

文章编号:1009-2722(2012)11-0017-10

青岛胶州湾大沽河口滨海湿地的碳埋藏能力

侯雪景^{1,2,3}, 印萍^{2,3}, 丁旋¹, 张勇^{2,3}, 毕世普^{2,3}

(1 中国地质大学(北京)海洋学院, 北京 100083; 2 青岛海洋地质研究所, 青岛 266071;

3 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室, 青岛 266071)

摘要:河口滨海湿地是海岸带的重要组成部分, 沉积速率高, 伴随河流泥沙颗粒物进入海洋的有机质主要埋藏在河口及临近海区。通过对河口滨海湿地碳埋藏能力的研究, 能够更全面地认识河口滨海湿地在全球碳循环中的作用, 有效评估其对全球气候变化的影响。以青岛胶州湾大沽河口滨海湿地为研究对象, 估算研究区自然湿地全新世碳埋藏能力。通过对 3 根岩心共计 117 个样品的粒度、有机碳/氮测试分析和统计, 结合²¹⁰Pb、¹³⁷Cs 测年结果计算得出, 研究区陆域沼泽湿地环境总碳沉积通量为 102 gC/m²/a, 其中有机碳沉积通量为 84.8 gC/m²/a; 滩涂湿地环境总碳沉积通量为 93.5 gC/m²/a, 其中有机碳沉积通量为 69.9 gC/m²/a。估算现代大沽河口 31 km² 自然湿地范围内, 平均年总碳埋藏量为 2.96 GgC, 有机碳埋藏量为 2.27 GgC。根据研究区历史调查资料统计, 大沽河口三角洲全新世沉积地层厚度为 3~10 m, 按平均厚度 6 m 估算, 全新世以来河口湿地总碳埋藏量为 66 GgC/km², 有机碳埋藏总量约为 51 GgC/km²。

关键词:滨海湿地; 碳埋藏; 大沽河

中图分类号: P736.21 文献标识码: A

随着大气 CO₂ 浓度的升高和全球气候变暖, 灾害性天气频繁发生, 给世界许多国家造成了巨大的经济损失, 环境、气候研究已成为目前全人类共同关注的焦点^[1]。占地球表面积 71% 的海洋是大气 CO₂ 重要的调节库, 每年可吸收人类释放 CO₂ 气体总量的 30%, 在全球环境、气候变化中发挥着重要的作用, 也对全球碳循环的收支平衡起着重要的作用^[2]。陆架边缘海及其相邻的海岸带面积虽小, 但联系陆架和大洋, 海陆相互作用强烈, 对环境、气候以及人类活动的响应更为敏感,

在海洋生物地球化学循环中扮演着重要角色^[3], 同时也对全球碳循环发挥着重要的作用。

河口滨海湿地是海岸带的重要组成部分, 是陆海相互作用的集中地带, 生态系统复杂、各种过程耦合多变, 河流输送大量泥沙堆积于此, 沉积速率较高, 所以伴随泥沙颗粒物进入海洋的有机质也主要埋藏在河口及临近海区。Hedge 和 Keil^[4] 指出, 海洋环境中大约 90% 的有机碳埋藏在河口—陆架沉积物中, Berner^[5] 认为全球陆架有机碳埋藏速率平均值为 4.15 gC/m²/a。而区域性研究结果表明, 河流影响下的陆架区的有机碳埋藏量要明显高于这一平均值, 渤海陆架区有机碳埋藏速率平均值 13.5 gC/m²/a, 其中渤海为 28 gC/m²/a, 最高值出现在黄河口附近海域, >300 gC/m²/a^[6]; 东海陆架沉积物有机碳埋藏通量为

收稿日期: 2012-09-22

基金项目: 国土资源海洋地质专项 (GZH201100203; GHZ200900501)

作者简介: 侯雪景 (1987—), 女, 在读硕士, 主要从事海岸带地质环境方面的研究工作。E-mail: xj_hou@sina.cn

14.7 gC/m²/a^[7];阿查法拉亚河西部内陆架为22.7 gC/m²/a^[8];亚马逊河口外陆架区为58.2 gC/m²/a^[9]。

Kiyoshi Fujimoto 等基于日本中部矢作三角洲冲积平原地区5个钻孔的沉积记录,结合高程数据库,建立研究区全新世以来不同沉积层位的三维数据模型,并通过沉积物地球化学分析结果估算出,在研究区92.1 km²范围内,全新世总碳埋藏量达26 TgC,相当于1994年全球大气二氧化碳排放量的0.003%,认为三角洲地区在冰后期埋藏碳量巨大,特别是高纬度地区全新世沉积的巨厚泥炭层对全新世的气候变化有着重要的影响^[10]。

李孟颖开展了天津地区滨海湿地的碳汇的研究工作,以湿地芦苇生物固碳量进行估算,得出2007年芦苇湿地的固定CO₂通量为126.35 gC/m²/a。同时指出如果将湿地泥炭的固碳能力一并考虑,湿地系统之碳汇能力将更加提高^[11]。

总体上,陆架区地质碳埋藏的研究工作比较深入,但滨海湿地碳埋藏研究开展地极为有限。通过对河口滨海湿地碳埋藏能力的研究,能够更全面地认识河口滨海湿地在全球物质碳循环中的作用,从而更加有效地评估河口地区作为环境因素对全球气候变化有何积极影响。本文以青岛胶州湾大沽河口滨海湿地为研究对象,通过对浅表层短柱状样的分析测试,估算研究区自然湿地碳埋藏量及影响因素。

