

黄河三角洲进积与滨海湿地地质环境演替模式

顾效源^{1,2,3,4)}, 鲁青原⁵⁾, 叶思源^{2,3,4)}, 赵广明^{2,3,4)}, 丁喜桂^{2,3,4)}, 袁红明^{2,3,4)},
杨士雄^{2,3,4)}, 何磊^{2,3,4)}, 王锦^{2,3,4)}

- 1) 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 山东青岛, 266580;
- 2) 中国地质调查局滨海湿地生物地质重点实验室, 山东青岛, 266071;
- 3) 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室, 山东青岛, 266071;
- 4) 青岛海洋地质研究所, 山东青岛, 266071;
- 5) 中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京, 100083

内容提要: 本文通过对黄河三角洲5个钻孔岩芯的沉积学观测、微古分析、¹⁴C测年,同时结合历史记录及遥感资料,分析了本区末次冰后期以来的沉积序列,重建了近10ka以来古环境演变过程,分析了古环境演化对滨海湿地演替的控制作用。本文着重讨论了黄河三角洲进积与湿地形成演替规律,总结了从水生系统、浅海湿地系统、潮滩湿地直至上三角洲平原湿地向陆地生态系统的演替模式。同时通过对现代黄河三角洲与老黄河三角洲演化模式进行对比,提出气候变化、人类活动会加速和改变湿地地质环境演替进程和方向的一般规律。笔者等还进一步提出,由于人类活动的影响,1855年之后湿地演替速率明显加快,约达8~33倍。古环境的重建与滨海湿地响应机制研究可更清楚地理解湿地如何对未来环境变化进行响应,包括海平面上升,从而为滨海湿地保护与管理实践活动提供科学导向。

关键词: 湿地演替; 三角洲进积; 滨海湿地; 黄河三角洲

经典的生态演化的观点是将湿地视为在水生演化发展过程中瞬时的阶段。末次冰后期以来,随着海平面的不断上升,滨海湿地不断向内陆方向演替,渤海湾早全新世伴随海平面上升形成以芦苇群落为主的基底泥炭向陆发展,反映了海平面上升过程中滨海湿地向内陆发展的过程(Liu Jian et al., 2009; Xu Qinmian et al., 2015)。上述过程一直持续到7000 a BP海平面上升到最高的位置时停止,随后开始三角洲进积过程。在伴随着三角洲进积过程中,湿地地质环境演替方向与海平面上升时的相反,也即由河口深处前三三角洲、三角洲前缘的海洋水生系统,演变为河口沙坝、下三角洲平原的滨海湿地生态系统,最后形成上三角洲平原的陆地生态系统。滨海盐沼的长期稳定取决于沉积物供给量和沉积空间的竞争结果:一方面是沉积物供给量大于沉积空间,则沼泽地的加积使盐沼向上和向海方向发展;另

一方面是海平面上升和沼泽地表面的沉降使沉积空间大于沉积物供给,滨海盐沼向陆发展。上述两个过程是自动调节的。在过去的十几年中,人们对湿地生态、水文演替方面的研究主要集中在菌群动态变化(Dini-andreot et al., 2014)和湿地土壤植被(Ren Guohua et al., 2013)、生物(Mitsch et al., 2014; Yu Lili et al., 2015)的演替上,分析湿地水文条件(Lucas et al., 2014)、地貌过程、环境气候因素(Wang Zhen et al., 2011)以及一系列人类活动(Bi Xiaoli et al., 2014; Hu Yanxia et al., 2015)等对湿地生态系统演替的影响。但是滨海湿地仍然存在很多地质学方面的问题没有解决,如三角洲进积过程中滨海湿地从前三角洲水生系统到上三角洲平原陆地系统的演化进程还不清楚,特别是人类活动对湿地演化进程与方向的影响还没有报道。

有关河口三角洲滨海湿地地质环境演替模式的

注:本文为大地调项目(编号:1212010611402),国土资源部公益性行业基金(编号:201111023),海洋地质保障工程项目(编号:GZH201200503),国家自然科学基金青年基金(编号:41406082),山东省自然科学基金青年基金(编号:ZR2014DQ010)资助项目的成果。

收稿日期:2015-10-14;改回日期:2016-03-05;责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2016.03.011

作者简介:顾效源,男,1989年生。硕士。海洋地质学专业。Email:ggspeed@126.com。通讯作者:叶思源,女,1963年生。研究员。主要从事海洋地质、地球化学研究。Email:siyuanye@hotmail.com。

研究涉及到两个关键问题:其一是沉积环境识别,成国栋等(1997)根据河控三角洲传统的沉积环境划分,结合黄河三角洲河口侧部黏土质粉砂特别发育的特点,重新划分了现代黄河三角洲沉积环境(成国栋和薛春汀,1997),本文采用此方法对5个钻孔进行沉积环境分析。其二是沉积年代的确定,对于老黄河三角洲可利用现代 AMS¹⁴C 测试技术。但现代黄河三角洲只有约 160a 的历史,因此不能用 AMS¹⁴C 测年。再者,由于黄河三角洲分流河道改动频繁,沉积与侵蚀交替运行,多有沉积间断,沉积年代不连续,同样无法满足²¹⁰Pb测年法使用条件。但是黄河分流河道摆动有清楚的历史记录(图1),特别是1934年以来的记录尤其详细,三角洲沉积物空间分布有明显的规律可循。为此,成国栋和薛春汀

(1997)提出应用历史地理学和沉积地质学综合分析确定年代的科学方法。

本文利用2007年中国地质调查局“黄河三角洲滨海湿地综合地质调查与评价”项目在黄河三角洲实施的5浅钻的沉积学观测,基于陆架沉积的三角洲进积演化过程,将全新世地层进行了沉积环境单元划分,同时结合黄河改道的历史记录,运用历史地理学和沉积地质学综合分析的方法对不同沉积环境单元进行了精确的年代划分,对其它层位也进行了年代推测。在此基础上结合目前发表的钻孔和遥感研究成果,计算了三角洲从水生系统到陆地生态系统各阶段的演化时间,从而建立了黄河三角洲滨海湿地水生地质演化模式。

1 材料与方法

1.1 样品获取

2007年中国地质调查局“黄河三角洲滨海湿地综合地质调查与评价”项目在调查区展开并进行浅钻施工,采取了5个钻孔岩芯,取样位置与古河道位置关系如图1所示。钻机型号为XY-100,为了可以进行较长的单回次取芯,选择了长度为100m的钻机。此外,本研究同时引用文献上的钻孔资料。ZK228和ZK113位置接近1855年海岸线(图3),揭示了黄河三角洲公元11~1099年的沉积层序(薛春汀等,2008)。

