(Earth Science Edition) 2016 46(5):1490-1500. doi: 10.13278/j.cnki.jjuese.201605205.

用镭-226示踪胶州湾的海底地下水排泄

袁晓婕¹ 郭占荣² 黄磊¹ 章斌² 马志勇² 刘洁²

1. 国土资源部广州海洋地质调查局/国土资源部海底矿产资源重点实验室, 广州 510075

2. 厦门大学海洋与地球学院, 福建 厦门 361102

摘要: 海底地下水排泄(SGD)是全球水循环的一个组成部分,其输送的溶解物质不仅参与海洋的生物地球化学循环,而且影响近岸海域的生态环境。为了评估胶州湾海底地下水排泄状况,通过建立胶州湾内海水中 ^{226}Ra 的质量平衡模型来计算海底地下水排泄通量。胶州湾海水中 ^{226}Ra 的源主要有河流的输入、沉积物扩散输入和地下水的输入,海水系统在稳定状态下,这几种源应该与湾内海水和湾外海水的混合损失达到平衡。除了将地下水输入作为未知项外,对其他源和汇逐个进行量化,计算得知:2011年9—10月胶州湾的海底地下水排泄通量为 $7.85 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$;2012年4—5月胶州湾的海底地下水排泄通量为 $4.72 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ 。在此基础上,对地下水输入胶州湾的营养盐进行了评价。

关键词: 海底地下水排泄; 镭-226 质量平衡; 营养盐; 胶州湾

doi: 10.13278/j.cnki.jjuese.201605205

中图分类号: P641.3

文献标志码: A

Estimating Submarine Groundwater Discharge into the Jiaozhou Bay Using ^{226}Ra

Yuan Xiaojie¹, Guo Zhanrong², Huang Lei¹, Zhang Bin², Ma Zhiyong², Liu Jie²

1. Guangzhou Marine Geological Survey/Key Laboratory of Marine Mineral Resources, Ministry of Land and Resources, Guangzhou 510075, China

2. College of Ocean and Earth Sciences, Xiamen University, Xiamen 361102, Fujian, China

Abstract: Submarine groundwater discharge (SGD) is a part of global water cycle, which delivers a large amount of solutes to the biogeochemical cycle and affects the coastal ecological environment. The ^{226}Ra mass balance model was established to estimate the submarine groundwater discharge to the Jiaozhou Bay. The ^{226}Ra sources include river transport, sediment diffusion and SGD, these sources should be in balance with the mixing loss of the bay water and open seawater when the seawater system is in the stable state. Except for the SGD was unknown item, other sources and sinks were quantified one by one. Calculated results showed that the SGD fluxes during September to October in 2011 was $7.85 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$, April to May in 2012 was $4.72 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$.

收稿日期: 2016-01-23

作者简介: 袁晓婕(1985—),女,工程师,博士,主要从事水文地球化学、海洋环境、海底地下水排泄方面的研究,
E-mail: jieer17@163.com

通信作者: 郭占荣(1965—),男,教授,主要从事海岸带水文地质学和海洋地质的教学与研究工作, E-mail: gzar@xmu.edu.cn

基金项目: 国家自然科学基金项目(41072174)

Supported by National Natural Sciences Foundation of China(41072174)

d^{-1} . Based on the SGD fluxes, the SGD derived nutrient fluxes were estimated.

Key words: submarine groundwater discharge; mass balance for ^{226}Ra ; nutrients; Jiaozhou Bay

0 引言

海底地下水排泄 (submarine groundwater discharge, SGD) 是指通过陆-海界面进入海洋的所有地下水,不考虑这些地下水的物质组成、来源和驱动力,包括陆源地下水排泄和循环海水排泄^[1]。近年来,海底地下水排泄成为陆-海相互作用的研究热点之一^[2]。

海底地下水排泄是全球水循环的重要组成部分。根据水均衡的估算,全球每年的地下淡水入海量约为 $2\ 400\ \text{km}^3$,占河流入海径流量的 $6\% \sim 10\%$ ^[1]。如果考虑循环海水的排泄通量,这个比例会更高。例如,在 South Atlantic Bight 东南部,SGD 的输入量约占河流入海径流量的 40% 左右^[3]。

海底地下水排泄是陆源物质输入海洋的重要途径。虽然陆源地下淡水入海量仅占河流径流入海量的 $6\% \sim 10\%$,但其向海洋输送的溶解物质约占河流输送量的 $25\% \sim 50\%$ ^[4];原因是地下水中的溶解物质浓度通常高于河水。地下水向夏威夷 Kahana Bay 输入的 N、P 通量分别是河水输入量的 5 倍和 2 倍^[5];地下水输入黄河河口的营养盐比河流输入的多 5 倍^[6];地下水输入南卡罗来纳 Okatee 盐沼的溶解无机碳 (DIC) 和溶解有机碳 (DOC) 通量分别为 $2\ \text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $50\ \text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,二者都远远超过河流输入到该盐沼的 DIC 和 DOC 通量^[7];地下水对黄海 Hg 的贡献占 Hg 总输入通量的 65% ,而大气沉降输入的 Hg 仅占 31% ^[8];在 Gamak Bay,通过 SGD 输入的稀土元素通量比沉积物扩散和大气粉尘沉降输入的高 2~3 个数量级^[9]。

海底地下水排泄是近岸海域生态环境的重要影响因子。海底地下水排泄给河口、海湾、泻湖、盐沼、岛屿、珊瑚礁等生态系统提供必要的营养盐,并促进初级生产力的增加^[10]。在人类活动强烈的沿海地区,海底地下水排泄可能导致近岸海域的海水富营养化或赤潮暴发^[11]。在许多海岸带地下水系统中,特别是被污染的含水层, N/P 值超过了河流,而且远高于 Redfield 比率,由人类导致的营养盐的增加使得 N 限制的海岸带初级生产力变成 P 限制^[12]。海底地下水排泄引起生物群落的改变和小型底栖生物的聚集^[13]。