1 研究区地质背景

胶州湾位于山东半岛南岸,是一深入内陆的半封闭海湾,湾口朝向东南与黄海相通,水域面积423 km²,平均水深7 m左右(图1)。沿岸地貌类型以基岩海岸为主,堆积地貌发育在海湾西北较为平坦开阔的大沽河河口^[12]。

大沽河是胶东半岛最大的河流,发源于烟台招远市阜山西麓,在营海镇码头村南注入胶州湾,全长179 km,总流域面积4 631 km²,多年平均径流量6.61亿 m³,多年平均入海泥沙量约为每年99.5万 t。大沽河在20世纪70年代以前,河水季节性较强,夏季洪水暴涨,常年有水;70年代以后,由于地下水大量开采及天气干旱,大沽河季节

性断流^[12,13]。

大沽河下游按地貌成因类型属于河流冲积、冲—洪积、海积平原类,河口三角洲地区受海洋沉积作用和河流冲洪积作用双重影响,地势平坦,略有起伏。大沽河口属河口三角洲和滨浅海相沉积,在平面上沉积物自岸边向海里颗粒逐渐变细。垂向上,上部为海相或海陆交互的胶州湾组粉砂—泥质沉积,中下部为晚更新世的楼山组、大站组地层^[12,14]。

大沽河口滨海湿地总面积约143 km²,近年来,由于区域的开发和建设,湿地面积逐渐减小,并呈明显的人工化、破碎化,湿地的生态功能不断下降。本文以目前生态环境保存较好的沼泽区和滩涂区自然湿地(面积约31 km²)为研究目标,进行湿地碳埋藏量的统计和估算。

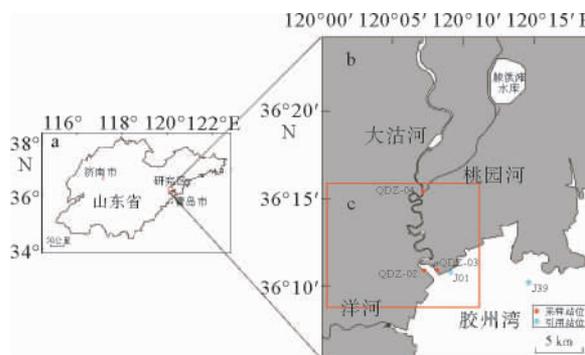


图1 研究区位置与取样站位

Fig. 1 Location map of research area and coring positions

2 研究材料与方法

2.1 样品采集

本文所分析研究的3根短柱状样,于2011年10月使用内径70 mm、长1 m的简易活塞取样装置在青岛胶州湾大沽河口湿地取得的(图1,表1)。

采集的柱状样在现场密封运回实验室,剖开岩心后对其岩性、沉积构造等进行详细描述,以2 cm间隔逐层各取3个子样;其中子样1采用直径2 cm、高2 cm的环刀采集,用于密度测定、有机碳/氮(TC、TOC、TN)分析;子样2、3用于沉积物粒度、²¹⁰Pb和¹³⁷Cs测年。

表 1 岩心概况和代表性湿地环境

Table 1 Core information and representative wetland environment

柱状样编号	地理坐标	柱状样长度/cm	取样点环境特征	代表性湿地环境	分析项目
QDZ-02	120°07'13.8"E, 36°11'02.1"N	76	潮滩,黏土质粉砂,生长少量 赤碱蓬	滩涂湿地环境	粒度、TC、TOC、TN
QDZ-03	120°08'08.5"E, 36°10'48.4"N	78	潮滩,黏土质粉砂沉积,生长 小块草甸	滩涂湿地环境	粒度、TC、TOC、TN
QDZ-04	120°07'09.9"E, 36°15'46.5"N	80	湿地,砂质粉砂沉积,生长茂 密芦苇丛,季节性被水覆盖	陆域沼泽湿地	粒度、TC、TOC、 TN、 ²¹⁰ Pb、 ¹³⁷ Cs 测年

2.2 粒度分析

取样品 0.5~1 g 依次加 H₂O₂、10% HCl,去除有机质和生物钙,待反应完全后用蒸馏水洗至中性,超声震荡 2 min 使之充分分散,利用 mastersizer2000 型激光粒度仪(粒径范围 0.02~2 000 μm)进行粒度分析,重复测量误差<1%。粒级标准采用成尤登—温德华氏等比 Φ 值粒级标准,粒度参数采用 Folk & Ward 粒度参数公式计算。实验在中国地质大学(北京)海洋学院实验室完成。

2.3 有机碳/氮分析

环刀采集后样品在(60±2)℃烘箱中烘干至衡重后,称量干样重并计算样品密度,密度(g/cm³)=干样重(g)/湿样体积(cm³)。

烘干后样品研磨至 200 目以下,取 0.2 g 左右样品放入 50 mL 离心管中并加入 15 mL 的 1N HCl,盖紧盖子水浴震荡搅拌 3 h 后室温静置 18 h,反复多次加入去离子水清洗、离心、倾倒上清液至 pH 呈中性,低温烘干样品后再次研磨备用。将原样和经 1N HCl 处理后样品分别用百万分之一天秤称取约 10 mg 样品用锡箔包好,用德国 Elementar 公司的 Vario Cube CN 系列有机元素分析仪测定 TC、TN、TOC 含量。该实验在同济大学海洋地质国家重点实验室完成,仪器分析误差<0.1%。

2.4 测年

本次选择²¹⁰Pb、¹³⁷Cs 测年方法对沉积物年龄进行测定。试样低温烘干后,研磨成粉末,装入标准的测量器具内,压实并准确称量样品的质量,封装 20 d 后,放入密闭的铅室利用 γ-谱仪(型号