1.2 年代确定

1.2.1 沉积学方法

根据分流河道变迁图、不同年代的地形图和海区水深图,可判断沉积环

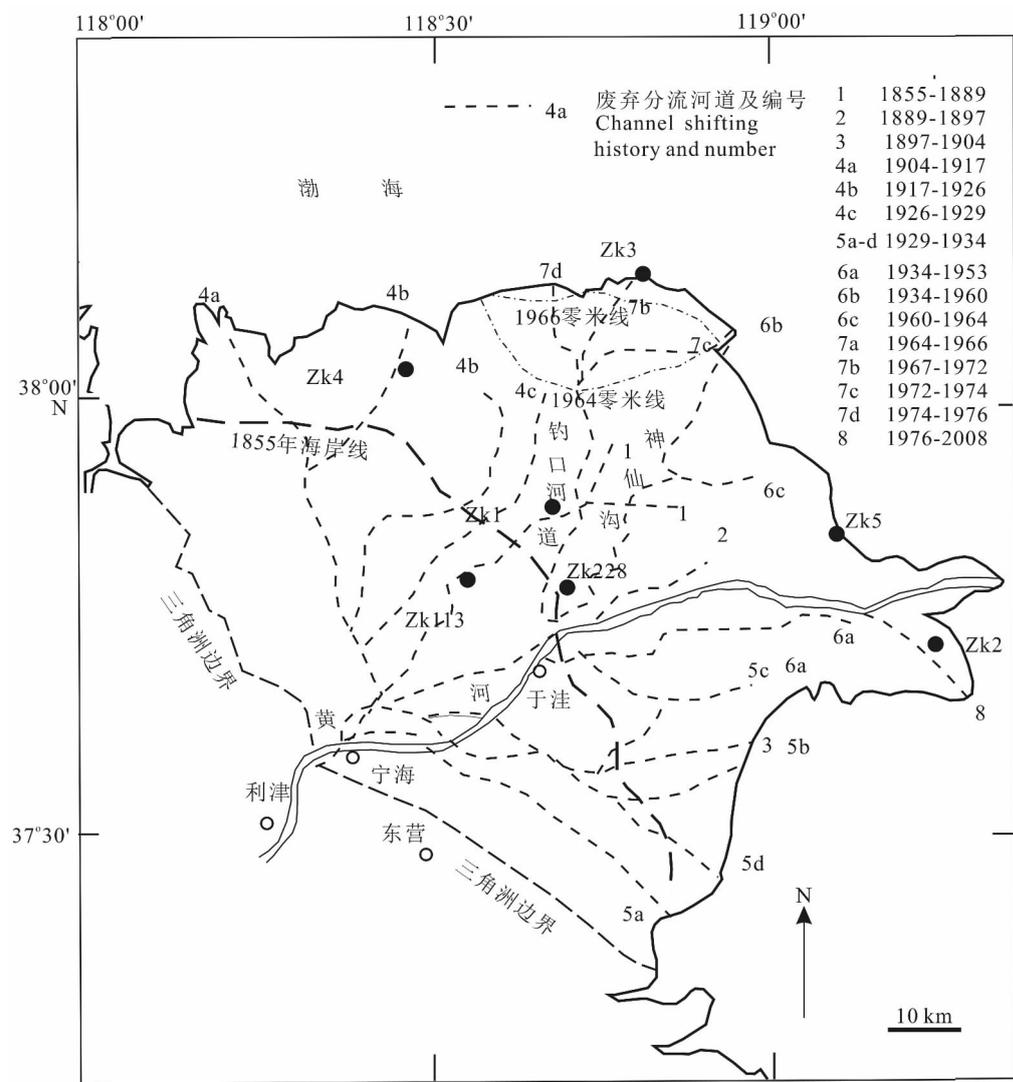


图1 黄河三角洲钻孔分布及分流河道历史变迁(分流河道变迁据庞家珍和司书亨,1979)

Fig. 1 Location map showing the coring site and the channel shifting history of modern Yellow River (Channel shifting history from Pang Jiazhen, Si Shuheng, 1979#)

境,追踪物质来源,判断沉积物是从哪一个分流河道输送来的,该分流河道的活动年代就是该层沉积物的年代。分流河道改道后,新河口沉积物位于老河口的侧部或两个老河口之间,年轻的三角洲前缘粉砂覆盖在老三角洲侧缘黏土质粉砂之上,年轻的三角洲侧缘黏土质粉砂覆盖在老三角洲前缘粉砂之上,这是在黄河三角洲常见的沉积层序,根据历史上河口的位置及海区水深图可以准确的确定沉积年代。高程是沉积环境和年代判定的另一个非常重要的因素(薛春汀等,2009)。

1.2.2 测年方法

在能获取贝壳和有孔虫的地层中,采用现代AMS¹⁴C测年技术。本研究共测得AMS¹⁴C测年数据19个。AMS¹⁴C年代测试工作在北京大学完成。采用质量光谱加速器(AMS)进行测年工作,对软体动物和腹足类动物的放射性年龄进行了树轮校正,所用曲线为IntCal04,校正软件为OxCal v3.10,所用¹⁴C半衰期为5568a,BP为距今(1950年)的年代(表1)。AMS系统测量的 $\delta^{13}\text{C}$ 用于对¹⁴C年代数据进行校准,一般AMS系统测量的 $\delta^{13}\text{C}$ 精度与常规质谱相比较低且与常规质谱结果存在系统偏差。

1.2.3 模式时间

对于测年数据和历史记录均缺乏的目标地层单元的时间确定,我们采用模式时间概念,即利用相邻

的或目标地层单元内部某一已知的沉积速率来计算目标地层单元沉积时间。

1.3 微体古生物分析

微体古生物分析由国土资源部海洋地质实验检测中心完成。鉴定仪器为奥林巴斯SZX7型体视显微镜,分析样品为20g干样,使用0.063mm孔径的刚筛,使用常规方法对样品分析、鉴定。

1.4 地理信息系统(GIS)空间数据分析与岸线信息提取

选取不同时相的Landsat遥感数据,提取岸线信息,得到1855、1934、1976和2008年的岸线资料(赵广明等,2013),利用目前已发表文献(陈建等,2011)得到2008年湿地景观分布数据(东部湿地),最后利用地理信息系统(GIS)空间数据分析功能,利用投影变换统一比例尺,将岸线数据与湿地景观分布数据图形叠置,以此进行三角洲进积与湿地演化进程研究与定量计算。特别地,由于高潮线所处的水动力环境已是低能环境且受人类活动影响较大,不足以反映海岸自然侵蚀或淤积的动态变化,故本文研究海岸线变化时选取平均低潮线作为分析基线。

1.5 终点速率

为研究近期湿地演替进程,本文采用了终点速率的概念,即研究期间海岸线不同垂直断面上最古

表1 ¹⁴C测年数据

Table 1 List of ¹⁴C ages

样品原编号	Lab 编号	深度(m)	样品	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C年代(a BP)	校正后年代(a BP)		
						低值	峰值	中值
ZK1F20	BA08981	17.81	贝壳	6.07	2050 ± 35	1703	1869	1787
ZK1F21	BA08982	19.08	贝壳	5.12	2400 ± 45	2128	2304	2208
ZK1F22	BA08983	19.75	贝壳	-3.75	8045 ± 40	8573	8800	8701
ZK1F23	BA08984	21.60	贝壳	4.56	6150 ± 35	6664	6835	6753
ZK1F24	BA08985	21.70	贝壳	-1.95	7535 ± 40	8034	8213	8140
ZK2C14F-504	BA081462	20.20	贝壳		1685 ± 30	1293	1437	1376
ZK2C14F-505	BA081463	21.50	扁玉螺		2765 ± 35	2580	2758	2673
ZK2C14F-507	BA081464	22.13	露齿螺		6100 ± 35	6611	6781	6694
ZK3C14F-7	BA081465	18.96	贝壳		1109 ± 30	729	873	798
ZK3C14F-11	BA081468	19.76	扁玉螺		1606 ± 35	1238	1368	1301
ZK3C14F-13	BA081470	20.94	贝壳		1413 ± 40	1038	1207	1112
ZK3C14F-18	BA081471	22.60	贝壳		8675 ± 35	9420	9534	9482
F404	BA08986	11.88	贝壳	4.69	765 ± 35	465	567	521
F406	BA08988	14.33	贝壳	0.47	1190 ± 30	791	936	872
F407	BA08989	15.73	贝壳	1.45	2065 ± 35	1715	1883	1805
F408	BA08990	17.46	贝壳	2.35	2915 ± 35	2748	2901	2836
F408	BA08991	17.46	贝壳	-0.12	2930 ± 35	2759	2919	2815
F409	BA08992	18.94	贝壳	5.28	6380 ± 35	6956	7135	7036
ZK5C14F-2	BA081472	16.25	瓣毛蚶		520 ± 30	256	401	315