目前,评价海底地下水排泄通量的方法主要有 3 种:渗流仪法、水文地质模型法、地球化学示踪法。其中地球化学示踪法的应用最广泛,而其中镭的 4 个同位素 (^{223}Ra 、 ^{224}Ra 、 ^{226}Ra 、 ^{228}Ra) 被认为是最理想的天然示踪剂。镭之所以成为理想的示踪剂,是由于它具有以下特性: 1) 镭同位素来源于具有颗粒活性的母体钍的衰变,沉积物和岩石中含有丰富的钍,而地下水赋存和运移于岩土空隙中,在溶滤作用、反冲作用影响下,地下水中镭的活度浓度普遍高于海水、河水中的活度浓度; 2) 在淡水环境中镭同位素多数吸附在颗粒表面^[14],但是在咸水环境下,镭从颗粒物上的解吸程度随着盐度的升高而增强,最终镭从固体颗粒上完全解吸到水体中^[15-16],所以,咸淡水混合带水体中镭的活度浓度往往很高; 3) 镭同位素进入海水后化学行为比较保守; 4) 镭有 2 个短寿命同位素和 2 个长寿命同位素,可以用来研究不同时间尺度的海洋学过程,还可以利用其半衰期的差异研究水体的滞留时间和混合速率^[7]。根据已有的文献报道,国内外在很多海域应用 ^{226}Ra 质量平衡模型评价过海底地下水排泄。郭占荣等^[17]利用 ^{226}Ra 质量平衡模型评价了九龙江河口区的海底地下水排泄通量;苏妮^[18]利用 ^{226}Ra 质量平衡模型计算了南黄海陆架区的海底地下水排泄通量;季仲强等^[19]利用 ^{226}Ra 质量平衡模型对浙江舟山朱家尖海湾的海底地下水排泄进行了研究。尽管应用的都是 ^{226}Ra 质量平衡模型,但是不难发现,不同海域都有各自的特点,每个海域的源汇项都不尽相同,而且在源汇项处理和计算上所用的方法也不一样。本文采用 ^{226}Ra 作为示踪剂,基于质量平衡原理,建立针对胶州湾的 ^{226}Ra 箱式模型来评价其海底地下水排泄通量。

1 研究区概况

胶州湾位于南黄海之西,山东半岛南部,是一个与黄海相通的半封闭型天然海湾。据 1985 年海图,胶州湾面积为 $397\ \text{km}^2$,其中 0 m 线以下面积 $256\ \text{km}^2$;胶州湾平均水深约 7 m,最大水深 64 m;湾口最窄处宽度为 3.1 km。胶州湾潮汐类型属于正规半日潮,最大潮差 4.75 m,平均潮差 2.80 m。注入湾内的河流主要有洋河、大沽河、墨水河—白沙河、李

村河。胶州湾地处典型的东亚季风气候区,多年平均降水量 685.1 mm,春、夏、秋、冬季降水量所占比例分别为 14.9%、57.6%、22.8%和 5.4%。

胶州湾的东南方向,陆地部分以低山和丘陵为主,基底由燕山期侵入岩组成;胶州湾的西南方向,陆地部分也以低山和丘陵为主,基底既有燕山期侵入岩,也有元古界胶南群变质岩分布(图1)。经长期剥蚀风化,火成岩和变质岩表层普遍发育薄层残积物,赋存于其中的地下水属于孔隙-裂隙水,水量比较贫乏;而基底的基岩裂隙水水量更为贫乏。其他陆地部分以平原为主,河流两岸分布第四纪松散沉积物,流域之间分布白垩系青山群火山碎屑岩、砂砾岩。第四纪松散沉积物厚度一般为 5~20 m,由河流冲洪积物和海积物组成,海积物分布在海岸附近。松散沉积物含水层系统多为双层结构,岩性以细砂和粉砂质砂为主,夹有少量的黏土透镜体。松散沉积物中的地下水类型为孔隙潜水或微承压水,富水性比较好,特别是墨水河—白沙河、大沽河和洋河下游平原的地下水较为丰富;白垩系青山群火山碎屑岩、砂砾岩中的地下水比较贫乏。本文所采集的地下水样基本上是第四纪松散沉积物中的孔隙潜水。第四纪松散类型孔隙水主要接受大气降水补给,有少量的侧向补给,以蒸发蒸腾和向海径流的方式排泄,径流入海的部分即属于陆源地下水排泄。

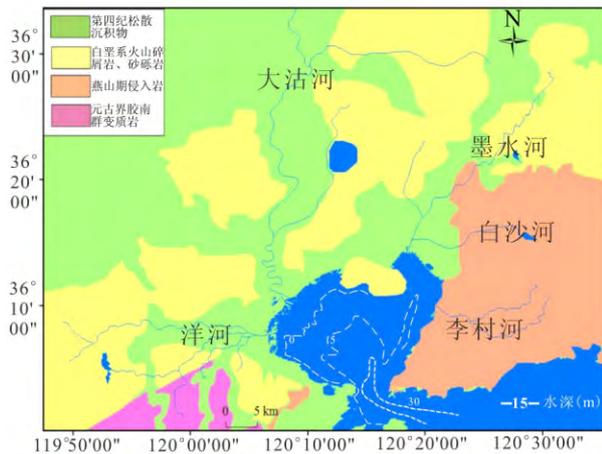


图1 环胶州湾岩性分布示意图

Fig.1 Lithological distribution map around the Jiaozhou Bay

2 研究方法

2.1 样品采集

1) 水样采集。2011年9—10月,采集地下水样

28个、河水样(洋河、大沽河、墨水河—白沙河、李村河流域)23个、表层海水样35个(图2);2012年4—5月,采集地下水样39个、河水样40个、表层海水样35个(图3)。每个地下水样和河水样采集体积为15 L,每个海水水样采集体积为30 L。海水样为表层海水,采自水面下1 m深度。现场测量水样的盐度。

2) 沉积物样采集。2011年10月,用抓斗式采泥器在胶州湾内采集了8个海底表层沉积物样品,站位见图2。沉积物样品运回实验室后,用于沉积物中镭的扩散实验研究。

2.2 实验方法

1) 镭的富集。水样运回实验室后,立刻对水样中的镭进行富集。采用的方法是 MnO_2 纤维单柱富集法^[20],即利用虹吸方式让水体以 $200 \sim 250 \text{ mL} \cdot \text{min}^{-1}$ 的流速通过 MnO_2 纤维富集柱来富集镭。富集完成后,取出吸附了镭的锰纤维,甩干水分,然后装入扩散管内,扩散管两端密封,放置7 d以上,测量²²⁶Ra的活度浓度。

