

杨洋, 陈沈良, 徐丛亮. 黄河口滨海区冲淤演变与潮流不对称[J]. 海洋学报, 2021, 43(6): 13–25. doi:10.12284/hyxb2021094

Yang Yang, Chen Shenliang, Xu Congliang. Morphodynamics and tidal flow asymmetry of the Huanghe River Estuary[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(6): 13–25. doi:10.12284/hyxb2021094

黄河口滨海区冲淤演变与潮流不对称

杨洋¹, 陈沈良^{1*}, 徐丛亮²

(1. 华东师范大学河口海岸学国家重点实验室, 上海 200241; 2. 黄河河口海岸科学研究所, 山东 东营 257091)

摘要: 涨落潮不对称是河口滨海区流场的重要特征, 在泥沙输运和地貌演变过程中扮演着重要的角色。本文基于实测水深地形、沉积物粒度、水文泥沙观测等资料, 分析了黄河口滨海区的冲淤变化、泥沙输运和沉积物特征。同时, 本文利用 Delft 3D 模型模拟了黄河口滨海区的流场, 并计算了不同条件下涨落潮流速的不对称分布, 结合上述分析, 探讨了黄河口滨海区冲淤演变的动力机制。结果表明: 现行黄河口至莱州湾滨海区相间分布多个淤积和侵蚀中心; 黄河口滨海区存在显著的涨落潮流速不对称现象, 现行河口外为涨潮优势流分布区, 并呈舌状向南部莱州湾方向伸展, 而近岸和莱州湾则普遍为落潮主导; 黄河口滨海区的冲淤变化很大程度上受涨落潮流速不对称空间分布及涨落潮优势流转换所控制; 强北风作用增强和扩展涨潮优势, 促使莱州湾淤积和沉积物粗化。

关键词: 黄河口; 潮流不对称; 数值模拟; 泥沙输运; 冲淤变化

中图分类号: P737.17

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)06-0013-13

1 引言

在河口近岸浅水区域, 潮波传播受岸线地形、底床摩擦和径流等的影响而普遍存在变形, 导致浅水分潮的产生。浅水分潮与天文分潮相互作用或者与部分天文潮之间的相互作用会产生潮流不对称^[1], 另外余流以及余流和分潮的相互作用亦会影响潮流不对称^[2]。三角洲滨海区的流场成分包括潮流、径流、风生流、波浪破碎产生的沿岸流、密度流等, 其中, 潮流具有周期往复性质, 其他流在一定时间尺度内具有定常流性质, 形成余流。单纯潮汐作用下的潮流不对称的影响因素主要包括不规则的地形岸线和不均匀的底床摩擦, 而实际流场还包括余流对潮流不对称的影响。关于河口及近岸潮不对称的研究, Friedrichs 和 Aubrey^[3] 提出用 M_4 分潮与 M_2 分潮的振幅比来计算潮汐不对称的大小, 用两者的相位差来定义其方向。Nidziko^[4] 将统计学中的样本偏度计算引入潮汐不对

称的量化中, 并成功应用于加利福尼亚海岸的 3 个不同形态的河口。Song 等^[5] 扩展了该方法, 认为只有满足频率条件的分潮组合才会引起不对称。Gong 等^[6] 基于 Nidziko 的方法, 定量了潮汐不对称性、潮流历时不对称性以及潮流流速不对称性, 并研究了珠江三角洲黄茅海河口的这 3 种不对称性以及相互之间的关系。

涨落潮不对称现象是河口滨海区流场的重要特征, 是导致区域涨落潮输沙不对称的重要动力因素^[6], 流速和历时的差异使得涨落潮输沙能力不同, 从而产生潮周期净输沙^[7]。由于泥沙输运效率与流速的高次幂成正比, 因此即使较小的流速差异也会导致较大的泥沙输运差异。在河口滨海区, 除了余流影响泥沙的净输运, 涨落潮不对称也起到重要作用^[3-4], 泥沙的净输运又直接影响着区域的冲淤变化。因此, 开展涨落潮不对称的研究有助于深入了解泥沙输运特征, 深化对三角洲地貌演变机制的认识, 对于河口治理、滨海

收稿日期: 2020-06-06; 修订日期: 2020-08-22。

基金项目: 国家自然科学基金(U1706214); 国家重点研发计划课题(2017YFC0405503)。

作者简介: 杨洋(1994—), 男, 浙江省宁波市人, 主要从事河口海岸沉积动力研究。E-mail: 51173904009@stu.ecnu.edu.cn

* 通信作者: 陈沈良, 男, 教授, 主要从事河口海岸学研究。E-mail: slchen@sklec.ecnu.edu.cn

湿地保护以及海洋工程建设与维护等都有重要的意义。

黄河三角洲普遍存在“波浪掀沙,潮流输沙”模式^[8],且受区域气候条件的影响,黄河入海泥沙具有“夏储冬输”的显著特征:夏季入海泥沙在河口近岸区域沉积,在冬季较强水动力条件下,沉积物再悬浮并向外输运^[9]。黄河口滨海区流场主要受地形、风场、径流、水体密度和地转偏向力等因素的影响,其中,潮流受渤海潮波系统和地形相互作用的影响,风生流主要受当地风场的控制,径流则主要在入海口附近。近年来黄河入海径流锐减,而且自 2007 年,汛期黄河自然出汉向北入海后,径流对莱州湾海域的影响变得更小,因此研究区域主要受潮流和风生流的影响,两者对泥沙的输运和再分配起到重要的作用。

本文基于 Delft 3D 模型建立黄河口滨海区数值模型进行水动力模拟,获取可靠的流场数据,计算涨落潮流速不对称的空间分布,既考虑了单纯潮汐作用下的潮流不对称,也考虑了流场中包含了风生流和波生流后的潮流不对称,并结合沉积物粒度特征和趋势分析、悬沙输运等,综合分析涨落潮流速不对称对黄河口滨海区冲淤变化的影响。

2 研究区域

黄河是我国第二大河,历史上流路摆动、尾间出汉频繁,河口位置不断变迁。自 1855 年黄河回归渤海以来,共形成了多个三角洲叶瓣,其中最近形成的一个叶瓣体是从 1976 年发育至今的清水沟三角洲叶瓣。期间,口门亦发生多次变动,1996 年汛前因胜利油田开发油区需要在清 8 断面附近实施人工改汉,使得口门向北偏移;2007 年汛期在汉 3 断面以下 300 m 上下的位置自然出汉,主流向北入海;从 2008 年至今流路未发生显著摆动^[10]。

由于无潮点的存在使黄河三角洲海域潮汐特征较为复杂,潮流多为半日潮型往复流,潮汐涨落和潮流涨落之间存在时间差。由于 M₂ 分潮的潮流椭圆长轴近似平行于浅海等深线,故各区域潮流的往复流向基本平行于等深线走向^[11]。从黄河海港无潮点向两侧,潮型依次为正规全日潮-不正规全日潮-不正规半日潮,其中,现行黄河口海域的潮汐类型为不规则全日潮。无潮点两侧涨落潮具有摆动特征:一侧涨潮,则另一侧落潮。

渤海属于相对封闭的内海,外海的波浪不易传到黄河口滨海区,因而该海区的波浪以本地风生浪为主,波浪与风场具有高度的相关性,波浪随风场的变换具有明显的季节性特征。黄河三角洲海域波浪具

有风区短、波高且周期短的特点^[12]。

黄河三角洲是由入海泥沙快速堆积而成的,沉积物较为松散,在不断的落淤-再悬浮-输运-沉积的过程中发生筛选和再分配。受搬运和沉积过程的动力条件控制,沉积物的量和粒度分布在不同区域存在明显差异。