BE3830,美国 CANBERRA 公司生产,误差±10%~±15%)测量样品中²¹⁰Pb、²²⁶Ra 和 ¹³⁷Cs 核素的比活度,过剩²¹⁰Pb 放射性比活度(²¹⁰Pb_{ex})是根据样品中总的²¹⁰Pb 放射性比活度减去²²⁶Ra 的放射性比活度来获得的,并以样品中黏土粒级组分的含量来对²¹⁰Pb_{ex}进行粒度校正,以消除粒度对²¹⁰Pb_{ex}的影响。实验在青岛海洋地质研究所实验检测中心完成。

3 结果与讨论

3.1 岩心特征和沉积环境分析

根据岩性特征及粒度分析结果,划分 3 根岩心的沉积层位,各层位基本粒度参数如表 2 所示,岩心整体相关参数变化特征如图 2 所示。

岩心 QDZ-02 由下至上大致可分为 3 段:下段 42~76 cm 为黑灰—灰黑色黏土质粉砂,夹不规则粉砂质薄层、透镜体;中段 32~42 cm 为黏土质粉砂,颜色由黑灰过渡到黄灰色;上段 0~32 cm 为黄色黏土质粉砂,在 7 cm 处可见一宽约 1 cm 的灰黑色炭质薄层。粒度向上有变粗趋势,但总体变化范围不大。代表性沉积物粒度频率分布曲线表现为双峰、分选较差(图 3A),反映了沉积环境同时受河流和海洋 2 种动力共同作用影响,且沉积动力有变强趋势。

岩心 QDZ-03 由下至上可细分为 5 段:下段 40~78 cm 为黑灰色黏土质粉砂,混杂粉砂—细砂质斑点,夹透镜体;28~40 cm 为黄灰—灰黄色黏土质粉砂,含少量黑色炭斑、棕色锈斑;14~28 cm 为棕灰色黏土质粉砂,混杂黑色炭斑,局部夹有粉细砂;4~14 cm 为黑色黏土质粉砂,有机含

表2 岩心沉积物组分及粒度参数

Table 2 Grain size composition and parameters of the core sediments

岩心编号	层位 /cm	沉积物组分/%			粒度参数			
		砂(>63 μm)	粉砂(4~63 μm)	黏土(<4 μm)	平均粒径(Mz/Φ)	分选系数(σ)	偏态(Sk)	峰度(Kg)
QDZ-02	0~32	14.87	63.94	21.19	6.15	2.02	0.09	0.80
	32~42	8.94	63.81	27.25	6.68	1.96	-0.08	0.89
	42~76	11.56	65.38	23.06	6.41	1.95	-0.05	0.82
	平均值	12.6	64.57	22.83	6.34	1.98	0.01	0.82
QDZ-03	0~4	2.31	59.87	37.82	7.54	1.49	-0.02	1.12
	4~14	11.59	56.53	31.88	6.88	2.06	-0.19	1.08
	14~28	9.55	59.93	30.52	6.82	1.99	-0.15	0.95
	28~40	11.53	60.29	28.18	6.62	2.06	-0.12	0.86
	40~78	16.57	58.96	24.47	6.28	2.24	-0.08	1.00
平均值	12.98	59.08	27.9	6.59	2.03	-0.07	0.89	
QDZ-04	0~8	26.09	59.74	14.17	5.5	2.14	0.11	0.90
	8~50	25.89	57.22	16.89	5.59	2.18	0.18	0.91
	50~80	13.79	65.12	21.09	6.21	2.00	0.08	0.90
	平均值	21.37	60.44	21.3	5.82	2.11	0.14	0.91

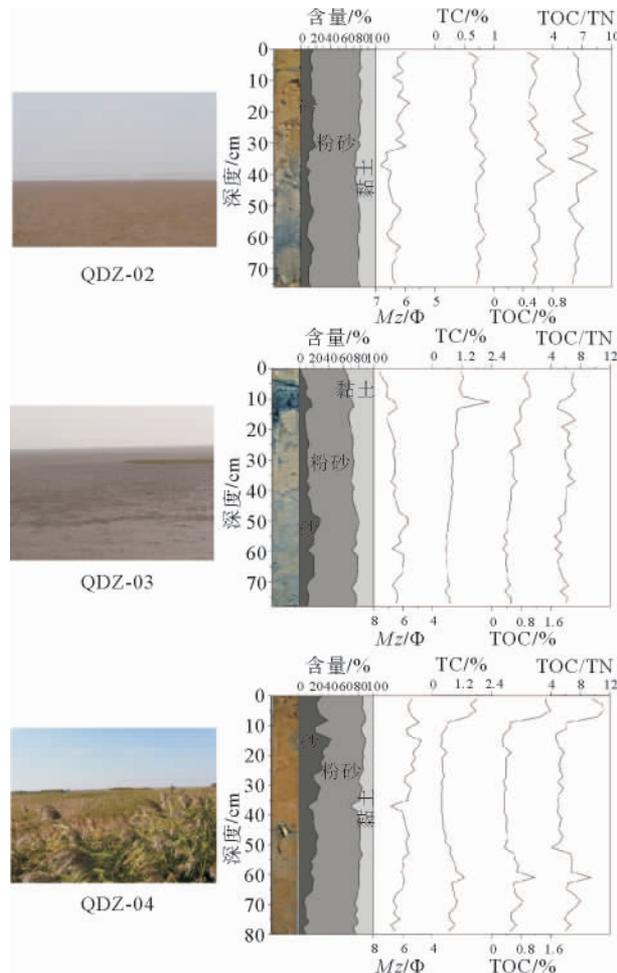


图2 岩心特征和粒度、地球化学测试分析结果综合曲线

Fig. 2 Vertical distribution of lithology, mean grain size and TC, TOC, TOC/TN figures