2) 镭放射性活度浓度的测量。测量镭活度浓度的仪器为中核(北京)核仪器厂生产的FD-125型氡钍仪。²²⁶Ra活度浓度的测量采用²²²Rn直接射气闪烁计数法^[20]。

3) 沉积物中镭的扩散。8个沉积物样运回实验室后,按照Beck^[15]和Garcia-Solsona^[21]的培养方法,测量每个培养时间段沉积物扩散到上覆水体中镭的活度浓度;然后根据多个测量点与理论方程的拟合,确定沉积物中镭的扩散通量。

4) 营养盐浓度的测定。现场将水样装入600 mL纯净水聚乙烯瓶并密封冷藏,回到实验室后立即用0.45 μm的滤膜过滤杂质,接着用分光光度法测定营养盐的浓度。测量项目包括:溶解性无机磷酸盐($PO_4^{3-} - P$)、溶解性无机硅酸盐($SiO_3^{2-} - Si$)、溶解性无机氮($NH_4^+ - N$ 、 $NO_3^- - N$ 、 $NO_2^- - N$)。

3 结果与讨论

3.1 ²²⁶Ra活度浓度分布

3.1.1 地下水中²²⁶Ra活度浓度分布特征

2011年9—10月胶州湾周边区域地下水中²²⁶Ra的活度浓度为0.30~10.23 $Bq \cdot m^{-3}$,平均值为 $(2.23 \pm 0.14) Bq \cdot m^{-3}$;2012年4—5月胶州湾周边区域地下水中²²⁶Ra的活度浓度为0.15~12.39 $Bq \cdot m^{-3}$,平均值为 $(2.51 \pm 0.18) Bq \cdot m^{-3}$ 。2个采

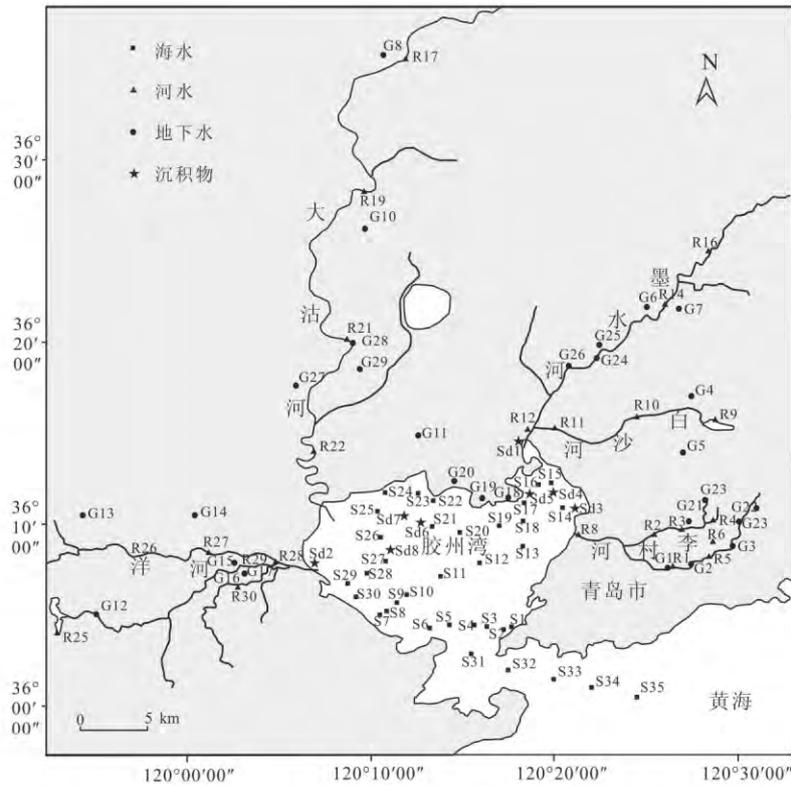


图 2 2011 年 9—10 月采样站位图

Fig. 2 Sampling sites in Jiaozhou Bay in September and October, 2011

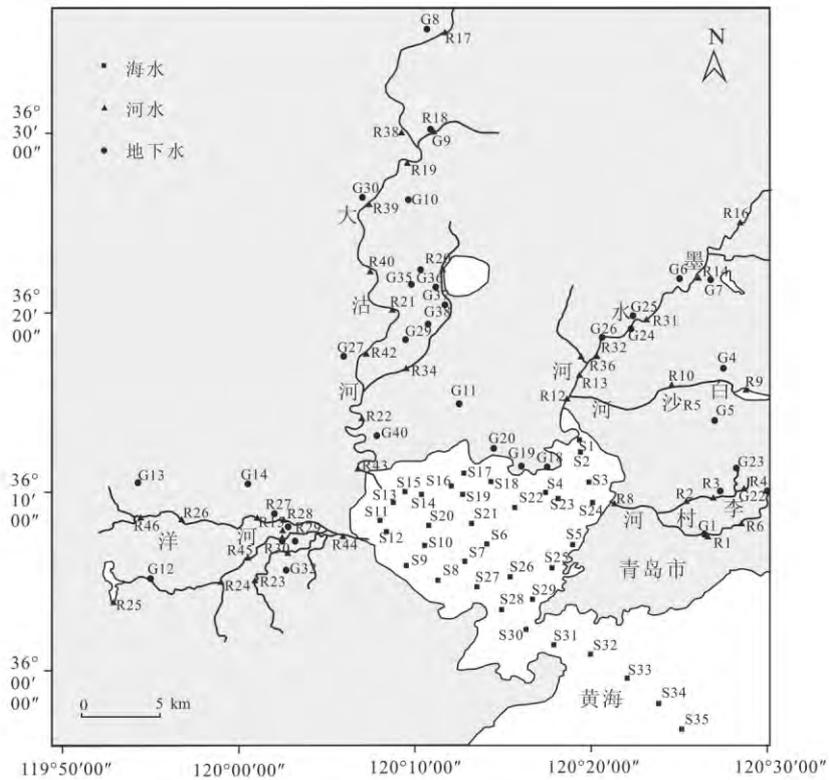


图 3 2012 年 4—5 月采样站位图

Fig. 3 Sampling sites in Jiaozhou Bay in April and May, 2012

样时间段内地下水中²²⁶Ra 活度浓度变化范围较大,但活度浓度的平均值却很接近。胶州湾周边地下水中²²⁶Ra 活度浓度较高的采样点主要分布在河流流域中上游和近岸地区。河流中上游地下水出现高值可能与流域所在地区的岩性有一定的联系;近岸地区第四纪松散沉积物地下水中²²⁶Ra 出现偏高的情况,其原因可能与近岸地下水的盐度较高有关^[22]。