老和最新的海岸线之间的断面距离除以时间所得的变化速率。相应地,此断面距离称之为终点距离,其相应时间为终点时间。

2 结果与讨论

通过对5个钻孔岩芯的年代划分及沉积环境分析,编制了5个钻孔的沉积层序图(图2)。在此基础上,对末次冰期以来海平面上升过程中滨海湿地演替过程进行了讨论,重塑了全新世以来伴随着三角洲进积过程的湿地地质环境演替模式。

2.1 末次冰期以来区内湿地演替对海平面上升的响应

2.1.1 末次冰期河岸湿地与泛滥平原湿地

从5个钻孔揭示的地层可以观察到,除ZK1、5外,ZK2、3、4均揭露了末次冰期或早全新世时形成的陆相沉积。其高程范围为 $-17.94\text{m} \sim -29.23\text{m}$,厚度为 $3 \sim 9\text{m}$ 不等。该沉积层的特征要点为:浅黄色粉砂—细砂,含水量较大,可见大量生物扰动构造,虫孔及大量钙质结核,并分布有大量锈斑,偶见淡水螺(海侵前陆相沉积物中常见的物质)(如ZK2、4)及黑色有机质(如ZK3、4)。于ZK4还发现有细砂透镜体,可见灰黑色致密粉砂质粘土夹层,极干。且上述揭露的地层均未发现有孔虫分布。据3.1.2计算的该层上覆的潮坪沉积时间,估算该层为距今(1950年)约 $8724 \sim 9411\text{a}$ 之前形成河流沉积或陆相泛滥平原沉积(图2)。推测这一时期可形成广泛的河岸湿地或泛滥平原湿地景观,如在ZK4的陆相沉积层中就观察到陆相的沼泽泥炭及古土壤层。

2.1.2 全新世海侵过程中形成的滨海湿地

本研究5个钻孔均发现末次冰期以来海平面上升过程中形成的潮坪沉积,分布的高程分别为 $-16.67\text{m} \sim -19.67\text{m}$ (ZK1)、 $-19\text{m} \sim -20.07\text{m}$ (ZK2)、 $-21.79\text{m} \sim -26.42\text{m}$ (ZK3)、 $-16.78\text{m} \sim -17.94\text{m}$ (ZK4)和 $-19.51\text{m} \sim -23.31\text{m}$ (ZK5)。该沉积层岩性呈深灰色粘土质粉砂,见生物扰动构造、贝壳碎片,偶见钙质结核,并夹少量粉砂透镜体。由ZK5鉴定的有孔虫种数均随深度向上增加,优势种为 *Ammonia becarri* var.、*Elphidium magellanicum*、*Protelphidium turberculatum* 及 *Quinqueloculina akneriana rotunda*, 广盐性种 *Ammonia becarri* var.、*Elphidium magellanicum*、*Protelphidium turberculatum* 随深度向上增加,也能在淡化水域生存的有孔虫种 *Quinqueloculina akneriana rotunda* 则随深度向上减

少。说明海侵作用增强,湿地生态环境的变化应为从滨海湿地至潮坪。特别是在ZK3、4、5本沉积层底部均观察到有黑色有机质,即海侵时间形成的沼泽沉积层,指示该沉积层属于海侵过程中形成的潮坪沉积。对于该层沉积物形成的年限,我们尝试用以下方法进行推算。J. Paul Liu(2004)指出海平面上升具有阶段性,并给出了本文研究区海平面变化曲线(J. Paul Liu, et al. 2004)。从中我们看到距今21000a到现在海平面基本在不断上升,上升速率也相对比较均匀,距今20000a海平面大约在 -125m 左右,到距今7000a左右,海平面上升到 0m 的位置。此数据跟我们通过收集分析南海南部Sunda陆架的钻孔资料(Hanebuth et al., 2011),重建21000 a BP到现在海平面的变化历史得到的数据一致。由此作者估算海平面上升的平均速率为 $12500\text{cm}/13000\text{a} = 0.96\text{cm}/\text{a}$ 。另外,ZK228河流沉积与上层潮坪沉积的界限(高程 -17.77m)处样品经校正后的 ^{14}C 测年为8835a BP(薛春汀等,2008),据此数据计算ZK1潮坪沉积层形成的底界时间为 $(1967\text{cm} - 1777\text{cm})/0.96\text{cm}/\text{a} + 8835\text{a} = 9033\text{ a BP}$,其相应的顶界时间为: $8835\text{a} - (1777\text{cm} - 1667\text{cm})/0.96\text{cm}/\text{a} = 8720\text{a BP}$ 。同理计算其它4个钻孔海侵时潮坪沉积时间分别为: $9075 \sim 8963\text{a BP}$ (ZK2)、 $9736 \sim 9254\text{a BP}$ (ZK3)、 $8853 \sim 8732\text{a BP}$ (ZK4)、 $9412 \sim 9016\text{a BP}$ (ZK5)。从上述的计算中不难推测于9736a BP时,海平面已上升到该研究区,开始形成了历史时期的滨海湿地景观,ZK3、4、5在该层底部分布的泥炭层,指示海平面上升的历史过程中同时发生了滨海湿地的演替过程,且随着海平面的不断上升,当时滨海湿地也不断向内陆退缩,潮坪沉积不断地让位于陆架沉积,直至7000 a BP海平面上升到最高值,此过程停止,开始了高位体系域的水下三角洲—上三角洲平原沉积,同时也发生了滨海湿地地质环境演替过程(图3)。

2.2 全新世三角洲进积与滨海湿地地质环境演替过程

国际上对湿地的定义为低潮时水深不超过6m的永久水域,因此将全新世滨海湿地演化的第一阶段划分为水深超过6m的远端沙坝与前三角洲,本文称之为水生系统,其形成为滨海湿地演化提供了空间;将水深低于6m的三角洲前(侧)缘的河口砂坝定义为滨海湿地演化第二阶段,即浅海湿地阶段,此时进入了滨海湿地生物地质演替初期;下三角洲平原(潮坪)定义为第三阶段,此时进入潮滩湿地的