3 资料与方法

3.1 数据资料

本文使用的数据主要包括水深数据、沉积物粒度和水水泥沙定点观测数据。水深数据为 2007 年和 2015 年黄河三角洲滨海区水下地形 130 条断面实测数据,水深基准面均为黄海基准面。沉积物粒度数据来源于水深测量时同期获得的表层沉积物样品测试资料。水文泥沙观测资料来源于 2006 年 11 月(SA1、SA2 站)、2009 年 7 月(A1、A2 站)现行河口附近区域的同步观测(图 1)。

3.2 悬沙通量机制分解

悬沙通量机制分解在世界大河河口和海湾均有广泛应用^[13-16],包括黄河三角洲海域^[17]及莱州湾^[18]。

悬沙通量机制分解是将悬沙通量分解成多个动力项,以探究各个动力因子对悬沙输移贡献的大小。潮周期平均单宽悬沙输运通量计算公式为^[19]

$$F = \frac{1}{T} \int_0^T \int_0^h ucdzdt = h_0 \overline{u_0 c_0} + \langle h_0 \overline{u_0' c_0'} \rangle + \langle h_0 \overline{c_0' u_0'} \rangle + h_0 \langle \overline{u_0' c_0'} \rangle + \langle h_0 \overline{u_0' c_0'} \rangle + h_0 \overline{u_0' c_0'} + \langle h_0 \overline{u_0' c_0'} \rangle + \langle h_0 \overline{u_0' c_0'} \rangle + \langle h_0 \overline{u_0' c_0'} \rangle + \langle h_0 \overline{u_0' c_0'} \rangle \quad (1)$$

式中, h 表示水深; u 表示瞬时流速; c 表示瞬时含沙量; T 为潮周期; 上划线“—”表示垂向平均; “'”表示垂向偏差; 下脚 0 表示潮周期平均; 下脚 t 表示潮变化。其中, T_1 为欧拉余流输沙项; T_2 为潮汐与潮流相关项,即斯托克斯漂移输沙项; T_3 为潮位与含沙量的潮变化相关项; T_4 为潮流与潮变化含沙量相关项,通常被称为潮泵输沙项; T_5 为潮汐、潮流和潮变化含沙量三者相关项; T_6 为垂向环流输沙项; T_7 为潮流和潮平均含沙量的垂向切变与潮位的相关项; T_8 为余流和潮变化含沙量的垂向切变与潮位的相关项; T_9 为潮流和潮变化含沙量两者的垂向切变相关项; T_{10} 为潮流和潮变化含沙量两者的垂向切变与潮汐相关项。根据输沙的驱动力,可以把输沙项分为两类:平流输沙项和潮流输沙项,其中 T_1 、 T_2 、 T_6 和 T_7 属于平流输沙项,其余 6 项属于潮流输沙项。

3.3 潮流不对称的计算

Nidzikeo^[4]提出,用水位时间导数的偏度来定量潮汐不对称性的大小。之后,他又将类似的方法推广

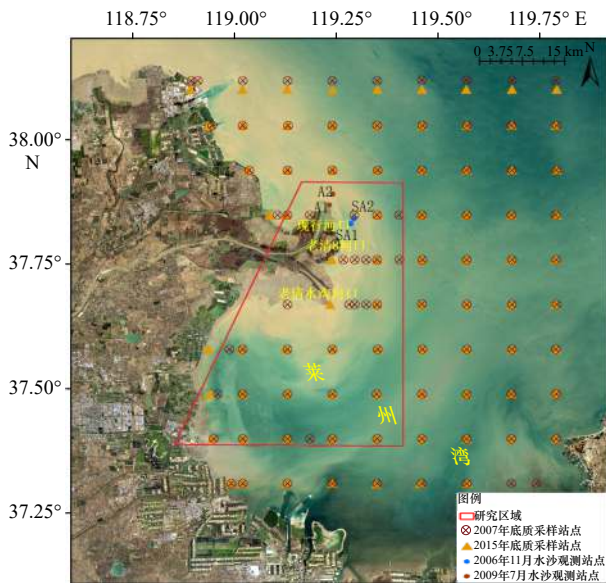


图1 研究区水文泥沙观测站位和底质沉积物位置

Fig. 1 Locations of hydrological observation stations and sediment sampling in the study area

到了潮流不对称性的量化^[20]。计算公式如下:

$$\gamma = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i)^3}{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i)^2 \right]^{3/2}}, \quad (2)$$

式中, 当 x 为水位的时间导数时, γ 表示涨落潮历时不对称; 当 x 为流速时, γ 表示涨落潮流速不对称。 γ 大于 0 表示涨潮主导, γ 小于 0 表示落潮主导。

3.4 数值模型

3.4.1 计算区域与网格

本文采用 Delft 3D 数值模型, 模型计算区域包含整个渤海海域, 为了保证研究区域的计算精度并提高计算效率, 网格分辨率从黄河三角洲近岸的约 200 m 逐渐过渡至外海边界附近的约 3 km, 共有 511×191 个格点。模型网格与黄河三角洲岸线拟合较好, 同时也保证了网格的正交性和平滑性, 提高了模式计算的精度和稳定性。垂向采用 σ 坐标, 等分为 5 层。基于 CFL 数 (Courant-Friedrichs-Lewy Number), 模型选取时间步长为 1 min。

3.4.2 边界条件设置

模型底边界采用的近岸地形由 2007 年黄河三角洲滨海区水下地形实测数据插值所得。

模型共设有两个开边界, 其中外海开边界采用潮汐调和常数以确定水位, 由 M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1 、 N_2 、 K_2 、 P_1 和 Q_1 共 8 个主要分潮驱动, 各分潮的调和常数由美国俄勒冈州立大学开发的 OTIS (OSU Tidal Predic-

tion Software) 潮汐预报模型获得, 所使用的数据为 TPXO 全球大洋潮汐模式结果。另一个开边界为河流开边界, 边界设在现行河口, 边界水动力条件以通量形式给定, 采用的是利津水文站的月平均径流量, 数据来源于黄河水利委员会《黄河泥沙公报》。

模型中使用的风场数据为欧洲中期天气预报中心的 ERA-interim 再分析资料, 包含了每 6 h 的气象、水文格点数据。为了覆盖模型的计算区域, 选取范围为 37°~41°N, 117°~123°E, 空间分辨率为 0.125°×0.125°的 10 m 高度 U 、 V 方向风速和气压数据。

3.4.3 重要参数设置

模型中的底床摩擦力根据曼宁系数来确定, 而曼宁系数 M 则由水深计算所得^[21]:

$$M = \frac{1}{0.015 + 0.01/h}, \quad h > 1, \quad (3)$$

式中, h 为水深。当 $h \leq 1$ m 时, M 统一为 40。

3.4.4 模型验证

模型验证采用的数据通过黄河口附近定点水文观测 (站位如图 1 所示) 获得。为了使外海边界传入的潮汐和研究区域内的波浪场充分发展, 使流场更加稳定, 模型模拟开始的时间比实测数据观测时间提前 30 d。

首先对渤海潮波系统进行率定分析。对模型后 30 d 的模拟结果进行调和与分析, 得到研究海区的潮汐调和常数。图 2 为模拟得到的渤海 M_2 、 S_2 、 K_1 和 O_1 分潮的同潮图, 各分潮振幅和相位线与 Ji 等^[22]的研究吻合。神仙沟外和秦皇岛附近各有 1 个半日潮无潮点, 附近为正规全日潮区; 渤海海峡处有 1 个全日潮无潮点, 附近为正规半日潮区。渤海主要的半日潮由 M_2 分潮主导, 而主要全日分潮由 K_1 分潮主导。

利用 2006 年 11 月 SA1、SA2 站同步观测数据, 对模型进行流速流向验证。图 3 显示, 各测站表底层的流速、流向的计算值与实测值吻合较好。

采用 SS (Skill Score) 对模型精度进行统计分析, SS 的计算公式为

$$SS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_{\text{mod}} - X_{\text{obs}})^2}{\sum_{i=1}^n (X_{\text{obs}} - \bar{X}_{\text{obs}})^2}, \quad (4)$$