3.1.2 河水中²²⁶Ra 活度浓度分布特征

2011 年 9—10 月胶州湾主要河流河水中²²⁶Ra 的活度浓度为 0.46 ~ 2.82 Bq · m⁻³,平均值为 (1.08 ± 0.11) Bq · m⁻³;2012 年 4—5 月胶州湾主要河流河水中²²⁶Ra 的活度浓度为 0.02 ~ 5.50 Bq · m⁻³,平均值为 (1.27 ± 0.16) Bq · m⁻³。与地下水中²²⁶Ra 的分布情况类似,2 个采样时间段内河水中²²⁶Ra 活度浓度变化范围较大,但其平均值比较接近。河水中²²⁶Ra 活度浓度较高的采样点主要分布在李村河中上游以及各河流河口处。李村河河水²²⁶Ra 平均活度浓度普遍高于其他河流,其原因可能是与上游的岩性以及地下水补给有关(图 1);而河流河口处采样点出现²²⁶Ra 高值,其原因可能与河口水体盐度的升高有关^[22]。

3.2 ²²⁶Ra 质量平衡模型

3.2.1 质量平衡模型的建立

假设胶州湾海水系统处于稳定状态,那么胶州湾海水中镭的源项与汇项两者之间应该是平衡的。对于胶州湾来说,镭的源项主要包括河流输入、地下水输入、沉积物扩散输入,镭的汇项主要是与外海低

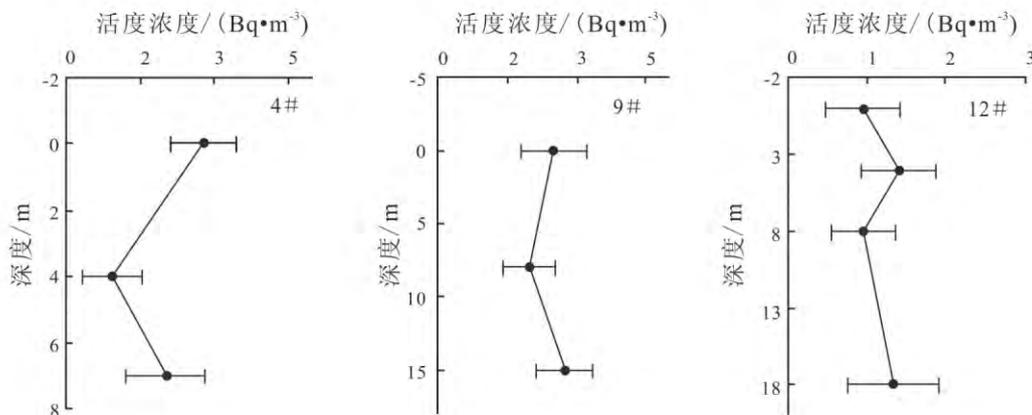
活度浓度海水之间的混合损失;地下水输入的²²⁶Ra 通量 F_{SGI} 计算公式^[23] 为

$$F_{SGI} = \frac{(A_{bay} - A_{sea}) V_{bay}}{t_w} - F_{sed} - F_{riv} \quad (1)$$

式中: A_{bay} 是湾内海水的²²⁶Ra 活度浓度 (Bq · m⁻³); A_{sea} 是湾外海水中²²⁶Ra 的活度浓度 (Bq · m⁻³); V_{bay} 是湾内水体体积; t_w 是湾内水体平均滞留时间; F_{sed} 是沉积物输入的镭通量 (Bq · d⁻¹); F_{riv} 是河水输入镭通量 (Bq · d⁻¹)。

3.2.2 源汇项的量化

1) 混合损失。湾内海水与外海水的混合损失项由公式(1)中的第一项计算获得,其中湾内海水的²²⁶Ra 活度浓度取值 2011 年 9—10 月不考虑湾口外的 S31—S35 采样点,2012 年 4—5 月不考虑湾口外的 S30—S35 采样点。由于我们仅测量了湾内表层海水中的²²⁶Ra 活度浓度,而且表层海水中的活度浓度并不能代表所有水深的活度浓度,胶州湾不同水深层位的²²⁶Ra 活度浓度也存在一定的差异;因此,²²⁶Ra 的垂直分布呈现出表层和底层高而中间低的规律,如图 4 所示(4#、9#、12#为胶州湾内海水采集三个站位点)。根据²²⁶Ra 活度浓度随水深的垂直分布规律,把我们所测得的表层²²⁶Ra 活度浓度进行调整,最后获得整个胶州湾²²⁶Ra 活度浓度的平均值。2011 年 9—10 月湾内水体中²²⁶Ra 的平均活度浓度为 (2.83 ± 0.11) Bq · m⁻³,2012 年 4—5 月湾内水体中²²⁶Ra 的平均活度浓度为 (3.07 ± 0.16) Bq · m⁻³。



据文献[24]修编。

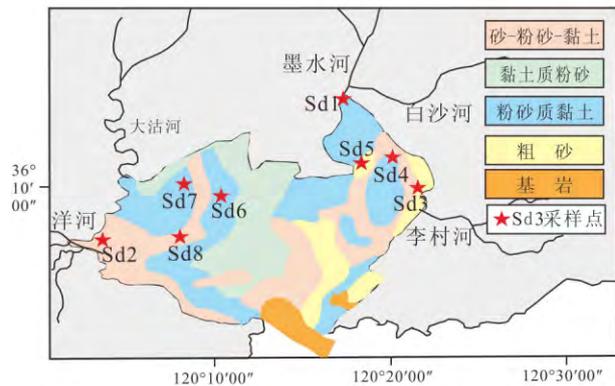
图 4 ²²⁶Ra 活度浓度垂直分布图

Fig. 4 Vertical distribution of ²²⁶Ra activity

关于外海水的²²⁶Ra 活度浓度, 由于我们采集的湾外海水样(S31—S35) 距离胶州湾内湾很近, 其²²⁶Ra 的活度浓度值与湾内海水中的²²⁶Ra 的活度浓度值很接近, 并不能算作真正意义上的外海水。因此, 我们选取门武^[25] 在南黄海海域采样点(0305、0307、0309) 所有水深的平均值作为外海水端元值, 其夏季活度浓度的平均值(2.26 ± 0.12) Bq · m⁻³ 近似作为 2011 年 9—10 月外海水的²²⁶Ra 活度浓度, 冬季的活度浓度平均值(2.68 ± 0.14) Bq · m⁻³ 近似作为 2012 年 4—5 月外海水的²²⁶Ra 活度浓度。