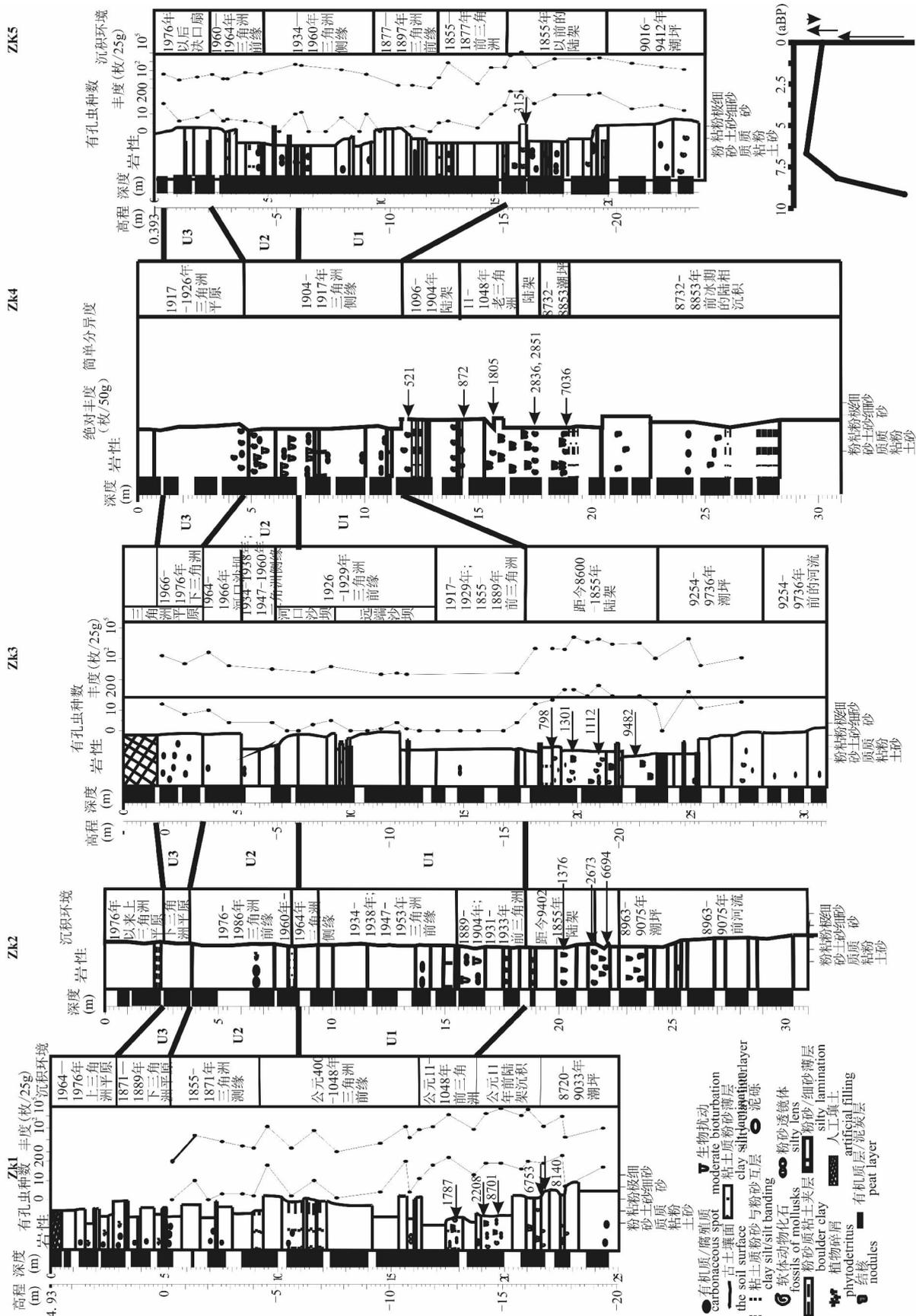


图2 黄河三角洲5个钻孔全新世沉积序列与演化模式划分 Fig. 2 Holocene depositional environment and succession pattern classification of 5 boreholes in the Yellow River Delta

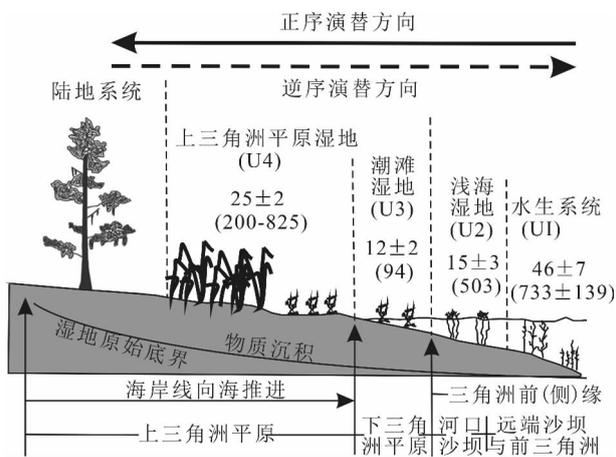


图 3 黄河三角洲滨海湿地地质环境演替
 Fig. 3 Geo-environmental succession of coastal wetlands in the Yellow River Delta
 (上面的数字表示现代黄河三角洲各生态系统演替时间间隔, 括号中的数字则代表老黄河三角洲演替时间)

演化期;上三角洲平原到陆地系统,即分布于高潮线以上部分的上三角洲泛滥平原为第四阶段,此时进入有植被覆盖的湿地演化过程,具有典型的湿地水文、生物以及生物地球化学条件。我们结合钻孔沉积序列,利用此方法对钻孔地质演化模式进行划分(图 2)。

2.2.1 水生系统沉积演化 (U1)

在海平面上升过程中,由于抬高了沉积基准面,在漫长的陆架沉积层之上,加积了三角洲进积的沉积。根据上述湿地分类原则,我们把前三角洲沉积开始至低潮线时水深大于 6m 的单元定义为水生系统 (U1),也即是我们定义这个沉积单元底界为前三角洲沉积与陆架沉积的分界线。

该沉积单元底部的前三角洲沉积以土黄色、黄褐色粘土质粉砂为主,粘土含量较高,其平均粒径较相邻的沉积层细,土质均匀、致密夹少量灰色粉砂,

见大量粉砂透镜体、生物扰动构造及贝壳碎片;偶见完整螺化石(可能是红带织纹螺);该层显示出环境的较大变化,有孔虫数量较上述陆架沉积层少, *Quinqueloculina akneriana rotunda* (Gerke) 是主要优势种之一,其数量占 20% 左右,该种是现代黄河水下三角洲、前三角洲和三角洲侧缘表层沉积物中最主要的种。

该沉积层上部还包括三角洲前缘、三角洲侧缘以及远端沙坝沉积,沉积物以灰黄色黏土质粉砂为主,分布有黄褐色黏土质粉砂与粉砂互层,黏土含量低,偶见灰色粉砂团;主要有孔虫种为 *Ammonia becarri* vars、*Ammonia koeboeensis*、*Elphidium asiaticum* 和 *Quinqueloculina akneriana rotunda*, 其中更能适应微咸水环境的 *Ammonia becarri* var 丰度向上增加。该层位较下层前三角洲沉积相粒度变粗,但比上部河口沙坝细。