式中, X_{mod} 和 X_{obs} 分别为统计的模拟值和观测值; n 为统计量个数。SS 大于 0.65 表示精度非常好, SS 为 0.5~0.65 表示精度很好, SS 为 0.2~0.5 表示精度好, SS 小于 0.2 则表示精度差^[23]。

统计结果显示, SA1 站表层流速和流向的 SS 值分别为 0.822 1 和 0.704 9, 底层流速和流向的 SS 值分

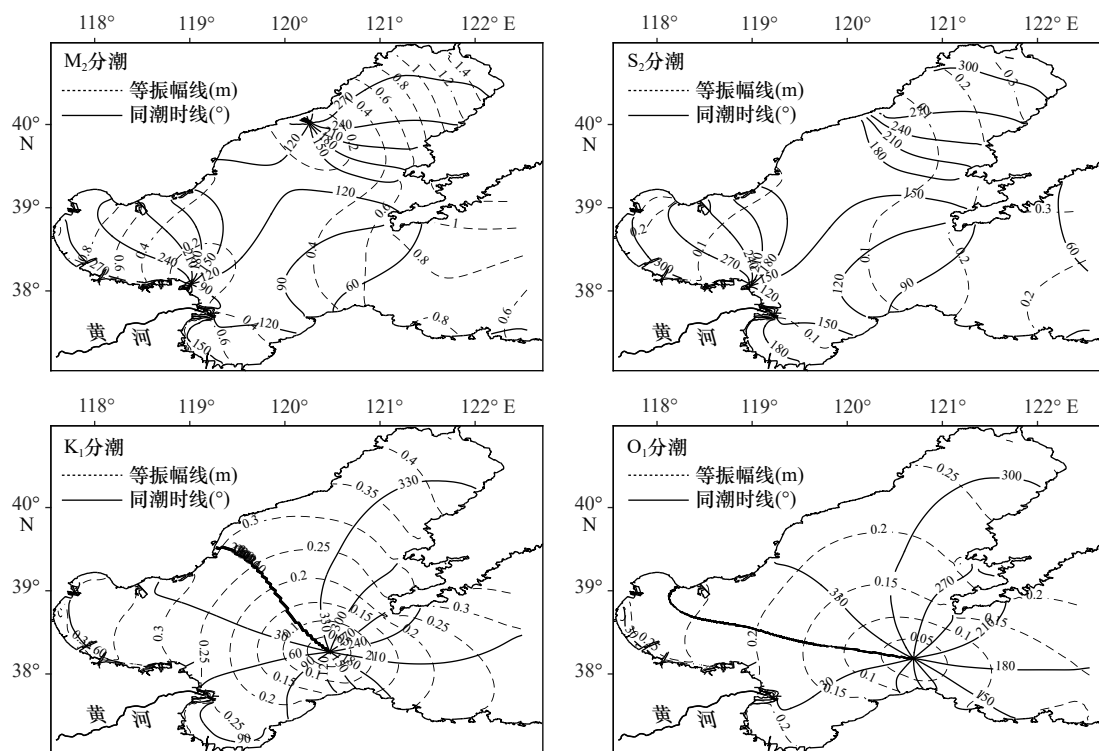


图 2 M₂、S₂、K₁ 和 O₁ 分潮的同潮图

Fig. 2 Simulated co-tidal charts of M₂, S₂, K₁, and O₁ constituents

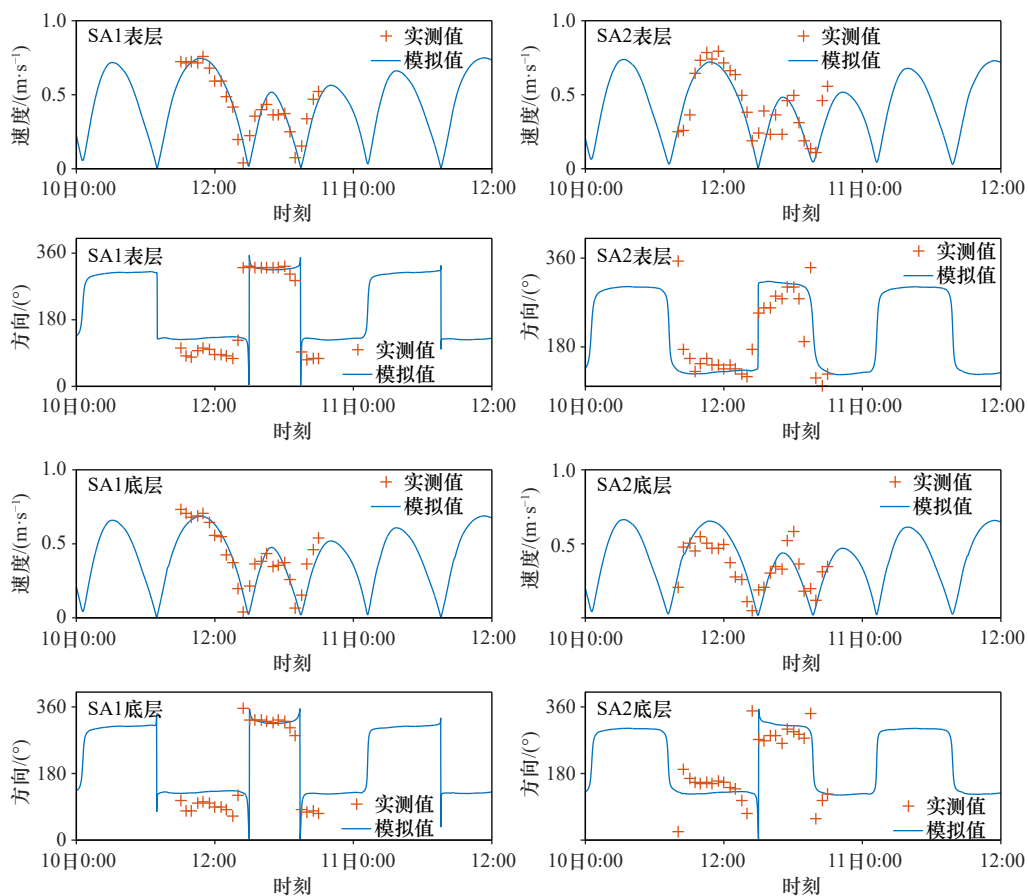


图 3 2006 年 11 月黄河口近岸海域定点表层和底层流速、流向模拟值与实测值对比

Fig. 3 Comparison of measured flow velocities and directions with the computed results in the coastal area of the Huanghe River Estuary in November 2006

别为 0.775 3 和 0.649 2; SA2 站对应的 SS 值依次为 0.768 8、0.546 6、0.604 7 和 0.478 6, 表明该模型模拟黄河口邻近海域流场具有很好的精度。

4 结果与讨论

4.1 冲淤变化

基于 2007 年和 2015 年黄河三角洲滨海区水下地形实测数据点, 运用反距离加权法 (IDW) 插值得出空间分辨率为 $0.001^{\circ} \times 0.001^{\circ}$ 网格点的水深值, 得到黄河口滨海区冲淤变化的空间分布 (图 4)。

2007–2015 年, 从现行河口至老清水沟河口南部的滨海区存在数个淤积中心和侵蚀中心, 分别为: 现行河口外泥沙大量淤积, 成为最大的淤积中心, 最大淤积厚度达到 9 m 以上; 老清 8 口门外显著侵蚀, 最大侵蚀深度大于 4 m; 老清 8 河口与老清水沟河口之间为淤积区, 最大淤积厚度超过 2 m; 老清水沟河口外向南呈侵蚀–淤积–侵蚀马鞍状, 侵蚀深度均大于 2 m; 最南端的淤积中心位于 37.5°N , 119.25°E 附近, 最大淤积厚度也超过 2 m。此外, 老清水沟沙嘴以南近岸海域轻微侵蚀, 莱州湾西北部浅水海域有轻微的淤高。