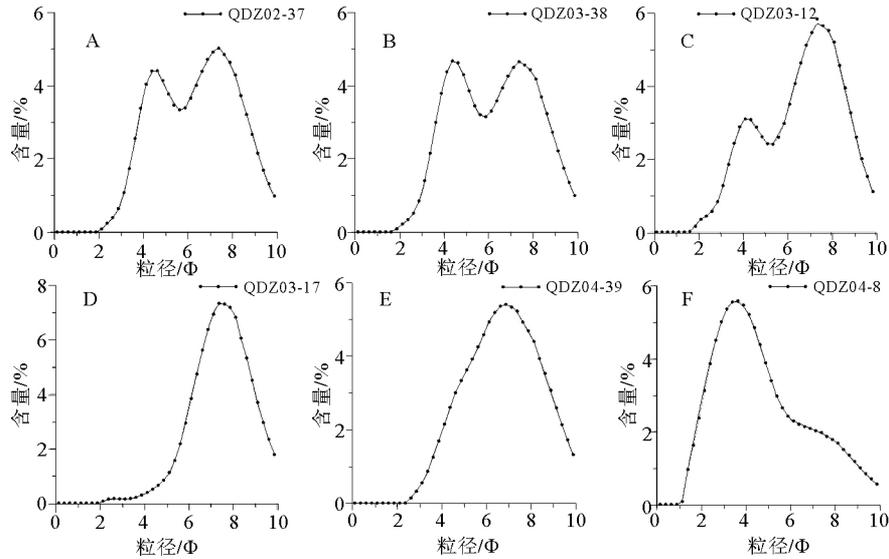


图 3 各岩心代表性沉积物粒度频率分布曲线

Fig. 3 Frequency curves of grain size for selected layers of the core

量高;表层 4 cm 为棕灰色黏土质粉砂。总体上平均粒径由 6.28Φ 逐渐增加到 7.54Φ,颗粒变细。沉积物粒度频率分布曲线下部(42~78 cm)表现为双峰,细颗粒物稍高于粗颗粒物,分选较差(图 3B),向中部(10~42 cm)过渡为以细颗粒物为主的双峰分布,分选差(图 3C),表层 10 cm 表现为单峰正态分布,粒度变细(图 3D)。反映了沉积过程中沉积动力趋于稳定,推测可能由于河口位置的偏移,河流动力影响减弱,以潮流沉积作用为主导。

岩心 QDZ-04 由下至上可大致分为 3 段:下段 50~80 cm 为暗黄—黄灰色黏土质粉砂,夹有大量棕色锈斑及黏土—粉砂薄层;中段 8~50 cm 为暗黄色砂质粉砂,夹有泥砾、泥质薄层,在 16 cm、45 cm 处见有芦苇根,周围有黑斑;上段 8 cm 为黄灰色砂质粉砂,夹棕色锈斑、黑色炭斑。平均粒径总体向上呈逐渐变粗趋势,沉积物粒度频率分布曲线表现为下部(66~80 cm)单峰、分选较差(图 3E),上部(0~66 cm)为单峰粗尾、分选差(图 3F)。该岩心沉积环境主要为河漫滩或沼泽湿地,向上河流水动力条件增强,大部分时间暴露在空气之中。

3.2 沉积速率

按 2 cm 间隔采取了 QDZ-04 岩心近 40 个样

品进行了²¹⁰Pb、¹³⁷Cs 测年,用沉积物的黏土粒级百分含量对²¹⁰Pb 测试结果进行了粒度校正,校正后的²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 活性在垂向上的分布如图 4 所示。

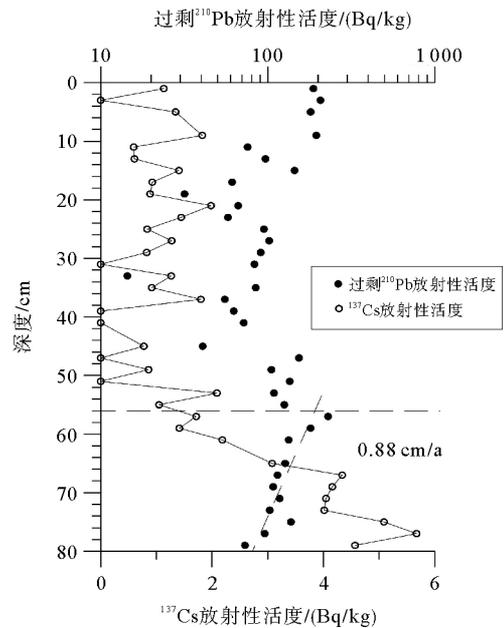


图 4 DQZ-04 岩心的²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 放射性活性分布

Fig. 4 Distribution of ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs radionuclides in core DQZ-04