水下三角洲为滨海湿地的形成准备了空间。该沉积单元年代是根据 ZK1 在该层 17.81m 处取贝壳碎片做¹⁴C 测年分析,获得校正后的年龄,为 1787 a BP。以及通过历史记录分析,获得的其它钻孔相应层位的沉积年代。利用已知时间跨度的沉积层厚计算该段 (U1) 的沉积速率变化范围为 16 ~ 34cm/a, 再根据 U1 层的厚度反演该沉积单元的时间跨度,计算发现于 1855 年后形成的现代黄河三角洲 U1 阶段经历的时间分别为 29a(ZK2)、50a(ZK3) 和 59a (ZK5), 其相应的沉积厚度也列于表 2。然而,由 ZK4 揭露的信息显示,该段前三角洲沉积缺失,从该孔揭示的演替时间存在极大的不确定性,因此,在下面的湿地地质环境演替时间统计中未包含这个沉积时间。

此外,ZK1 揭露的水生系统沉积阶段包括公元 11 ~ 400 年的前三角洲沉积和 400 ~ 906 年的三角洲前缘沉积,相当于老三角洲的沉积物,亦即是当时

表 2 各沉积单元沉积厚度及其演化时间

Table 2 Thickness and evolutionary time of each sedimentation unit

钻孔编号		ZK1	ZK2	ZK3	ZK4	ZK5	ZK228	均值	ZK1	ZK228	ZK113	均值
沉积时间		基于 1855 年后的沉积记录						基于 1855 年前的沉积记录				
U1	H(m)		9.91	8.32		9.21		9.15	7.82	10.02	4.17	7.34
	T(a)		29	50		59		46 ± 7	895	911	393	733 ± 139
U2	H(m)	4.53	4.77	5.58	2.39	4.04		16.78			5.33	5.33
	T(a)	24	12	20	4	13		15 ± 3			503	503
U3	H(m)	3.52	1.18	2.03	4.73		1.2	2.53			1	1
	T(a)	18	7	10	9		16	12 ± 2			94	94

在纯天然条件下进行演化,加之前三角洲和水上三角洲远端沙坝沉积速率较慢,因此,该层沉积的时间间隔为 895a(表 2)。而 ZK228 水生系统阶段沉积层深度从 -21.32m 到 -11.3m。通过公元 11 ~ 1099 年沉积层深度由 -21.32m 至 -9.34m,可得此阶段平均沉积速率为 $(21.32\text{m} - 9.34\text{m}) * 100 / (1099 - 11) \text{a} = 1.1\text{cm/a}$ 。因此沉积层深度由 -21.32m 至 -11.3m,其演化所需时间间隔为 $(21.32\text{m} - 11.3\text{m}) * 100 / 1.1\text{cm/a} = 911 \text{a}$ 。类似地,通过沉积层深度从 -15.5m 到 -4m 经历的时间为公元 11 ~ 1099 年获得的沉积速率为 1.06cm/a,可计算钻孔 ZK113 由水下前三角洲沉积至沉积层高程为 6m,其经历时间为 393a(表 2)。

2.2.2 浅海湿地沉积演化(U2)

根据上述湿地分类原则,低潮线时水深小于 6m 至上三角洲平原下界为浅海湿地系统(U2),因此浅海湿地通常分布于三角洲前缘部位,主要包括水下三角洲河口沙坝及部分远端沙坝。该沉积单元主要为土黄色粘土质粉砂、粉砂等,局部夹粉砂层和黑色有机质,在水下三角洲河口沙坝沉积物颗粒较粗,而沉积于侧缘部位的较细,有光滑蓝蛤和少量有孔虫分布。不同的钻孔具有不同的沉积特征,如 ZK4 孔则多生物潜穴,说明沉积通量低,应多贝壳等海洋生物。

本研究 5 个钻孔揭露的该单元均为 1855 年以来的现代黄河三角洲前缘或侧缘沉积,因此其沉积时间跨度相互可比较(表 2),浅海湿地演化时间最快的分布在 ZK4 位置,仅有 4a,而演化时间相对较长的为分布于七分场的 ZK1,为 24a。平均演化时间为 15 ± 3 。但由 ZK113 揭示的此段沉积单元形成于西汉末—北宋(公元 11 ~ 1099 年),当时的沉积演化速率比现代黄河三角洲的同名沉积单元低得多。其 U2 段孔深为 -11.33m 至 -6m,属老黄河三角洲前缘沉积,演化时间经计算为 503a。

需要特别指出的是,由 ZK228 计算的此段演化时间存在的不确定性有二。其一是,该段经历了漫长的沉积间断,即 1099 ~ 1855 年的改造层,其老三角洲沉积层序不连续;其二是该沉积单元跨越了老三角与现代黄河三角洲沉积,由此计算的时间不能完全代表老黄河三角洲的沉积演化过程。当然由第一方面的不确定性形成的误差是主要的。因此在下面湿地演替模式中 1855 年前形成的 U2 单元按 503a 计算。

2.2.3 下三角洲平原(潮滩)湿地沉积演化(U3)

根据上述湿地分类原则,将下三角洲平原定义为湿地演化第三阶段即潮滩湿地阶段,其高程位置通常在 2m 至 -3m。该层为灰褐色粉砂,有机质含量高,有黑色腐殖质层,多见土黄色、灰色粉砂,致密,见粉砂薄夹层、有植物根系发育及生物潜穴分布,应为三角洲的快速堆积阶段,有河流输入的有机质。该单元沉积物中未见有孔虫分布,说明沉积通量较大,不适宜生物生存。根据本层高程数据,推测是潮滩沉积(下三角洲平原沉积),亦即是潮坪湿地的形成,在中潮线以上可有低矮盐沼植物(如赤碱蓬)的分布。根据黄河在 ZK1、ZK3 和 ZK4 位置活动的时间记录分别为 1871 ~ 1889 年、1966 ~ 1976 年以及 1917 ~ 1926 年,计算其相应的沉积年代跨度为 18a、10a 和 9a,相应的沉积厚度为 3.52m、2.03m 和 4.73m(表 2)。此外,ZK2 记录的该层厚 3.76m,为 1986 ~ 2007 年(钻孔采取时间)形成的三角洲平原沉积。据《中国海岸带和海涂资源综合调查图集山东省第一分册》黄河口潮汐资料,其所在位置平均潮差约为 1.18m,因此本层进而可分成 2 段,即 -2.58m 至 -3.76m 为下三角洲平原,0 至 -2.58m 为上三角洲平原。可计算完成下三角洲平原沉积所需时间为 7a(表 2)。由 ZK228 揭示的该层形成于 1895 ~ 1911 年可知,该潮滩湿地演化时间间隔为 16a(表 2)。需要指出的是 ZK5 孔在此段沉积时正遇 1976 年人工改道清水沟(图 1),沉积记录不完整,固在该潮滩湿地演化时间的计算过程中未考虑。

ZK113 孔口高程 5.33m,潮滩湿地沉积分布于孔深 -6m 至 -5m,因此该潮滩湿地演化是从高程 -0.67m 至 0.33m 的下三角洲平原沉积,沉积厚度为 1m,沉积速率参照同孔 U1 单元,计算该段时间间隔为 94a(图 4)。因为该孔揭示的此沉积单元形成于公元 11 ~ 1099 年,属纯天然的演化过程,因此演化时间较据 1855 年后形成的同名沉积层演化时间长(表 2)。

2.2.4 上三角洲平原湿地沉积演化(U4)

本研究只有两个位于近陆的钻孔记录了上三角洲平原湿地地层,而分布于近海的其它钻孔无上三角洲平原沉积记录,即使有这部分记录,也很难从钻孔中区分上三角洲湿地沉积与陆地生态系统沉积界线,应另辟蹊径。