4.2 沉积物特征与输运

4.2.1 粒度特征

粒度参数是泥沙输运、沉积和再分配等过程的集中体现, 包含了沉积动力条件和运移趋势等信息^[24]。泥沙搬运和沉积不仅受泥沙本身性状特征的影响, 还受水动力条件等控制, 因而粒度参数和沉积结构可指示水动力环境^[25]。

从 2007 年和 2015 年表层沉积物中值粒径和分选系数的空间分布来看 (图 5), 黄河三角洲海域表层沉积物整体上是近岸中值粒径大, 离岸中值粒径小, 而且普遍中值粒径大的区域分选性好。其中, 在老清水沟沙嘴南侧存在一个中值粒径大、分选性好的表层沉积物中心, 并且 2015 年相较于 2007 年该中心的位置向西移动。而在莱州湾中部, 沉积物粒径较小, 分选性较差。

2007–2015 年中值粒径和组分变化显示 (图 6), 在老清水沟沙嘴和老清 8 沙嘴外表层沉积物的中值粒径减小最显著。老清水沟河口外的侵蚀区与南部淤积区的中值粒径和粒径大于 0.016 mm 组分质量百分比均减小, 整体上粒径大于 0.016 mm 组分质量百

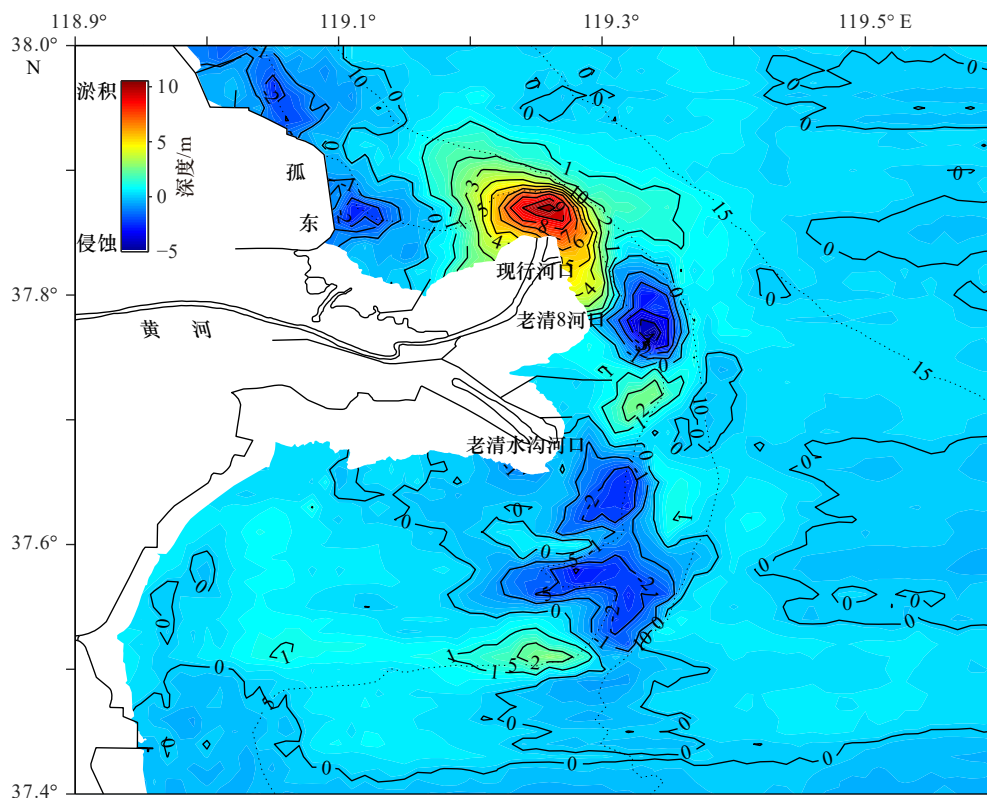


图 4 2007–2015 年黄河口滨海区冲淤变化空间分布

Fig. 4 Spatial distribution of erosion and deposition in the coastal area of the Huanghe River Estuary from 2007 to 2015

虚线依次为 2015 年的 5 m、10 m、15 m 等深线

The dotted lines represent 5 m, 10 m and 15 m isobaths in order in 2015

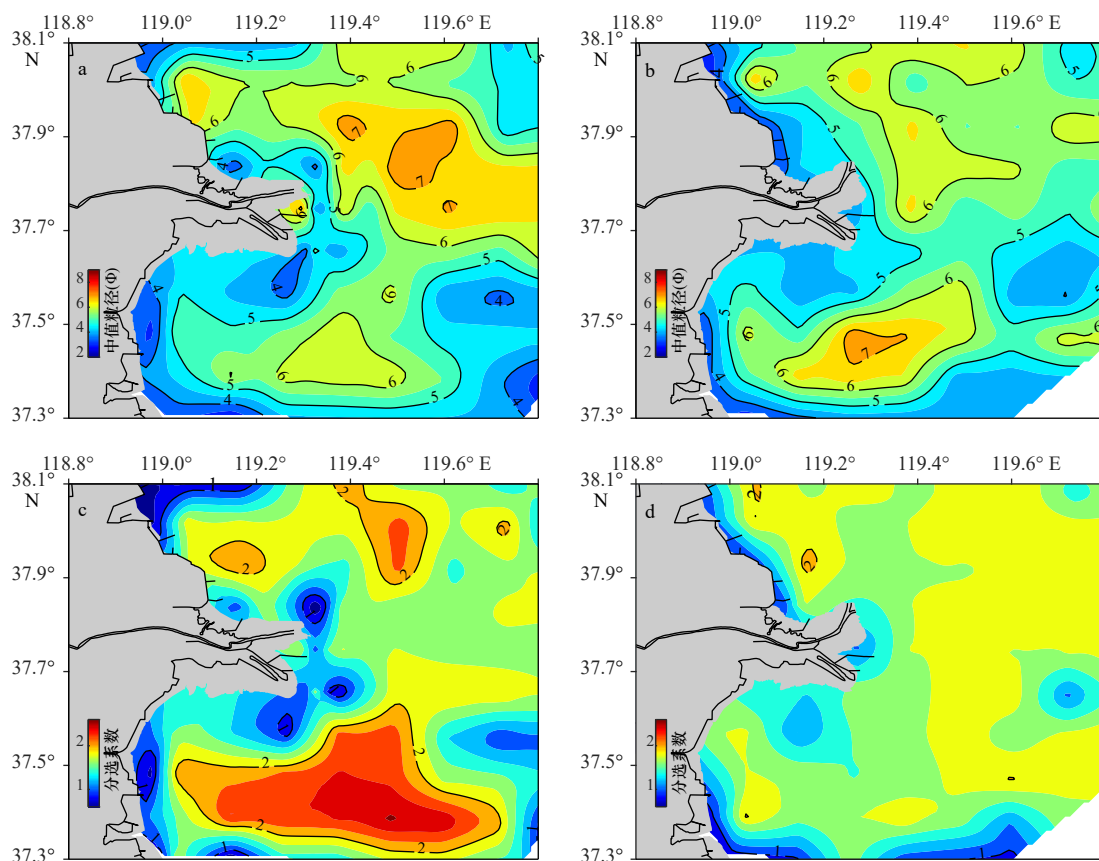


图 5 2007 年和 2015 年黄河三角洲海域表层沉积物中值粒径、分选系数空间分布

Fig. 5 Spatial distribution of median grain size and sorting coefficient of surface sediment in the Huanghe River Delta in 2007 and 2015

a. 2007 年中值粒径; b. 2015 年中值粒径; c. 2007 年分选系数; d. 2015 年分选系数

a. Median grain size in 2007; b. median grain size in 2015; c. sorting coefficient in 2007; d. sorting coefficient in 2015