岩心上部 59 cm 沉积物中¹³⁷Cs 含量在 2 Bq/kg 以下波动,没有明显规律,下部分别在 67 cm、77 cm 处出现峰值(4.34 Bq/kg、5.67 Bq/kg)

kg)。刘广山^[15]对胶州湾地区多个岩心的放射性核素的测试结果和文献报道综合分析后认为,岩心中¹³⁷Cs大都以1963年峰值作为起点,1963年之前岩心中的¹³⁷Cs含量只是扩散结果,而且很快含量降到探测不到。根据临近地区岩心¹³⁷Cs放射性核素分布特征,推测在77 cm和67 cm处出现的峰值分别对应于1963年和1975年的核爆事件,则1963年以来研究区沉积速率为1.65 cm/a,1975年以来沉积速率为1.81 cm/a。

岩心上部55 cm沉积物中²¹⁰Pb含量为14.4~206.9 Bq/kg,无明显衰减规律,下部56~80 cm沉积物中的²¹⁰Pb含量随深度增加,近似呈指数衰减,采用CIC(constant initial concentration)沉积模式^[16]计算得沉积速率为0.88 cm/a($R^2 = 0.72$)。²¹⁰Pb放射性活度的垂直分布受到水动力条件、生物活动、物质来源和历史沉积事件的制约,会包含一些沉积环境的信息^[17],该岩心²¹⁰Pb放射性活度垂直分布与王福博士论文中提到的事件影响型相符^[18],结合岩心的岩性分布特征推断在56 cm沉积层以下,沉积后未受明显扰动,²¹⁰Pb放射性活度呈衰减规律,并且受到沉积后压实作用的影响,计算的平均沉积速率低于根据¹³⁷Cs计算的平均速率。而在56 cm以上的沉积层受现代河流和湿地沉积动力影响,且生物扰动明显,为混合层,不利于²¹⁰Pb放射性活度分析,沉积后压实作用较弱,沉积速率相对较高。

边淑华等^[19]在大沽河口获取的钻孔J01(36°13'30"N,120°10'00"E,位置见图1),根据²¹⁰Pb方法测定的平均沉积速率为0.89 cm/a。汪亚平等^[20,21]对胶州湾北部海域同属于大沽河输沙影响范围的J39孔(36°09.342'N,120°14.158'E,位置见图1)岩心²¹⁰Pb测试计算得到沉积速率值为0.743 cm/a和0.768 cm/a,两结果基本一致。虽然本次QDZ-04岩心²¹⁰Pb/¹³⁷Cs两种方法所得结果有些出入,但考虑到近百年时间尺度的沉积环境变化的理想研究方法是²¹⁰Pb法^[17],与J01和J39分析结果对比后,本文中沉积速率按²¹⁰Pb法得出的0.88 cm/a计算。

3.3 TC和TOC含量

各柱状样按2 cm间隔取样,分别进行密度、TC、TN、TOC的分析测试,根据以上依据岩性划

分的地层层段进行数据统计(表2,图2)。

总体上,3个站位的沉积物TC和TOC含量差别不大,QDZ-02、QDZ-03和QDZ-04的全岩心TC含量平均值分别为0.71%、0.84%和0.72%,TOC含量平均值分别为0.57%、0.60%和0.60%,反映研究区整体物源和沉积环境的一致性。

岩心QDZ-02垂向上TC和TOC含量变化不是很明显,3个层段的TC、TOC平均值变化范围分别为0.65%~0.81%和0.54%~0.69%,反映沉积过程中沉积动力及物质来源均处于相对稳定状态,这与沉积物岩性和粒度分析的结果一致。

岩心QDZ-03 TC和TOC含量由下至上呈增加趋势,TC和TOC分别由底部的0.63%和0.43%向上增加为1.34%和0.92%。粒度分析结果反映细颗粒物百分含量向上增加,TOC与粒径相关系数 $R^2 = 0.58$,反映了细颗粒物对TOC具有较好的吸附作用。在10~12 cm处TC出现峰值,但TOC峰值不明显,推测与该沉积层混入的贝壳碎片有关。整个岩心TC、TOC向上增加的趋势反映沉积区动力环境趋于稳定、沉积速率有所降低,与岩性和粒度反映的河流作用减弱的趋势是一致的。

岩心QDZ-04 TC和TOC含量变化与岩性地层变化一致,呈现底部和表层高而中段较低的分布特征,TC和TOC的变化范围分别为0.44%~1.63%和0.39%~1.47%。表层TC和TOC最高,反映了表层的高生产力;底层次之,与还原保存环境有关;中层最低,可能是相对高的沉积速率导致TOC含量降低。

3.4 有机碳物源讨论

有机质TOC/TN这一指标被广泛用来区分海洋中有机质的不同来源,一般认为海洋生物有机质TOC/TN比值为5~7^[22],陆源高等有机质TOC/TN比值大于15^[23]。但是,总氮(TN)包括总有机氮(TON)和总无机氮(TIN)两部分,TON基本上是与TOC来源相一致,而TIN主要来自于细颗粒物(如黏土矿物)对水体中 NH_4^+ 的吸附^[24,25],这些含氮化合物的来源与有机质来源不同,主要与含氮无机肥料有关^[25]。因此,在使用TOC/TN这一指标之前需考虑TIN的影响^[6,26],

通过 TOC 与 TN 相关性回归分析,若 TOC 和 TN 之间呈很好的正相关关系,且不通过坐标中心时,则认为样品中 TIN 含量一定,约等于回归线在 Y 轴上的截距值^[25,27]。据此,对 TOC/TN 这一指标进行修正,在分母中减去 TIN 含量,即 $[C/N]^t = TOC/TON$,其中 $TON = TN - TIN$,这样能够更加准确判别 TOC 来源。

对 3 个岩心 TOC 与 TN 分别进行相关性回归分析(图 5),岩心 QDZ-02 相关系数不高,表明 TIN 含量不稳定,可能是沉积过程受到海洋和河流交互影响,物质来源比例不稳定,导致 TIN 含量波动,