2) 沉积物输入的镭通量(F_{sed})。通过沉积物的培养实验, 获得 8 个沉积物样品(Sd1—Sd8) 的²²⁶Ra 扩散通量分别为: 0.038、0.024、0.041、0.192、0.024、0.024、0.072、0.024 Bq · m⁻² · d⁻¹。把扩散通量与沉积物样品的粒度(Sd1、Sd4、Sd6、Sd7 属于粉砂质黏土, Sd2、Sd8 属于砂-粉砂-黏土, Sd3、Sd5 属于粗砂) 联系起来, 我们发现, 砂-粉砂-黏土、黏土质粉砂、粗砂的²²⁶Ra 扩散通量相差不大, 而粉砂质黏土的²²⁶Ra 扩散通量大于前三者, 它的²²⁶Ra 扩散通量大约是前三者的 2 倍。胶州湾水动力复杂, 表层沉积物类型多样, 几乎各种类型湾内都有分布, 但主要是黏土质粉砂和粉砂质黏土, 次要的还有砾石、砂砾-砾砂、粗砂、砂、细砂、黏土粉砂质砂、粉砂黏土质砂、砂黏土质粉砂等。总体来说, 胶州湾表层沉积物以湾口区为中心, 向湾内和湾外沉积物颗粒粒径逐渐变小^[26] (图 5)。

因此, 胶州湾沉积物输入的镭通量的计算, 不能单纯地用沉积物扩散通量与胶州湾表层沉积物覆盖总面积之积来获得。根据图 5, 把胶州湾湾内的沉积物覆盖面积按照沉积物类型, 划分为砂-粉砂-黏土区、黏土质粉砂区、粉砂质黏土区、粗砂区这 4 个不同沉积物类型区域来分别计算, 每个区的扩散通量和面积见表 1, 计算得到胶州湾沉积物输入的²²⁶Ra 通量 F_{sed} 为 9.19×10^6 Bq · d⁻¹。



据文献[26]修编。

图 5 胶州湾海底表层沉积物分布图

Fig. 5 Sediment distribution in Jiaozhou Bay

3) 河流输入的镭通量(F_{riv})。胶州湾周边的河流主要有李村河、白沙河—墨水河、大沽河、洋河, 均为季节性河流。白沙河下游因建有拦水坝, 不再向湾内排泄, 李村河几乎断流, 故忽略二者径流输入。河流输入²²⁶Ra 的通量 F_{riv} 由以下公式计算:

$$F_{riv} = A_M \times Q_M + A_D \times Q_D + A_Y \times Q_Y \quad (2)$$

式中: A_M 、 A_D 、 A_Y 分别为墨水河河口区、大沽河河口区、洋河河口区²²⁶Ra 的活度浓度(Bq · m⁻³); Q_M 、 Q_D 、 Q_Y 分别为墨水河、大沽河、洋河的入海径流量(m³ · d⁻¹)。

入海河口区河水与海水混合, 河流悬浮颗粒上的²²⁶Ra 因为水体盐度升高而发生解吸, ²²⁶Ra 活度浓度大于河流中上游的²²⁶Ra 活度浓度, 因而选取河口区的²²⁶Ra 活度浓度来计算更能代表河流输入到海水中的²²⁶Ra 通量。式(2)中各计算参数见表 2。根据公式(2) 计算得到 2011 年 9—10 月河流输入的²²⁶Ra 通量为 3.9×10^6 Bq · d⁻¹, 2012 年 4—5 月河流输入的²²⁶Ra 通量为 3.7×10^6 Bq · d⁻¹。

表 1 沉积物各参数取值

Table 1 Parameters of the sediment

岩 性	沉积物扩散通量/(Bq · m ⁻² · d ⁻¹)	分布面积/(10 ⁶ m ²)	沉积物输入镭通量/(10 ⁶ Bq · d ⁻¹)
砂-粉砂-黏土	0.026	101.00	2.63
黏土质粉砂	0.022	59.68	1.31
粉砂质黏土	0.040	114.77	4.59
粗 砂	0.024	27.55	0.66
总 量	—	—	9.19

表2 河流参数取值

Table 2 Parameters of the river

	入海径流量/($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{d}$)		河口区 ^{226}Ra 活度浓度/($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$)	
	2011年9—10月	2012年4—5月	2011年9—10月	2012年4—5月
墨水河	0.3 ^[27]	0.10	1.94 ± 0.14	2.93 ± 0.18
大沽河	2.1 ^[27]	0.97	1.46 ± 0.12	2.78 ± 0.20
洋河	0.4 ^[27]	0.20	0.7 ± 0.10	3.52 ± 0.22

表3 ^{226}Ra 质量平衡模型参数取值Table 3 Values of parameters in the ^{226}Ra mass balance model

参 数	2011年9—10月	2012年4—5月
湾内水体中 ^{226}Ra 的平均活度浓度/($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$)	2.83 ± 0.11	3.07 ± 0.16
外海水体中 ^{226}Ra 的平均活度浓度/($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$)	2.26 ± 0.12	2.68 ± 0.14
河流输入的 ^{226}Ra 通量/($\text{Bq} \cdot \text{d}^{-1}$)	3.9×10^6	3.7×10^6
沉积物输入的 ^{226}Ra 通量/($\text{Bq} \cdot \text{d}^{-1}$)	9.19×10^6	
胶州湾水体体积/ m^3	26.12×10^8 ^[28]	
胶州湾海水滞留时间/ d	40.1 ^[28]	