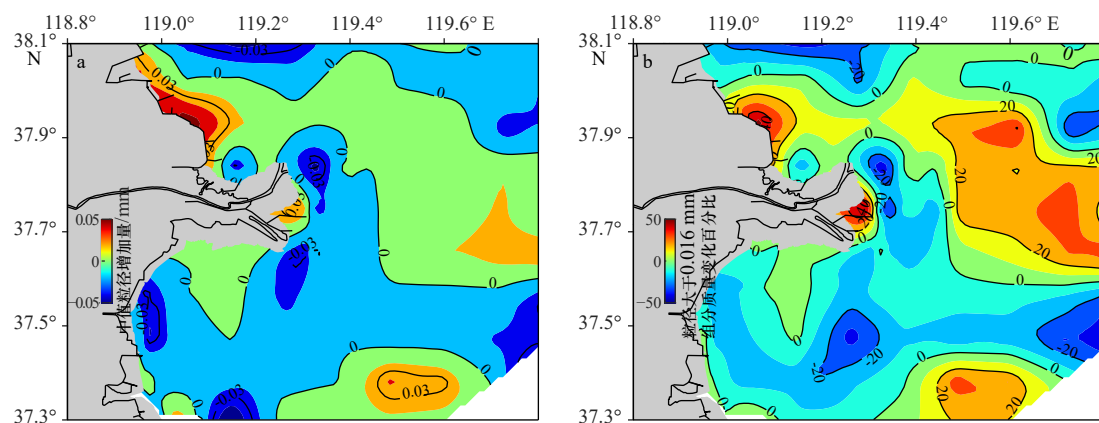


图 6 2007–2015 年黄河三角洲海域底质变化

Fig. 6 Changes of submarine sediment composition of Huanghe River Delta between 2007 and 2015

a. 中值粒径增加量; b. 粒径大于 0.016 mm 组分质量变化百分比

a. Increase in median grain size; b. percentage of components mass change whose grain size greater than 0.016 mm

分比减小的中心比中值粒径粗化中心更偏西南。沙嘴岬角间和老清水沟南部海域则出现沉积物粗化, 粒径大于 0.016 mm 组分也增多。

4.2.2 粒度趋势

粒度参数在沉积物搬运过程中常由于物理、化

学、生物等作用而发生沿程变化, 通过对沉积物粒度的空间分布信息进行分析和挖掘, 可以反演出沉积物的净输运趋势。McLaren 和 Bowles^[25] 提出, 由于选择性起动、搬运和堆积, 沿沉积物搬运方向, 粒径将变小, 分选变好, 偏态更负偏; 或者粒径将变大, 分选变

好, 偏态更正偏。

本文选取 2007 年和 2015 年研究区部分样品, 采用三次样条插值法^[26], 获得空间分辨率为 2 km×2 km 的粒度参数, 通过粒度趋势分析得到表层沉积物净输运矢量(图 7), 其中特征距离选取 4 km。实测点所在区域的潮流属往复流性质, 泥沙输运位于同一沉积体系中, 符合粒径趋势分析的条件。结果显示, 粒径趋势矢量在老清水沟沙嘴前缘指向南北两侧, 其中向北指向了老清 8 河口和老清水沟河口之间的淤积区, 向南较为复杂, 远端的侵蚀区的粒径趋势矢量直接指向其西南侧的淤积区域, 而近岸侵蚀区域的粒径趋势矢量先指向西南方向, 后转向东南方向, 同样指向了南部的淤积区。2015 年与 2007 年相比, 粒径趋势矢量汇聚的区域略微向西南方向偏移。在研究区的西南区域整体表现出向东北方向的运移趋势。另外, 图中还显示老清水沟的东南区域有向东南方向的净输运趋势, 主要是由于在强北风的作用下, 切变锋减弱, 泥沙更多地向莱州湾中部输运。

4.3 悬沙输运机制

受涨落潮流的作用, 黄河入海泥沙可分别向南、

北输运。向南的泥沙沿着清水沟叶瓣体输运, 对研究区的冲淤变化影响巨大。对河口入海泥沙输运机制的探究有助于更好地了解泥沙向南输运的机理。

根据 2009 年 7 月两次现行河口 A1、A2 站同步水文泥沙观测资料(站位如图 1 所示), 进行悬沙通量机制分析。第 1 次在调水调沙期间, 观测期间的利津水文站平均径流量为 3 445 m³/s, 平均含沙量为 9.59 kg/m³; 第 2 次在调水调沙之后, 利津水文站的平均径流量为 430 m³/s, 平均含沙量为 3.14 kg/m³。起到主要作用的几个输移项列于表 1, 其他输移项由于量值很小, 未予列出。A2 站的第 1 次观测由于部分数据缺失未能计算各悬沙输移项。

计算结果显示, A1 站在低径流量时潮流输沙项的方向与涨潮流方向一致, 量值是平流输沙项的 2.5 倍左右, 而高径流量则增强了落潮流及落潮流阶段的含沙量, 使得潮流输沙项转为落潮流方向。A1 站的潮泵输沙项均指向东南方向, 与涨潮流方向一致, 尤其是在低径流量期间(A1_第 2 次), 潮泵输沙项达到 20 kg/(m·s)。而 A2 站的潮泵输沙方向和落潮流一致, 不过量值很小。潮泵输沙的机理为涨落潮的

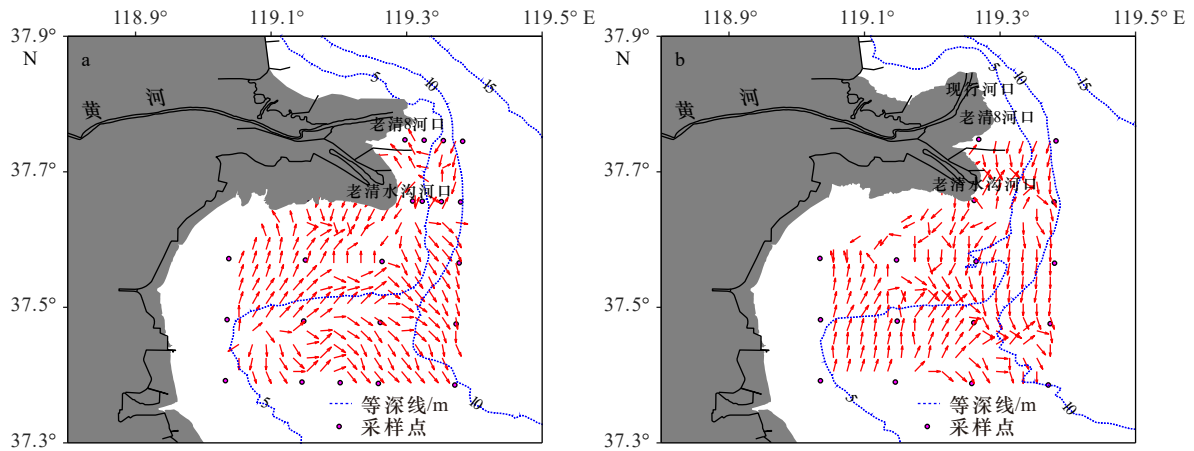


图 7 2007 年 (a) 和 2015 年 (b) 表层沉积物粒度趋势分析净输运矢量分布
Fig. 7 Distribution of surface sediment transport vectors in 2007 (a) and 2015 (b)

表 1 各动力项潮周期输沙量和方向

Table 1 Tidal-averaged suspended sediment flux and direction of each dynamic term