无法进行有效估计。岩心 QDZ-03 与 QDZ-04 回归分析结果显示 TOC 与 TN 有很好的正相关关系, R^2 值分别为 0.847 9 和 0.934 5,则 TIN 含量为固定值,分别为 0.024% 和 0.05%,经过 TIN 校正后的 TOC/TN 比值见表 3。岩心 QDZ-03 的校正 TOC/TN 比值为 7.31~8.79,平均值为 8.18,有机质来源为混合源,以海洋有机质为主,并受陆源物质供应的响应。岩心 QDZ-04 的校正 TOC/TN 比值为 14.27~18.63,平均值为 16.75,主要为陆源有机质。空间上符合有机质向海陆源输入减少,海洋来源相对增加的趋势。

表 3 各柱状岩心地球化学分析测试结果(BD、TC、TOC 和 TOC/TN)

Table 3 BD, TC, TOC and TOC/TN figures of the cores

岩心编号	层位/cm	密度(BD)/(g/cm ³)	总碳(TC)/%	总碳(TC)/(kg/m ³)	总有机碳(TOC)/%	总有机碳(TOC)/(kg/m ³)	TOC/TN 校正前	TOC/TN 校正后
QDZ-02	0~32	1.53	0.65	9.99	0.54	8.31	6.67	—
	32~42	1.37	0.81	11.16	0.69	9.47	7.14	—
	42~76	1.44	0.74	10.64	0.56	8.04	6.32	—
	平均值	1.47	0.71	10.40	0.57	8.33	6.57	—
QDZ-03	0~4	1.10	1.2	13.25	0.92	10.11	7.02	8.64
	4~14	1.00	1.34	13.56	0.92	9.26	6.16	7.31
	14~28	1.06	0.94	9.91	0.69	7.21	6.38	8.28
	28~40	1.40	0.79	11.12	0.59	8.2	6.41	8.79
	40~78	1.61	0.63	10.07	0.43	6.87	5.54	8.13
平均值	1.37	0.84	10.86	0.60	7.56	6.01	8.18	
QDZ-04	0~8	1.37	1.63	22.28	1.47	20.19	10.58	16.63
	8~50	1.73	0.44	7.63	0.39	6.72	5.35	18.63
	50~80	1.64	0.86	14.01	0.66	10.72	6.74	14.27
	平均值	1.66	0.72	11.59	0.60	9.64	6.42	16.75

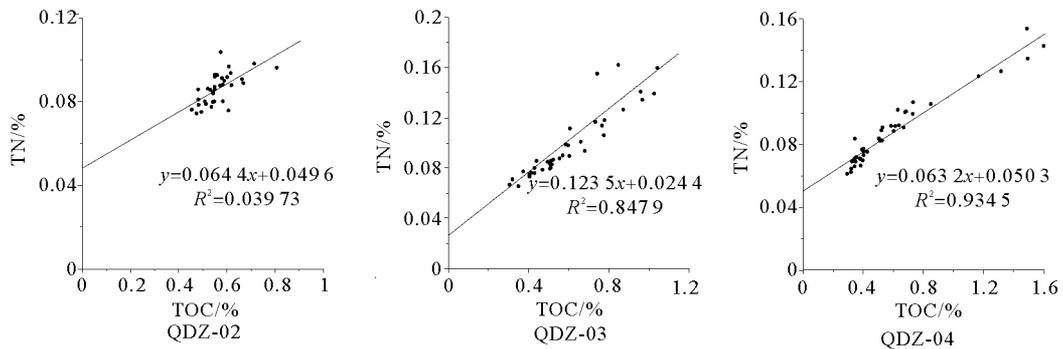


图 5 各岩心有机碳与总氮相关关系(TOC/TN)

Fig. 5 Correlation between TOC and TN of the cores

尽管指标经过校正,但考虑到受河流控制影响的区域,该比值仍偏低,结合相关文献分析^[6,28]认为,除了 TIN 影响外,河口附近地区沉积物的二次分选,人类活动及微生物作用的影响都有可能使 TOC/TN 指标偏低,所以在该区域应用 TOC/TN 这一指标区分有机质来源只供参考。

3.5 大沽河口湿地碳埋藏量估算

沉积物中的碳随着河口湿地的沉积过程在沉积物中被埋藏,逐渐脱离表层的生物地球化学作用,在沉积地层中被稳定下来,成为地质碳汇的一部分。河口区是河流入海物质的重要沉积区,是主要的地质碳汇区,在全球的碳循环中发挥着重要的作用。对滨海湿地的地质固碳能力的估算有助于了解湿地在全球碳循环和气候变化中的作用。这里通过 3 个柱状岩心沉积物中的 TC、TOC 含量以及平均沉积速率,估算湿地的地质埋藏能力。

QDZ-02 和 QDZ-03 柱状样代表了大沽河湿地的现代潮滩湿地沉积环境,QDZ-04 柱状样代表了现代陆相芦苇湿地环境。以 0.88 cm/a 作为代表性沉积速率,则现代潮滩环境 TC 沉积通量为 93.5 gC/m²/a, TOC 沉积通量为 69.9 gC/m²/a;现代陆相湿地环境 TC 沉积通量为 102.0 gC/m²/a, TOC 沉积通量为 84.8 gC/m²/a。该研究结果与全球其他河口及陆架区的研究结果具有一定可比性。本研究区位于河口地区,河流入海沉积物堆积速率快,湿地中生物生产力高,沉积 TOC 通量值远高于陆架区 TOC 沉积通量的平均值(4.15 gC/m²/a)^[5],以及渤海(13.5 gC/m²/a)^[6]和东海陆架的计算值(14.7 gC/m²/a)^[7],但低于黄河口附近海域 TOC 沉积通量(最大值 300 gC/m²/a)^[6],这是由于黄河的输沙量和沉积速率要明显大于研究区。