将上述计算得到的沉积物输入的镭通量、河流输入的镭通量和其他各项参数(表3)代入公式(1),计算得到2011年9—10月地下水输入的 ^{226}Ra 通量为 $2.4 \times 10^7 \text{ Bq} \cdot \text{d}^{-1}$,2012年4—5月地下水输入的 ^{226}Ra 通量为 $1.3 \times 10^7 \text{ Bq} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

3.3 海底地下水排泄通量

由地下水输入的 ^{226}Ra 通量除以地下水端元的镭活度浓度,可以得到胶州湾的海底地下水排泄通量,即

$$F_{\text{SGD}} = \frac{F_{\text{SGL}}}{A_{\text{GW}}} \quad (3)$$

式中: F_{SGD} 为海底地下水排泄通量($\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$); A_{GW} 为地下水端元中的 ^{226}Ra 活度浓度($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$)。

关于地下水端元的 ^{226}Ra 活度浓度取值问题,我们考虑到靠近海岸带的地下水样更能代表输入海湾

的地下水;所以根据胶州湾岩性分布情况,选择分布于白沙河—墨水河平原、大沽河平原、洋河平原下游的9个地下水采样点(G4、G15、G16、G17、G25、G26、G27、G28、G29)的 ^{226}Ra 活度浓度,以每条河流流域控制的第四纪松散沉积物海岸线长度为权重的加权平均值作为地下水端元值,各流域控制的海岸线长度与地下水活度浓度见表4。

将地下水端元值代入公式(3)中,计算得到2011年9—10月胶州湾的海底地下水排泄通量为 $7.85 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$,2012年4—5月胶州湾的海底地下水排泄通量为 $4.72 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$;该计算值包括了陆源地下淡水输入量和再循环海水量。

从海底地下水排泄通量结果可以看出,2011年9—10月海底地下水排泄通量是2012年4—5月的1倍多,其原因与降水影响有关。胶州湾地区雨季

表4 地下水端元取值

Table 4 Parameters of groundwater end-members

流域	河流控制的海岸线长度/ km	流域下游地下水 ^{226}Ra 活度浓度/($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$)	
		2011年9—10月	2012年4—5月
墨水河平原	11.8	2.38	1.38
大沽河平原	15.9	1.75	1.1
洋河平原	13.8	5.13	5.5
地下水端元取值(海岸线长度加权平均值)		3.06	2.65

(汛期)从6月下旬开始,到9月上旬结束,这个时期雨水充足,地下水得到雨水的充分补给,地下水水位上升,从陆向海的水力梯度大,海底地下水排泄通量较大;而从1月到5月,是胶州湾区域降水量最小的时期,地下水未能得到补给,反而会补给周边的河水,并且在枯水期胶州湾周边地区会大量开采地下水,导致了地下水水位的下降,所以海底地下水排泄通量较小。由此可见,海底地下水排泄通量在很大程度上受到降水量的影响和控制。

如果将排泄通量分摊在整个胶州湾海底上,可以得到单位时间内单位海岸线长度上的海底地下水排泄通量,称作排泄速率:2011年9—10月胶州湾海底地下水排泄速率为 $4.1 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$,2012年4—5月胶州湾海底地下水排泄速率为 $2.5 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。同

一时期,郭占荣等^[29]应用 ^{222}Rn 作为示踪剂评价了胶州湾墨水河—白沙河流域该段海岸带的海底地下水排泄速率,其评价结果 $6.38 \sim 8.29 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$;大于本文的计算结果,原因可能是墨水河—白沙河流域所在的海岸带地下水排泄速率较整个湾的平均排泄速率大。

本文的海底地下水排泄速率计算结果反映的是整个胶州湾地下水输入速率的平均水平。实际上,根据胶州湾周边的岩性分布情况(图1),有些地段(第四纪松散沉积物分布区)地下水输入速率较大,而有些地段(基岩分布区)地下水输入速率则较小。与全球其他海域的地下水排泄速率相比较,胶州湾的地下水排泄速率处于中等水平(表5)。

表5 全球不同海域海底地下水排泄速率
Table 5 SGD rate in different regions of the world

平均排泄速率/($\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$)	地点	评价方法	来源
1.5 ~ 17.0	美国牙买加湾	^{226}Ra 质量平衡模型	文献 [15]
8.0 ~ 12.0	韩国嘎马克湾	^{226}Ra 质量平衡模型	文献 [30]
0.8 ~ 5.0	意大利列西纳湖	^{224}Ra 质量平衡模型	文献 [31]
8.0 ~ 12.0	巴西赛佩蒂巴湾	^{226}Ra 、 ^{228}Ra 质量平衡模型	文献 [32]
4.0 ~ 9.0	香港吐露港	Ra 质量平衡模型	文献 [33]
2.5 ~ 4.1	胶州湾	^{226}Ra 质量平衡模型	本文

3.4 地下水输入的营养盐

在测量胶州湾周边地下水和河水中 ^{226}Ra 活度浓度的同时,对地下水和河水水样进行了营养盐测量分析。2011年9—10月,胶州湾周边地下水样中溶解性无机氮 DIN 的平均浓度为 $658.3 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$;活性硅酸盐平均浓度为 $167.5 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$;活性磷酸盐平均浓度偏低,仅为 $0.11 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$,可能与夏秋季节作物和植物对磷的吸收和消耗有关。2012年4—5月,胶州湾周边地下水中溶解性无机氮平均浓度为 $589.8 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$;活性硅酸盐平均浓度为 $196.1 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$;活性磷酸盐平均浓度为 $8.9 \mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$,较2011年9—10月大了一个数量级。

假设营养盐流经地下河口时其化学行为是保守的,其营养盐含量未发生变化,我们用海底地下水排泄通量乘以地下水中营养盐平均浓度的方法估算营养盐入海通量。2011年9—10月,地下水输入胶州湾的溶解性无机氮入海通量为 $516.5 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$,活性硅酸盐为 $131.4 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$,活性磷酸

盐为 $0.09 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$;2012年4—5月,地下水输入胶州湾的溶解性无机氮入海通量为 $278.6 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$,活性硅酸盐为 $92.6 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$,活性磷酸盐为 $4.2 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