站位		T_1	T_2	T_4	T_5	T_6	T_9	平流输沙项	潮流输沙项	总输沙
A1_第1次	输沙量/(kg·m ⁻¹ ·s ⁻¹)	50.46	0.44	7.59	0.26	1.17	9.91	49.12	3.15	52.23
	方向/(°)	304	125	176	355	159	343	303	312	304
A1_第2次	输沙量/(kg·m ⁻¹ ·s ⁻¹)	8.78	0.47	20.55	0.12	0.43	0.05	8.23	20.60	13.03
	方向/(°)	306	143	140	123	199	306	302	140	151
A2_第2次	输沙量/(kg·m ⁻¹ ·s ⁻¹)	11.70	0.37	1.40	0.05	0.15	0.65	11.53	0.97	12.21
	方向/(°)	273	128	291	132	233	66	271	319	275

流速差异导致的挟沙能力不同,泥沙的再悬浮与沉降及其滞后效应致使悬沙浓度的涨落潮不对称变化,并与流速时间过程线存在一定的相位差,潮周期内涨落潮的悬沙输移不能相互抵消,从而产生净输沙^[27]。A1站于6 m水深处, A2站于11 m水深处,由此可见,涨落潮的不对称使得在口门落淤的入海泥沙再悬浮向南净输运,尤其是在非调水调沙期间,而远岸泥沙少量向北输运。另外,两站点的斯托克斯漂移输沙项均指向东南方向,量值较为接近,对欧拉余流输沙项起到一定的平衡作用。黄河口海域的泥沙输运主要为平流项和潮泵项,前者主要受余流控制,后者主要由涨落潮的不对称引起,而净输沙则是直接决定了区域的冲淤变化。因此,对余流和潮流不对称的研究对于解释研究区的泥沙输运和冲淤演变具有重要意义。

4.4 流场特征

为了揭示研究区余流和潮不对称情况,基于建立的 Delft 3D 模型,分别模拟单纯由天文潮驱动和不同风场条件(冬半年、夏半年及强风天气)下波流联合作用的流场。

黄河三角洲地区受东亚季风影响,夏季以偏南风为主,冬季以偏北风为主,且风力较强。根据统计的2007–2015年夏半年(4–9月)和冬半年(10月至翌年3月)地面上10 m的风场状况(图8)可知,黄河口夏半年常风向为SSW和S,强风向为NE;冬半年常风向为NE、NW和SSW,强风向为NE和NW。

4.4.1 潮周期内流场分布及变化

根据模拟的黄河口滨海区潮周期的流速流向情况(图9),从现行河口向南至莱州湾,近岸潮流呈往复流,尤其是5~15 m等深线之间的区域,且流向与等深线基本平行。而在莱州湾西北部、清水沟以南

区域,尤其是5 m等深线以浅海域旋转流特征明显。

潮周期内涨急、转流和落急时的表层流场显示(图10),在突出的沙嘴外流速最大。其中,老清水沟沙嘴外的高流速区在涨潮过程中的中心位置大致在37.5°N, 119.3°E(图10b),而落潮时的高流速区比涨潮时的高流速区离岸更近。

图10b和图10c显示,转流时该区域存在低流速带,在近岸水域产生并逐渐向东南深水区域移动,主要是因为内外转流的不同步,相反流向水流的剪切作用形成潮流切变锋^[28]。潮流切变锋在一个潮周期内存在约1/3时间,使得泥沙输移大部分被限制在切变锋向陆一侧,主要在大约10 m等深线以内。

4.4.2 余流

余流是对海水流动进行潮平均,去除周期性流动后剩余的非周期性流动。模拟的余流场显示(图11),从现行河口至老清水沟河口,5~10 m等深线之间的潮余流方向大体指向南,近岸余流方向较为复杂,总体上有离岸的趋势,而莱州湾的大部分区域余流都很小。在老清水沟河口以南有顺时针余环流,以东有逆时针余环流。近岸两个余流流速高值区分别位于老清8河口外和老清水沟河口外大致5~10 m等深线之间,但两者之间的区域余流较小。

4.5 涨落潮流速不对称

涨落潮流速不对称对区域物质输运有直接的作用。通过纯天文潮作用和冬半年、夏半年及强风天气下波流联合作用的水动力模拟,获取模型稳定后29.5 d(1个朔望月)的流场数据,利用偏度计算公式(2)计算涨落潮流速不对称的大小,绘制了现行黄河口滨海区涨落潮流速不对称的空间分布(图12),并根据相同方法模拟并计算纯天文潮作用下2015年的涨落潮流速

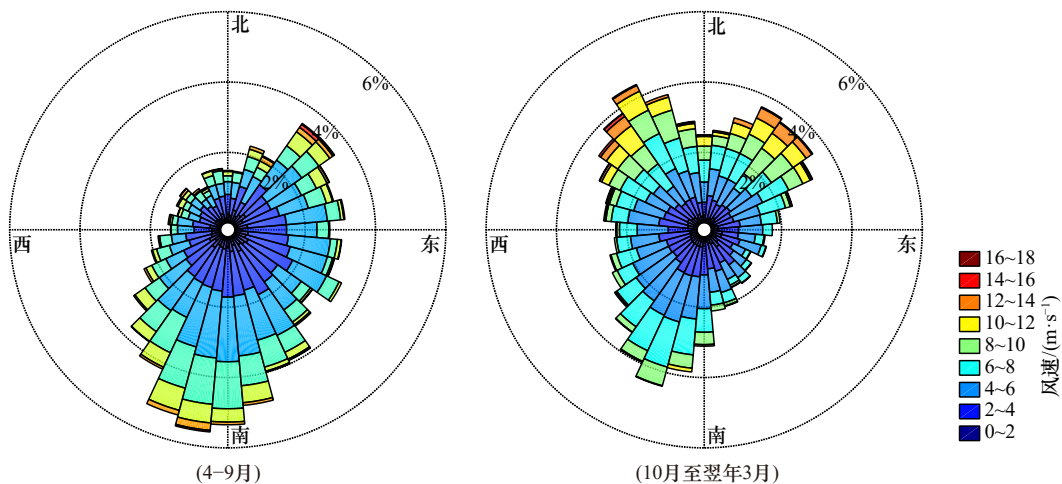


图8 2007–2015年黄河口风场玫瑰图

Fig. 8 Wind speed rose chart of the Huanghe River Estuary from 2007 to 2015

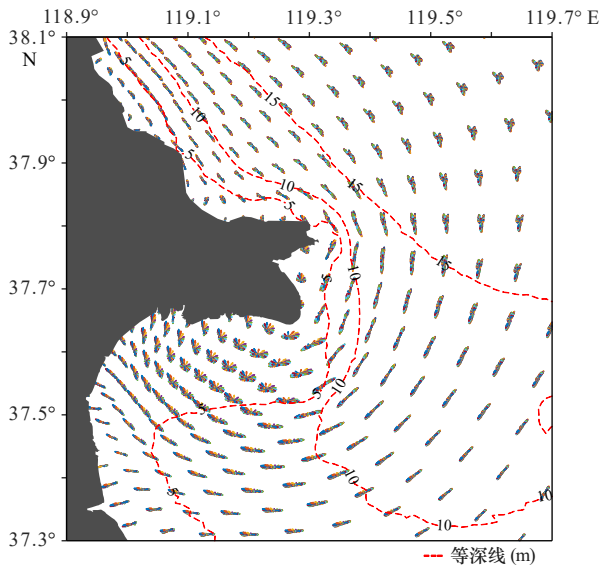


图9 黄河口近岸海域潮周期深度平均流速矢量
Fig. 9 Velocity vectors of depth-averaged currents in a tidal cycle in the coastal area of the Huanghe River Estuary