大沽河口滨海湿地总面积约 143 km²,近年来受强烈的人类开发活动的影响,湿地面积逐渐减小,并呈明显的人工化、破碎化,很大范围被水库、盐田、虾池、道路、村镇和耕地所占用。本文仅就保存较好的自然湿地进行碳埋藏能力的统计。马妍妍^[13]利用遥感数据解释了大沽河口湿地土地利用方式,统计结果表明生态环境保存较好的沼泽区和滩涂区自然湿地面积仅约 31 km²,其中

滩涂和浅海湿地面积为 24.98 km²,沼泽草地等湿地面积为 6.12 km²。根据以上 3 个柱状岩心分别代表的湿地环境和碳沉积通量,估算大沽河口潮滩湿地年 TC 埋藏量为 2.34 GgC,年 TOC 埋藏量为 1.75 GgC。陆域沼泽湿地年 TC 埋藏量为 0.62 GgC/a,年 TOC 埋藏量为 0.52 GgC。31 km²的自然湿地年 TC 埋藏总量为 2.96 Gg, TOC 埋藏总量为 2.27 Gg。

研究区全新世主要以滨浅海沉积的胶州湾组为主,该层厚度为 3~10 m^[12],本文以 6 m 作为大沽河口地区全新世以来的平均沉积厚度,估算大沽河口湿地沉积物 TC 埋藏总量为 65.7 GgC/km², TOC 埋藏总量约为 51.1 GgC/km²。该结果要低于日本中部矢作三角洲沉积平原地区全新世以来碳埋藏量(282 GgC/km²),结果出现较大差异的原因是由于大沽河口地区全新世以来沉积地层厚度明显低于矢作三角洲(约 30 m)沉积地层厚度^[10]。但从 TC 的沉积通量看,由于矢作三角洲沉积层中沙层较厚,TC 沉积通量的平均值 24.6 gC/m²/a,远低于本研究区的 93.5~102 gC/m²/a。值得注意的是本文所获得的柱状岩心的长度不足 1 m,仅代表近现代的沉积环境和地层,研究区缺少更为可靠的深钻孔样品和分析结果,随着研究区调查和研究资料的丰富,对湿地碳埋藏能力的估算将更趋于精确。

4 结论

通过对大沽河口滨海湿地典型生态区的 3 个柱状岩心的系统分析,研究和估算了滨海湿地的地质碳埋藏能力,得出以下结论:

(1)3 个柱状岩心代表的潮滩和沼泽湿地环境,沉积物中 TC 和 TOC 的含量差别不明显,平均值分别为 0.71%~0.84%和 0.57%~0.60%,反映研究区相对稳定的沉积物来源。根据²¹⁰Pb 测年结果,计算得出大沽河口地区近百年来平均沉积速率为 0.88 cm/a。

(2)大沽河口现代潮滩湿地环境 TC 沉积通量为 93.5 gC/m²/a, TOC 沉积通量为 69.9 gC/m²/a;现代沼泽湿地环境 TC 沉积通量为 102.0 gC/m²/a, TOC 沉积通量为 84.8 gC/m²/a。

(3)根据遥感资料解译大沽河口湿地近 143

km² 范围中自然湿地面积仅约 31 km², 现代自然湿地环境中 TC 埋藏量为 2.96 GgC/a, TOC 埋藏量为 2.27 GgC/a。

(4) 大沽河口湿地全新世以来平均地层厚度约 6 m, TC 埋藏量为 65.7 GgC/km²、TOC 埋藏量约为 51.1 GgC/km²。

参考文献:

- [1] IPCC. 政府间气候变化专门委员会第四次评估报告第一、第二和第三工作组的报告[R]. 日内瓦:IPCC, 2007:104.
- [2] Sabine C L, Feely R A, Gruber N, et al. The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂[J]. *Science*, 2004, 305(5682):367-371.
- [3] 戴民汉, 翟惟东, 鲁中明, 等. 中国区域碳循环研究进展与展望[J]. *地球科学进展*, 2004, 19(1):120-130.
- [4] Hedges J I, Keil R G. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis[J]. *Marine Chemistry*, 1995, 49:81-115.
- [5] Berner R A. Burial of organic carbon and pyrite in the modern ocean: Its geochemical and environmental significance[J]. *American Journal of Science*, 1982, 282:451-473.
- [6] 胡利民. 大河控制性影响下的陆架海沉积有机质的“源—汇”作用——以渤、黄海为例[D]. 青岛:中国海洋大学, 2010.
- [7] Deng B, Zhang J, Wu Y. Recent sediment accumulation and carbon burial in the East China Sea[J]. *Global Biogeochem Cycles*, 200, 20(3):GB3014.
- [8] Gordon E S, Goni M A, Roberts Q N, et al. Organic matter distribution and accumulation on the inner Louisiana shelf west of the Atchafalaya River[J]. *Continental Shelf Research*, 2001, 21(16-17):1691-1721.
- [9] Aller R C, Blair N E, Xia Q, et al. Remineralization rates, recycling, and storage of carbon in Amazon shelf sediments[J]. *Continental Shelf Research*, 1996, 16(5-6):753-786.
- [10] Fujimoto K, Kawase K, Ishizuka S, et al. Sediment and carbon storages in the Yahagi River Delta during the Holocene, central Japan[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2009, 28:1472-1480.
- [11] 李孟颖. 全球气候变化背景下湿地系统的碳汇作用研究——以天津为例[J]. *中国园林*, 2010:27-30.
- [12] 贾永刚, 谭长伟, 刘红军, 等. 青岛城市工程地质[M]. 青岛:海洋大学出版社, 1995:1-183.
- [13] 马妍妍, 李广雪, 史经昊, 等. 胶州湾大沽河口湿地现状的遥感分析[J]. *中国海洋大学学报*, 2006, 36(增刊):179-184.
- [14] 张绪良, 夏东兴. 海岸湿地退化对胶州湾渔业和生物多样性保护的影响[J]. *海洋技术*, 2004, 23(2):68-70.
- [15] 刘广山, 李冬梅, 易勇, 等. 胶州湾沉积物的放射性核素含量分布与沉积速率[J]. *地球学报*, 2008, 29(6):769-777.
- [16] 万国江. 现代沉积的²¹⁰Pb 计年[J]. *第四纪研究*, 1997, 8(3):230-239.
- [17] 李凤业, 高抒, 贾建军, 等. 黄、渤海泥质沉积区现代沉积速率[J]. *海洋与湖沼*, 2002, 33(4):364-369.
- [18] 王福. 渤海湾海岸带²¹⁰Pb、¹³⁷Cs 示踪与测年研究:现代沉积及环境意义[D]. 北京:中国地质科学院, 2009.
- [19] 边淑华. 胶州湾环境演变与冲淤变化[D]. 青岛:中国海洋大学, 1999.
- [20] 汪亚平, 高抒. 胶州湾沉积速率:多种分析方法的对比[J]. *第四纪研究*, 2007, 27(5):787-796.
- [21] 李凤业, 宋金明, 李学刚, 等. 胶州湾现代沉积速率和沉积通量研究[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2003, 23(4):29-33.
- [22] Redfield A C, Ketchum B H, Richards F A. The influence of organisms on the composition of sea water[C]// Hill M N, *The sea*. New York:Wiley, 1963:26-77.
- [23] Meyers P A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes[J]. *Organic Geochemistry*, 1997, 27:213-250.
- [24] Miller P J. Ratio in Pacific deep-sea sediments; Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1977, 41(6):765-776.
- [25] Datta D K, Gupta L P, Subramanian V. Distribution of C, N and P in the sediments of the Ganges-Brahmaputra-Meghna river system in the Bengal basin[J]. *Organic Geochemistry*, 1999, 30:75-82.
- [26] Hu J F, Sun X S, Peng P A, et al. Spatial and temporal variation of organic carbon in the northern South China Sea revealed by sedimentary records[J]. *Quaternary International*, 2009, 206:46-51.
- [27] Goni M A, Cathey M W, Kim Y H, et al. Fluxes and sources of suspended organic matter in an estuarine turbidity maximum region during low discharge conditions[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2005, 63(4):683-700.
- [28] Ramaswamy V, Gaye B, Shirodkar P V, et al. Distribution and sources of organic carbon, nitrogen and their isotopic signatures in sediments from the Ayeyarwady (Irrawaddy) continental shelf, northern Andaman Sea[J]. *Marine Chemistry*, 2008, 111:137-150.

CARBON STORAGE CAPACITY IN THE DAGUHE WETLAND, JIAOZHOU BAY OF QINGDAO

HOU Xuejing^{1,2,3}, YIN Ping^{2,3}, DING Xuan¹, ZHANG Yong^{2,3}, BI Shipu^{2,3}

(1 School of Oceanography, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2 Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao 266071, China;

3 Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resources and Environmental Geology,

Ministry of Land and Resources, Qingdao 266071, China)

Abstract: Estuarine wetland with high sedimentation rate is an important component of the coastal zone, where a great amount of organic matters are buried together with river sediments. The research of carbon storage capacity will help understand the role of the estuarine wetland in the global carbon cycle and climate changes. This paper takes the Daguhe estuarine wetland, which is located at Jiaozhou Bay, Qingdao, as an example. Three cores have been collected from the tidal flat and river bank marsh and sampled at a 2 cm interval. 117 samples are analyzed and tested in the laboratory for bulk density (BD), grain size, total carbon (TC), total nitrogen (TN) and total organic carbon (TOC), carbon storage capacity are calculated with mass TC/TOC ratio and sedimentation rate which was calculated with ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs dating data from one of the three cores. The results show that TC burial flux at the river bank marsh is 102 gC/m²/a, and TOC burial flux is 84.8 gC/m²/a, whereas the TC and TOC burial flux of the tidal flat are 93.5 gC/m²/a and 69.9 gC/m²/a respectively. The area of the present natural wetland in Daguhe estuary is calculated from satellite images. It is estimated that in the 31 km² well preserved natural wetland, the average annual TC storage is 2.96 GgC, and TOC storage 2.27 GgC. Holocene sedimentary thickness in the Daguhe estuary delta varies from 3 m to 10 m. Take the average thickness of 6m into account, the total amount of carbon sequestration during the Holocene in the Daguhe wetlands was 66 GgC/km² of TC and 51 gC/m²/a of TOC. These figures are comparable to the carbon storage capacity of the offshore Bohai Sea and Yellow Sea, as well as other estuarine deltas around the world.

Key words: coastal wetland; carbon storage; Daguhe Estuary