与此同时,2011年9—10月,河流输入胶州湾的无机氮 DIN 入海通量为 $1240.8 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$,活性硅酸盐为 $231.3 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$,活性磷酸盐为 $4.1 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$;2012年4—5月,河流输入胶州湾的无机氮 DIN 为 $480.3 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$,活性硅酸盐量为 $30.5 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$,活性磷酸盐量为 $2.1 \times 10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

地下水输入的营养盐与河流输入的营养盐相比较(表6),同一时期,河水输入的溶解性无机氮较地下水输入的大;2011年9—10月,河水输入的活性硅酸盐和磷酸盐都较地下水输入的大;而2012年4—5月,地下水输入的活性硅酸盐和磷酸盐都较河水输入的大。总体来看,地下水输入的营养盐是很可观的,是胶州湾营养盐输入的一个重要途径。

表6 地下水和河水输入胶州湾营养盐入海通量的对比
Table 6 Comparison of nutrient fluxes from groundwater and river water $10^4 \text{ mol} \cdot \text{d}^{-1}$

营养盐	地下水输入量		河水输入量	
	2011年9—10月	2012年4—5月	2011年9—10月	2012年4—5月
DIN	516.5	278.6	1 240.8	480.3
$\text{SiO}_3^{2-} - \text{Si}$	131.4	92.6	231.3	30.5
$\text{PO}_4^{3-} - \text{P}$	0.09	4.2	4.1	2.1

4 结论

1) 2011年9—10月与2012年4—5月胶州湾周边区域地下水中 ^{226}Ra 的活度浓度变化范围较大,活度浓度的平均值却很接近。胶州湾周边地下水中 ^{226}Ra 活度浓度较高的采样点主要分布在河流流域中上游和近岸地区。

2) 2011年9—10月与2012年4—5月胶州湾周边区域河水中 ^{226}Ra 的活度浓度与地下水中 ^{226}Ra 的分布情况类似,两个采样时间段内河水中 ^{226}Ra 活度浓度变化范围较大, ^{226}Ra 活度浓度的平均值比较接近。河水中 ^{226}Ra 活度浓度较高的采样点主要分布在李村河中上游以及各河流河口处。

3) 基于胶州湾海水中 ^{226}Ra 质量平衡,2011年9—10月胶州湾的海底地下水排泄通量为 $7.85 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$,2012年4—5月胶州湾的海底地下水排泄通量为 $4.72 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ 。结果表明雨季末期地下水输入量大于枯季末期,说明降水对地下水的补给作用在一定程度上影响海底地下水排泄通量。

4) 与河流输入胶州湾的营养盐相似,地下水输入胶州湾的营养盐也随季节变化很大。同一时期,河流输入的溶解性无机氮较地下水输入的大。海底地下水排泄是胶州湾水体中营养盐的一个重要来源。

参考文献(References):

- [1] Burnett W C, Bokuniewicz H, Huettel M, et al. Groundwater and Pore Water Inputs to the Coastal Zone [J]. *Biogeochemistry*, 2003, 66: 3-33.
- [2] 李海龙, 万力, 焦超群. 海岸带水文地质学研究中的几个热点问题[J]. *地球科学进展*, 2011, 26(7): 685-694.
- Li Hailong, Wan Li, Jiao Jiujiu. Hot Issues in the Study of Coastal Hydrogeology [J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(7): 685-694.
- [3] Moore W S. Large Groundwater Inputs to Coastal Waters Revealed by ^{226}Ra Enrichments [J]. *Nature*, 1996, 380: 612-614.
- [4] Dzhamalov R G, Safronova T I. On Estimating Chemical Discharge into the World Ocean with Groundwater [J]. *Water Resources*, 2002, 29(6): 626-631.
- [5] Garrison G H, Glenn C R. Measurement of Submarine Groundwater Discharge in Kahana Bay, O'ahu, Hawaii [J]. *Limnology and Oceanography*, 2003, 48(2): 920-928.
- [6] Xu B, Burnett W, Dimova N, et al. Hydrodynamics in the Yellow River Estuary via Radium Isotopes: Ecological Perspectives [J]. *Continental Shelf Research*, 2013, 33(9): 19-28.
- [7] 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*, 2006, 111(C9): 141-152.
- [8] Rahman M M, Lee Y, Kim G, et al. Significance of Submarine Groundwater Discharge in the Coastal Fluxes of Mercury in Hampyeong Bay, Yellow Sea [J]. *Chemosphere*, 2012, 91(3): 320-327.
- [9] Kim I, Kim G. Submarine Groundwater Discharge as a Main Source of Rare Earth Elements in Coastal Waters [J]. *Marine Chemistry*, 2014, 160(3): 11-17.
- [10] Rodellas V, Garcia O J, Tovar S A, et al. Submarine Groundwater Discharge as a Source of Nutrients and Trace Metals in a Mediterranean Bay (Palma Beach, Balearic Islands) [J]. *Marine Chemistry*, 2014, 160(3): 56-66.
- [11] Lee Y W, Kim G, Lim W A, et al. A Relationship Between Submarine Groundwater Borne Nutrients Traced by Ra Isotopes and the Intensity of Dinoflagellate Red-Tides Occurring in the Southern Sea of Korea [J]. *Limnology and Oceanography*, 2010, 55(1): 1-10.
- [12] Slomp C P, Van C P. Nutrient Inputs to the Coastal Ocean Through Submarine Groundwater Discharge: Controls and Potential Impact [J]. *Journal of*