不对称的空间分布(图 13),其中图上箭头表示涨落潮急流时的垂向平均流向,并以涨潮流流向为正。

结果显示,在纯天文潮作用下(图 12a),黄河口滨海区存在显著的涨落潮流速不对称现象,现行河口外表现为涨潮优势流,并呈舌状向南部莱州湾方向伸展,而近岸区域和莱州湾海域则普遍为落潮主导;与单纯的潮汐作用下的流速不对称分布相比,冬半年涨潮优势流分布区显著扩大和增强(图 12b),夏半年近岸的落潮主导有所增强(图 12c)。强风作用对涨落潮流速不对称影响显著,其中强北风作用下(图 12d),涨潮优势区向近岸扩展并向莱州湾西部海域延伸;而在强南风天气条件下(图 12e),近岸的落潮优势显著增强,外侧涨潮优势减弱,沙嘴岬角间外侧区域甚至转为落潮优势。

潮流不对称和地貌演变彼此影响,随着冲淤变化,研究区的潮流不对称不断调整。对比 2007 年和 2015 年纯天文潮作用下黄河口滨海区涨落潮流速不

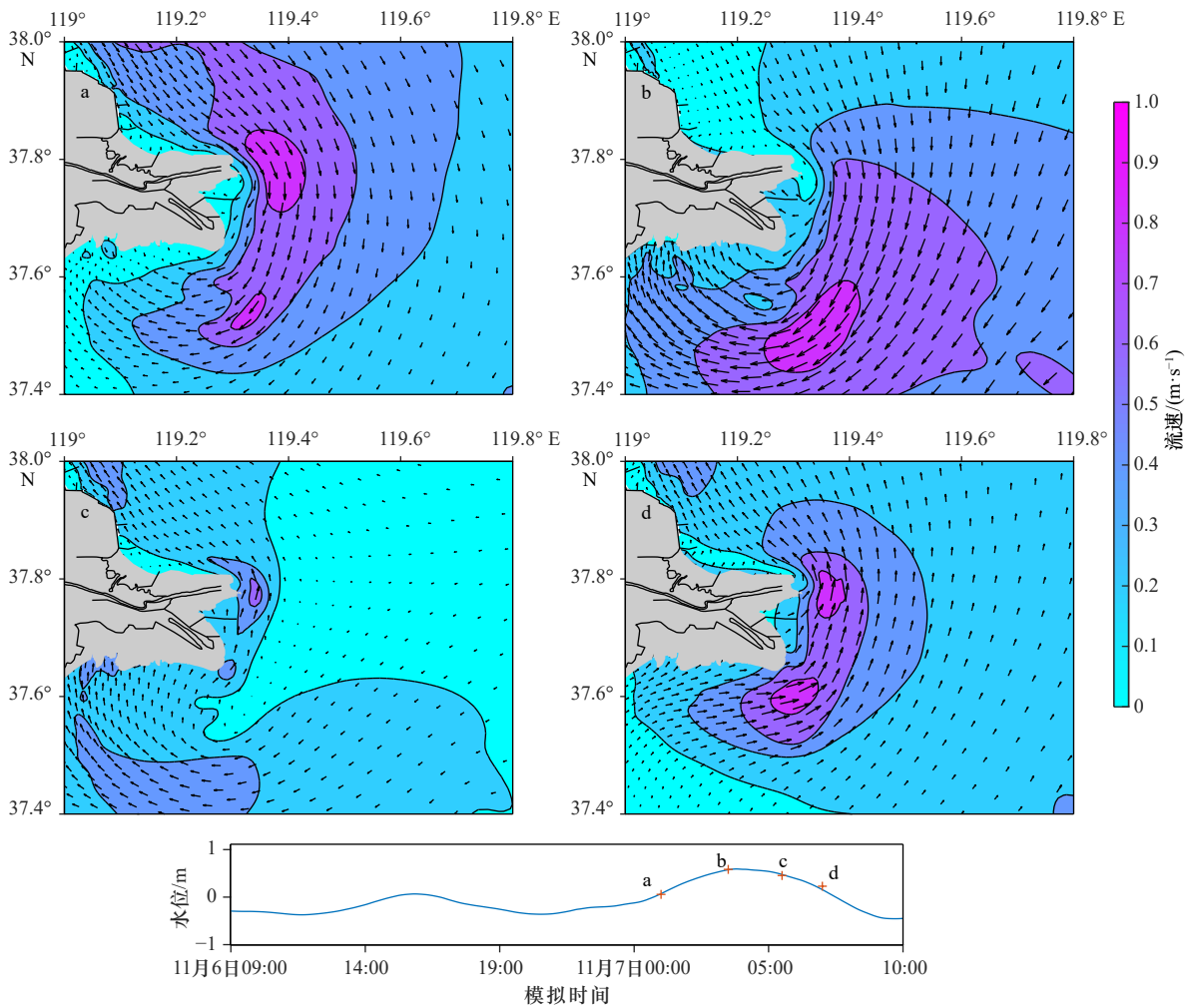


图 10 潮周期内不同时刻的流场平面图
Fig. 10 Flow fields at different moments in a tidal cycle

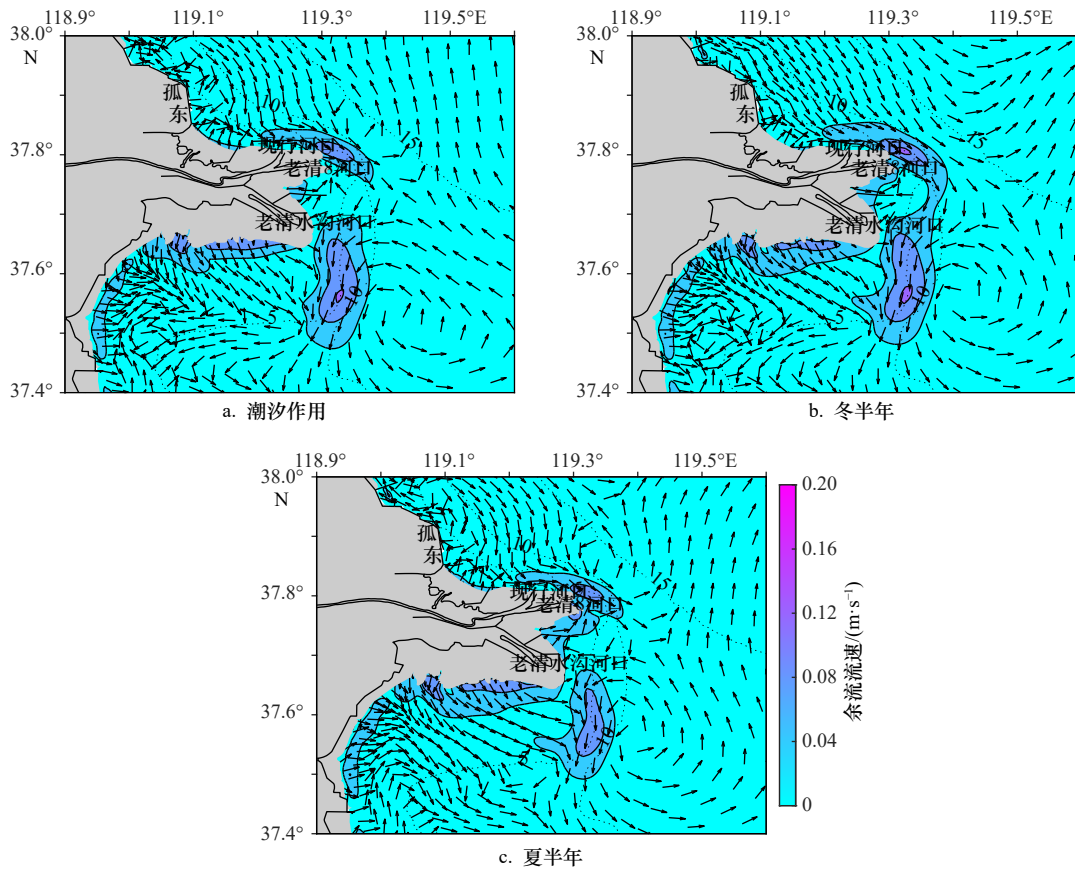


图 11 黄河口近岸海域垂向平均余流分布

Fig. 11 Distribution of vertically-averaged residual currents in the coastal area of the Huanghe River Estuary