由于北部湿地处于长期的侵蚀下沉作用阶段,湿地演化正处于逆序演化过程,为此本文选取东部湿地进行上三角洲平原湿地演化的计算。为方便下

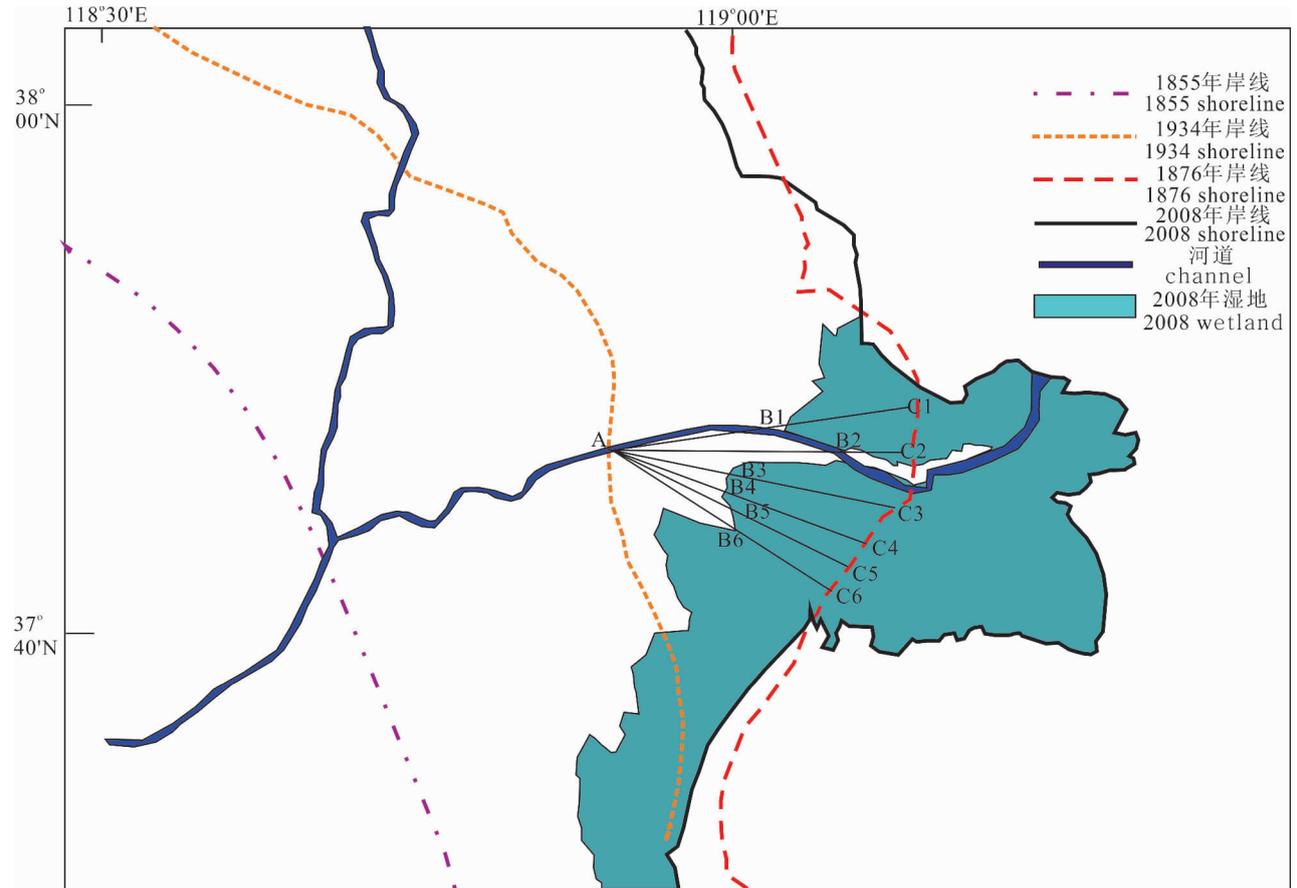


图 4 黄河三角洲滨海湿地及海岸线变迁(湿地范围据陈建等,2011)

Fig. 4 Coastal wetlands scope and shoreline changes of Modern Yellow River Delta

一步的终点速率计算,首先,标定河道与 1934 年岸线的交点 A 为演替顶点,由 A 点向 1976 年岸线辐射 AC₁、AC₂、AC₃、AC₄、AC₅、AC₆ 等 6 条线,它们与 2008 年湿地分布西界的交点分别为 B₁、B₂、B₃、B₄、B₅、B₆。1934 ~ 1976 年间终点距离 AC₁、AC₂、AC₃、AC₄、AC₅、AC₆ 可由图 3 读出,分别为 21.38km、21.04km、21.06km、19.40km、19.03km、18.58km(表 3),则可得东部湿地 1934 ~ 1976 年间终点速率,即 BC 段演替速率(表 3),由图 3 量取 BC 段距离(表 3),计算 BC 段演替时间(表 3),由此可得 BC 段平均演替时间为 20 ± 2a。由于东部湿地自 1976 年岸线演变至 2008 年共需 32a,因此由浅海湿地系统演化到陆地生态系统所需的时间共为 52 ± 2a,我们把这个时间减去由钻孔计算的浅海湿地与潮滩湿地形成演化时间 15 + 12 = 27a(表 2),可以得出上三角洲平原原有植被覆盖的湿地演化时间为 (52 ± 2)a - 27a = 25 ± 2a。

3.1 黄河三角洲进积与滨海湿地地质环境演替模式

图 3 的进积模式中的时间间隔代表着两个时期:其一是 1855 年后的进积时间,亦即是黄河于 1855 年由苏北改道至东营进入渤海,其河道局限于

表 3 上三角洲平原湿地(U4)演替时间

(基于东部湿地 1934 ~ 1976 年岸线计算)

Table 3 Evolutionary time of upper delta plain wetlands(U4) (based on the shoreline of the east wetlands in 1934 ~ 1976)

终点代号	演替速率 (km/a)	演替距离 (km)	演替时间 (a)	平均演替时间 (a)
B1C1	0.51	9.46	19	20 ± 2
B2C2	0.50	5.33	11	
B3C3	0.50	12.76	26	
B4C4	0.46	10.72	23	
B5C5	0.45	9.45	21	
B6C6	0.44	8.52	19	

3 讨论

现代黄河三角洲。滨海湿地从前三角洲水生系统演化到浅海湿地系统需大约 $46 \pm 7a$ (表 2), 而完成浅海湿地、潮滩湿地以及有植被覆盖的上三角平原湿地演替时间依次为 $15 \pm 3a$ 、 $12 \pm 2a$ 以及 $25 \pm 2a$ (表 2), 亦即是从现代黄河三角洲进积开始, 该区地质环境由水生系统、湿地生态系统至陆地生态系统的演替时间需要约 100a 的时间。其二是 1855 年前的进积模式, 历史时期的黄河摆动范围是在整个华北平原, 形成了三角洲的超级叶瓣 (薛春汀, 1994)。从图 3 可以看到, 根据 1855 年前计算的完成水生系统、浅海湿地系统以及潮坪湿地演替所需的时间有显著的增高, 依次为 $733 \pm 139 a$ 、 $503a$ 和 $94a$ (表 2)。因此, 这个时期湿地演替分别需要的时间是现代湿地演替的 8~33 倍。由此推测上三角洲原有植被覆盖的湿地在 1855 年前的演替时间很可能需要 200~825 a (图 3)。由此我们可以推测, 现在黄河的泥沙含量可能是历史时期的 8~33 倍。1855 年前后的黄河三角洲的沉积速率, 抑或是黄河的悬沙量的巨大差别并不难理解, 人类的砍伐活动, 加之土地利用类型的变化均显著地加剧了整个黄河流域的水土流失, 由此增加了河水的悬沙量和三角洲地区的垂向加积速率 (Ren Mei'e et al., 1994)。并且我们可以断言, 目前我们计算的这个值是保守的, 也就是说由于水土流失引起的河水悬沙量的增高不止 8~33 倍, 应该还要高。这是因为上游堤坝的建筑减少了滨海地区的沉积物输送, 甚至有时完全没有沉积物到达滨海地区 (Ren Mei'e et al., 1994), 使得我们估算的河水悬沙量或三角洲地区的加积速率增高倍数大打折扣。