- Hydrology, 2004, 295(1/2/3/4): 64-86.
- [13] Kotwicki L, Grzelak K, Czub M, et al. Submarine Groundwater Discharge to the Baltic Coastal Zone: Impacts on the Meiofaunal Community [J]. Journal of Marine Systems, 2014, 129(2): 118-126.
- [14] Moore W S. The Effect of Submarine Groundwater Discharge on the Ocean [J]. The Annual Review of Marine Science, 2010, 2(3): 59-88.
- [15] Beck A J, Rapaglia J P, Cochran J K. Radium Mass-Balance in Jamaica Bay, NY: Evidence for a Substantial Flux of Submarine Groundwater [J]. Marine Chemistry, 2007, 106(3/4): 419-441.
- [16] 袁晓婕, 郭占荣, 刘洁, 等. 咸水环境下沉积物中镭的解吸特点 [J]. 地球学报, 2014, 35(9): 582-588.
Yuan Xiaojie, Guo Zhanrong, Liu Jie, et al. Characteristics of Radium Desorption from Sediments in the Salt Water Environment [J]. Acta Geoscientica Sinica 2014, 35(9): 582-588.
- [17] 郭占荣, 黄磊, 袁晓婕, 等. 用镭同位素评价九龙江河口区的地下水输入 [J]. 水科学进展, 2011, 22(1): 118-125.
Guo Zhanrong, Huang Lei, Yuan Xiaojie, et al. Estimating Submarine Groundwater Discharge to Jiulong River Estuary Using Ra Isotopes [J]. Advances in Water Science, 2011, 22(1): 118-125.
- [18] 苏妮. 镭同位素示踪的近岸水体混合和海底地下水排泄 [D]. 上海: 华东师范大学, 2013.
Su Ni. Tracing Coastal Water Mixing Processes and Submarine Groundwater Discharge by Radium Isotopes [D]. Shanghai: East China Normal University, 2013.
- [19] 季仲强, 胡丹, 翁焕新, 等. 近岸海域²²⁶Ra的时空变化与海底地下水排泄估算 [J]. 地球化学, 2012, 41(1): 15-22.
Ji Zhongqiang, Hu Dan, Weng Huanxin, et al. Temporal and Spatial Variations of ²²⁶Ra in Coastal Sea and the Estimation of Submarine Groundwater Discharge (SGD) [J]. Geochimica, 2012, 41(1): 15-22.
- [20] 刘花台, 郭占荣, 高爱国, 等. 闽江河口区水体中镭的分布特征及河水与海水的混合速率 [J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2013, 43(6): 1966-1971.
Liu Huatai, Guo Zhanrong, Gao Aiguo, et al. Distribution Characteristics of Radium and Determination of Transport Rate in the Min River Estuary Mixing Zone [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2013, 43(6): 1966-1971.
- [21] Garcia-Solsona E, Masque P, Garcia-Orellana J, et al. Estimating Submarine Groundwater Discharge Around Isola La Cura, Northern Venice Lagoon (Italy), by Using the Radium Quartet [J]. Marine Chemistry, 2008, 109(3/4): 292-306.
- [22] 王博, 郭占荣, 袁晓婕, 等. 胶州湾地区水体中镭同位素分布特征及其影响因素 [J]. 核技术, 2014, 37(3): 1-9.
Wang Bo, Guo Zhanrong, Yuan Xiaojie, et al. Distribution Characteristics of Radium Isotopes and Their Influence Factors in the Water of Jiaozhou Bay Area [J]. Nuclear Techniques, 2014, 37(3): 1-9.
- [23] Charette M A, Buesseler K O, Andrews J E. Utility of Radium Isotopes for Evaluating the Input and Transport of Groundwater-Derived Nitrogen to a Cape Cod Estuary [J]. American Society of Limnology and Oceanography, 2001, 46: 465-470.
- [24] 贾成霞. 基于 γ 谱分析的胶州湾同位素海洋学研究 [D]. 厦门: 厦门大学, 2003.
Jia Chengxia. The Study on Isotopic Oceanography in the Jiaozhou Bay Based on Gamma Spectroscopic Analysis [D]. Xiamen: Xiamen University, 2003.
- [25] 门武. 镭同位素示踪的黄海和东海海洋学研究 [D]. 厦门: 厦门大学, 2008.
Men Wu. The Study on the Oceanography of the Yellow Sea and the East China Sea Traced by Radium Isotopes [D]. Xiamen: Xiamen University, 2008.
- [26] 李广雪, 杨子庚, 刘勇. 中国东部海域海底沉积物成因环境图 [M]. 北京: 科学出版社, 2005.
Li Guangxue, Yang Zigeng, Liu Yong. Map of Seafloor Sediment Formation Environment in East China Sea [M]. Beijing: Science Press, 2005.
- [27] 马志勇. 基于氡-222的胶州湾海底地下水排泄研究 [D]. 厦门: 厦门大学, 2013.
Ma Zhiyong. Study of Submarine Groundwater Discharge Using Radon in Jiaozhou Bay [D]. Xiamen: Xiamen University, 2013.
- [28] 史经昊. 胶州湾演变对人类活动的响应 [D]. 青岛: 中国海洋大学, 2010.
Shi Jinghao. Anthropogenic Influences on the Evolution of Jiaozhou Bay [D]. Qingdao: Ocean University of China, 2010.
- [29] 郭占荣, 马志勇, 章斌, 等. 采用²²²Rn示踪胶州湾的海底地下水排泄及营养盐输入 [J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2013, 38(5): 1073-1090.
Guo Zhanrong, Ma Zhiyong, Zhang Bin, et al. Tracing Submarine Groundwater Discharge and Associate Nutrient Fluxes into Jiaozhou Bay by Continuous ²²²Rn Measurements [J]. Earth Science: Journal of China

- University of Geosciences ,2013 38(5) : 1073-1090.
- [30] Hwang D W , Kim G , Lee W C , et al. The Role of Submarine Groundwater Discharge (SGD) in Nutrient Budgets of Gamak Bay , a Shellfish Farming Bay , in Korea [J]. Journal of Sea Research , 2010 ,64 (3) : 224-230.
- [31] Rapaglia J , Koukoulas S , Zaggia L , et al. Quantification of Submarine Groundwater Discharge and Optimal Radium Sampling Distribution in the Lesina Lagoon , Italy [J]. Journal of Marine Systems , 2012 91 (1) : 11-19.
- [32] Smoak J M , Sanders C J , Patchineelam S R , et al. Radium Mass Balance and Submarine Groundwater Discharge in Sepetiba Bay , Rio de Janeiro State , Brazil [J]. Journal of South American Earth Sciences , 2012 , 39(6) : 44-51.
- [33] Luo X , Jiao J J , Moore W S , et al. Submarine Groundwater Discharge Estimation in an Urbanized Embayment in Hong Kong via Short-Lived Radium Isotopes and Its Implication of Nutrient Loadings and Primary Production [J]. Marine Pollution Bulletin , 2014 82(1/2) : 144-154.