3.2 沉积作用和滨海湿地的地质环境的演替

北温带盐沼滨海湿地形成于低能量的水位附近, 既可以在淤泥和粘土的基础上发展, 也可以在高有机质的基质中 (主要是源自湿地植物根系) 演化。大型河流三角洲滨海湿地的形成基础是流域中携带的沉积物。在一些巨大的三角洲如湄公河三角洲的河口区 (Woodroffe et al., 2006) 和本研究区, 由于三角洲进积作用, 在没有大规模开发利用的情况下, 其湿地分布一般为向海方向扩展。但是有些河口 (例如亚马逊河口) 并未形成进积三角洲, 但是沿岸流带来的淤泥可在东北河岸迅速形成湿地演化的地理环境 (Froidefond et al., 1988)。在中国黄河以北海岸带地区, 湿地演化的基质主要来自河流携带的泥沙, 很少发育有高位泥炭地的湿地。从图 3 可形象看到滨海湿地演化是伴随着流域泥沙的聚集, 其形

成的层序为从前三角洲、三角洲前缘、下三角洲平原直至上三角洲平原, 最后湿地土壤不断脱水, 地表增高, 向陆地生态系统过渡。

大量的近海泥沙还可以通过潮汐的平流向滨海湿地输入。但本研究区潮汐沉积作用仅出现在黄河三角洲的东南方向, 而北部一直处于侵蚀状态, 自 1976 年以来黄河改道清水沟, 北部湿地面积减少达 425.4km^2 之多 (杨伟, 2010), 因此北部湿地正处于逆序演化过程 (图 3)。

3.3 未来气候和海平面变化对滨海湿地演替的影响

根据 IPCC 预测的结果, 2100 年海平面将上升 $0.5 \sim 1.0\text{m}$ (IPCC 2013a)。在未来海平面迅速上升的情况下, 广泛的进积平原的泛滥将可能发生, 其潜在的危害可能是盐水通过扩大潮沟的网络入侵淡水湿地。尽管潮沟的扩展和海平面上升是否相关还存在很多争议 (Mulrennan et al., 1998), 但是通过潮沟的扩展来增加盐渍化已经在很多沿海湿地可观察到, 如在黄河三角洲北部湿地。

低洼平原, 比如在中国莱州湾区域、长三角海岸带地区, 在过去的几十年由于地下水的开采活动, 造成地面沉降和压实, 同样也造成了相对海平面的升高, 由此使很多滨海湿地植被淹水枯死, 失去了大面积的湿地生境。

4 结论

滨海湿地均分布于接近海平面的低地平原区, 所以过去的海平面变化会影响湿地的分布及面积。古环境的重建可以为这种响应机制提供研究依据, 也可更清楚地理解湿地如何对未来环境变化进行响应, 包括海平面上升。

此外, 本文还着重讨论了现代黄河三角洲和老黄河三角洲进积过程中滨海湿地地质环境演替的两种模式:

(1) 现代黄河三角洲滨海湿地从前三角洲水生系统演化到浅海湿地系统需要大约 $46 \pm 7a$, 而完成浅海湿地、潮滩湿地以及有植被覆盖的上三角平原湿地演替时间依次为 $15 \pm 3a$ 、 $12 \pm 2a$ 以及 $25 \pm 2a$, 亦即是从现代黄河三角洲进积开始, 该区地质环境由水生系统、湿地生态系统至陆地生态系统的演替时间需要约 100a 的时间;

(2) 1855 年前的老黄河三角洲河道摆动范围是在整个华北平原, 形成了三角洲的超级叶瓣, 根据 1855 年前形成的地层信息表明, 完成水生系统、浅

海湿地系统以及潮坪湿地演替所需的时间有显著的增高,依次为 733 ± 139 a、503a 和 94a。因此,这个时期湿地由前三三角洲开始的水生系统、浅海湿地、潮坪湿地(下三角洲湿地)生态系统的演替分别需要的时间是现代湿地演替的 8~33 倍。由此推测上三角洲平原原有植被覆盖的湿地在 1855 前的演替时间很可能需要 200~825 a。

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; the literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

陈建,王世岩,毛战坡. 2011. 1976~2008 年黄河三角洲湿地变化的遥感监测. 地理科学进展, 05:585~592.

成国栋,薛春汀. 1997. 黄河三角洲沉积地质学. 北京:地质出版社. 48~55.

庞家珍,司书亨. 1979. 黄河河口演变——I. 近代历史变迁. 海洋与湖沼, 10(2): 136~141.

薛春汀. 1994. 现代黄河三角洲叶瓣的划分和识别. 地理研究, 13(2):59~66.

薛春汀,李绍全,周永青. 2008. 西汉末—北宋黄河三角洲(公元 11~1099 年)的沉积记录. 沉积学报, 26(5):804~812.

薛春汀,叶思源,高茂生,丁喜桂. 2009. 现代黄河三角洲沉积物沉积年代的确定. 海洋学报, (31)1:117~124.

杨伟. 2010. 现代黄河三角洲滨海湿地时空演变分析. 导师:李占海. 华东师范大学硕士学位论文:1~100.

赵广明,叶青,薛春汀,马妍妍,叶思源. 2013. 现代黄河三角洲陆上表层沉积物类型与分区及岸线演变. 海洋地质与第四纪地质, 33(5):47~52.

Bi Xiaoli, Wen Xiaohu, Yi Huapeng, Wu Xiaoqing, Gao Meng. 2014. Succession in soil and vegetation caused by coastal embankment in southern Laizhou bay, China—Flourish or Degradation. Ocean and Coastal Management, 88: 1~7.

Chen Jian, Wang Shiyun, Mao Zhanpo. 2011&. Monitoring wetland changes in Yellow Delta by remote sensing during 1976~2008. Progress In Geography, 05:585~592.

Cheng Guodong, Xue Chunting. 1997 #. The Yellow River delta sedimentary geology. Beijing:Geology Publishing House. 48~55.

Dini-andreot F. 2014. Dynamics of bacterial community succession in a salt marsh chronosequence: evidences for temporal niche partitioning. The ISME Journal, 8(10): 1989~2001.

Froidefond J M, Pujol M, Andre X. 1988. Migration of mud banks and changing coastline in French Guiana. Marine Geology, 84: 19~30.

Hanebuth T J J, Voris H K, Yokoyama Y, Saito Y, Okuno J. 2011. Formation and fate of sedimentary depocentres on southeast Asia's Sunda shelf over the past sea-level cycle and biogeographic implications. Earth-Science Reviews, 104: 92~110.

Hu Yanxia, Huang Jinliang, Du Yun, Han Pengpeng, Wang Jiuling, Huang Wei. 2015. Monitoring wetland vegetation pattern response to water-level change resulting from the three gorges project in the two largest freshwater lakes of China. Ecological Engineering, 74: 274~285.

J. Paul Liu, John D. Milliman, Gao Shu, Cheng Peng. 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. Marine Geology, 209:45~67.

Liu Jian, Saito Y, Wang Hong, Zhou Liangyong, Yang Zigeng. 2009.

Stratigraphic development during the late Pleistocene and Holocene offshore of the Yellow River delta, Bohai Sea. Journal of Asian Earth Sciences, 36:318~331.

Lucas C M, Schongart J, Sheikh P, Wittmann F, McGrath M D G. 2014. Effects of land-use and hydroperiod on aboveground biomass and productivity of secondary amazonian floodplain forests. Forest Ecology and Management, 319: 116~127.

Mitsch W J, Zhang L, Waletzko E, Bernal B. 2014. Validation of the ecosystem services of created wetlands: two decades of plant succession, nutrient retention, and carbon sequestration in experimental riverine marshes. Ecological Engineering, 72: 11~24.

Mulrennan M E, Woodroffe C D. 1998. Saltwater intrusion into coastal plains of the Lower Mary River, northern territory, Australia. Environ. Manage, 54: 169~188.

Pang Jiazhen, Si Shuheng. 1979#. The estuary changes of Huanghe River I. changes in modern time. Oceanologia ET Limnologia Sinica, 10(2):136~141.

Ren Guohua, Deng Bin, Shang Zhanhuan, Hou Yuan, Long Ruijun. 2013. Plant communities and soil variations along a successional gradient in an alpine wetland on the Qinghai—Tibetan plateau. Ecological Engineering, 61: 110~116.

Ren Mei'e, Zhu Xiaomo. 1994. Anthropogenic influences on changes in the sediment load of the Yellow River, China, during the Holocene. The Holocene, 4(3):314~320.

Wang Zhen, Wang Yingcai, Hu Mingming, Li Yanhui, Liu Yongding, Shen Yinwu, Li Genbao, Wang Gaohong. 2011. Succession of the phytoplankton community in response to environmental factors in north Lake Erhai during 2009~2010. Fresenius Environmental Bulletin, 20(9): 2221~2231.

Woodroffe C D, Nicholls R J, Chen Z, Goodbred S L. 2006. Landscape variability and the response of Asia megadeltas to environmental change. in: harvey N. (Ed.), global change and integrated coastal management: the Asia—Pacific Region. Springer, London and New York, pp:277~314.

Xu Qinnian, Yang Jilong, Yuan Guibang, Chu Zhongxin, Zhang Zhenke. 2015. Stratigraphic sequence and episodes of the ancient Huanghe Delta along the southwestern Bohai Bay since the LGM. Marine Geology, 367:69~82.

Xue Chunting. 1994&. Division and recognition of modern Yellow River delta lobes. Geographical Research, 13(2):59~66.

Xue Chunting, Li Shaoquan, Zhou Yongqing. 2008&. Sedimentary record of Yellow River delta superlobe in 11~1099. Acta Sedimentologica Sinica, 26(5):804~812.

Xue Chunting, Ye Siyuan, Gao Maosheng, Ding Xigui. 2009&. Determination of depositional age in the Huanghe delta in China. Acta Oceanologica Sinica, 01:117~124.

Yang Wei. 2010#. Li Zhanhai. Space—time evolution analysis of coastal wetland in modern Yellow River delta. East China Normal University:1~100.

Yu Lili, Garcia A, Chivas A R, Tibby J, Kobayashi T, Haynes D. 2015. Ecological change in fragile floodplain wetland ecosystems, natural vs human influence: the macquarie marshes of eastern Australia. Aquatic Botany, 120: 39~50.

Zhao Guangming, Ye Qing, Xue Chunting, Ma Yanyan, Ye Siyuan. 2013&. Surface sediments, sedimentary subenvironments and shoreline evolution of modern Yellow River delta. Marine Geology&Quaternary Geology, 33(5):47~52.

Deltaic Progradation and Geo-environmental Succession of Coastal Wetlands in the Yellow River Delta

GU Xiaoyuan^{1,2,3,4)}, LU Qingyuan⁵⁾, YE Siyuan^{2,3,4)}, ZHAO Guangming^{2,3,4)}, DING Xigui^{2,3,4)},
YUAN Hongming^{2,3,4)}, YANG Shixiong^{2,3,4)}, HE Lei^{2,3,4)}, WANG Jin^{2,3,4)}

- 1) *School of Geosciences, China University of Petroleum, Qingdao, Shandong, 266580;*
2) *Key Laboratory of Coastal Wetland Biogeosciences, China Geologic Survey, Qingdao, Shandong, 266071;*
3) *Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resources and Environmental Geology, Ministry of Land and Resources, Qingdao, Shandong, 266071;*
4) *Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao, Shandong, 266071;*
5) *School of Water Resources and Environmental Sciences, China University of Geosciences, Beijing, 100083*

Objectives: The paleo – environmental reconstruction and study on responding mechanisms of the coastal wetlands can help further understand how the wetlands respond to the future environmental changes such as sea level rises, and thus we can have science – oriented approaches to coastal wetlands protections and management practice activities.

Methods: The authors study sedimentary sequences formed since the last postglacial in the Yellow River Delta area, reconstruct paleo-environmental evolutions since nearly 10000 years ago, and analyze controls of the evolutions upon the coastal wetlands successions, on the basis of sedimentary observations, microfossils and dating data from five cores drilled in the Delta area in 2007, together with historic records and remote sensing data.

Results: The emphases are put on the discussions upon the deltaic progradation and wetlands successions, and also on the summarization of changes in ecology from aquatic systems to shallow sea wetland, tidal flat wetland and upper delta plain wetland systems and to terrestrial ecosystems.

Conclusions: The method of comparisons between the modern and old Yellow River Deltas' situations is used to verify that climatic changes and human activities have accelerated and altered processes and directions of geo-environmental successions in the wetlands. The authors further put forward that the wetland successional rates became much faster after the year 1855 due to human activities, increasing by 8 ~ 33 fold compared with before.

Keywords: wetlands successions; deltaic progradation; coastal wetlands; Yellow River Delta.

Acknowledgements: This research was supported by the China Geological Survey (Grant No. 1212010611402), Ministry of Land Resources program: “Special foundation for scientific research on public causes” (Grant No. 201111023), Marine Safeguard Project (Grant No. GZH201200503), Young Scientists Fund of the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 41406082), the Natural Science Foundation of Shandong Province, China (Grant No. ZR2014DQ010)

First author: First author : GU Xiaoyuan, male, born in 1989, China University of Petroleum. Email: ggspeed@126.com.

Corresponding author: YE Siyuan, female, born in 1963, Qingdao Institute of Marine Geology. Email: siyuanye@hotmail.com.

Manuscript received on: 2015-10-14; Accepted on: 2015-03-05; Edited by: ZHANG Yuxu.

Doi: 10.16509/j.georeview.2016.03.011