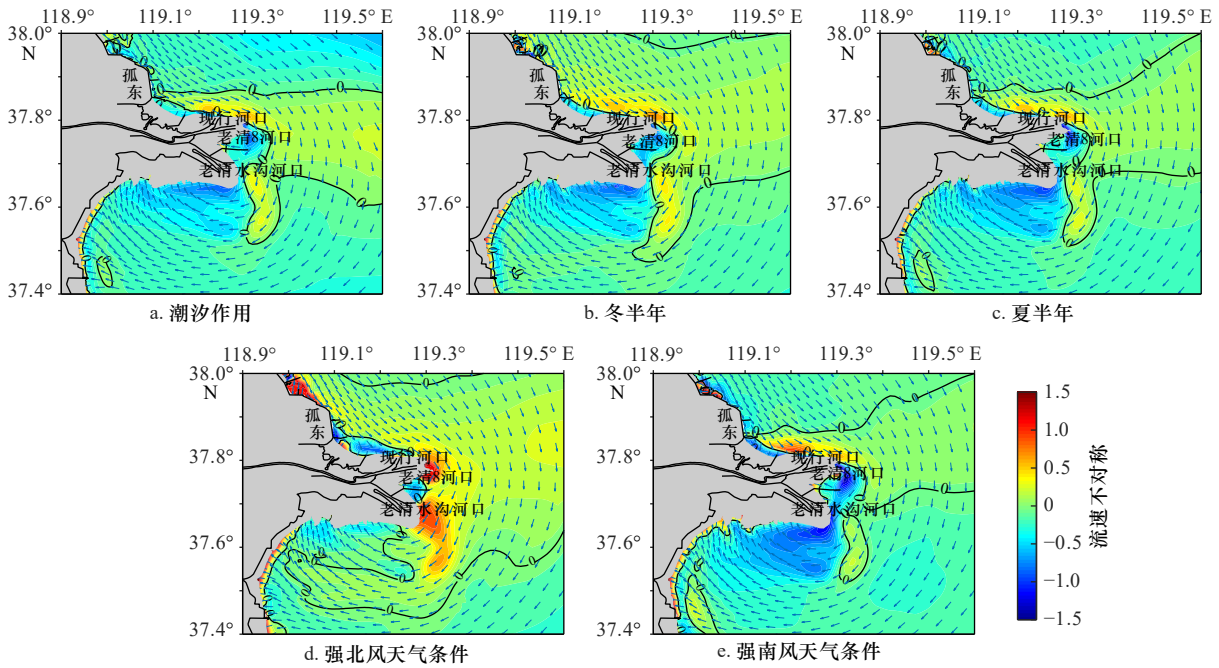


图 12 黄河口滨海区垂向平均涨落潮流速不对称分布

Fig. 12 Distribution of depth-averaged flood-ebb velocity asymmetry in the coastal area of the Huanghe River Estuary

—0—代表涨落潮流速相等

—0— represents the same speed of fluctuation current

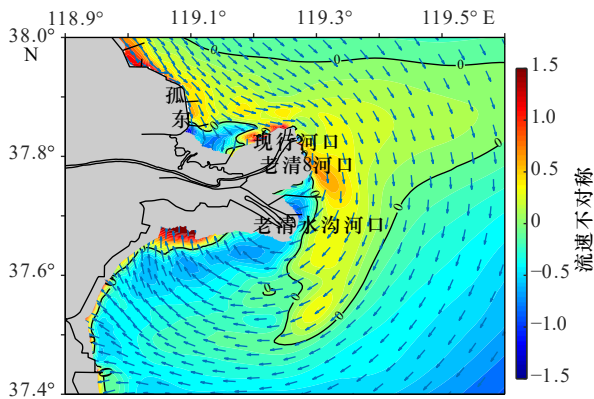


图 13 2015 年纯天文潮作用下黄河口滨海区垂向平均涨落潮流速不对称分布

Fig. 13 Distribution of depth-averaged flood-ebb velocity asymmetry in the coastal area of the Huanghe River Estuary only tidal action in 2015

对称分布, 2015 年涨潮优势区域的舌状部分在莱州湾海域进一步延伸, 主要是由于该区域泥沙淤积, 水深变浅, 涨潮优势得到发展, 而黄河入海口转向北, 使得口门的泥沙堆积中心也向北移动, 导致部分孤东海域由落潮优势转为涨潮优势。另外, 由于老清水沟南岸的西侧区域潮滩淤高, 使得其近岸水域涨潮优势显著增强。整体上而言, 研究区域的涨落潮流速不对称的空间分布未发生根本性改变, 现行河口外的涨潮优势流都呈舌状向莱州湾深入, 而近岸区域和莱州湾海域均普遍为落潮主导, 由此可见, 潮流不对称对泥沙的运输沉积和冲淤演变而言是一个长期存在的机制。

4.6 涨落潮流速不对称对冲淤演变的影响

涨落潮不对称及其优势的转变往往导致泥沙的运输和沉积, 10 m 水深以浅海域涨落潮优势转换的区域成为泥沙显著淤积区。现行黄河口外为涨潮流主导的水域, 涨潮优势使得泥沙沿着涨潮流方向向南运输。近岸潮流属往复流, 主流流向与等深线基本平行, 而潮流切变锋的存在使得泥沙输移大部分被限制在切变锋的向陆一侧。而当泥沙从涨潮优势区进入落潮优势区后, 落潮优势阻碍了泥沙继续顺着涨潮流的方向运输, 使得泥沙产生落淤。最南端莱州湾中部的淤积中心与涨潮优势向落潮优势的转变处相吻合。黄河口床沙质和冲泻质的临界粒径为 0.016 mm ^[29], 图 6 显示, 侵蚀区域的中值粒径和粒径大于 0.016 mm 组分质量百分比均显著减小, 但与老清 8 河口外两变化中心位置重叠不同的是, 老清水沟河口外粒径大于 0.016 mm 组分质量百分比减小的中心比中值粒径减小的中心更偏西南, 淤积区粒径小于等于 0.016 mm 组分质量百分比增大最多, 说明向南运输的黄河入海

细颗粒悬沙更多的在南部淤积区落淤, 使得底质中细颗粒组分增多。涨落潮优势的空间分布同样会影响区域的沉积物再搬运。沉积物粒度趋势显示, 优势流发生转换的区域分别存在来自西南方向和东北方向的沉积物净输入, 其中老清水沟外侵蚀区的粒径趋势矢量指向西南方向的淤积区, 主要是因为该区域流速大, 为余流高值区, 且长期受涨潮主导控制, 沉积物再悬浮后向西南方向运输。可见, 南部淤积区泥沙主要是黄河入海泥沙和老清水沟沙嘴前缘的侵蚀泥沙。另外, 沙嘴岬角间外侧 5~10 m 等深线之间区域由北向南呈强侵蚀-弱侵蚀-弱淤积分布, 是因为涨潮优势逐渐减弱, 强南风天气条件下, 弱淤积区域甚至转为落潮主导(图 12e)。

强北风作用增强涨潮优势区, 是莱州湾泥沙淤积和西北部海域底质粒度粗化的主要动力机制。老清水沟沙嘴南部海域主要由落潮主导, 其中, 37.6°N , 119.25°E 附近区域落潮优势相对较弱, 在强北风作用下, 该区域由落潮主导转变为涨潮主导, 涨潮流输入泥沙堆积, 形成近东西向的淤积区, 老清水沟近岸侵蚀区被侵蚀泥沙可能是该淤积区沉积物的主要来源。莱州湾西北部沉积物较粗, 且大部分时间水动力比较弱, 不易发生底部泥沙的再悬浮。不过在强北风天气条件下, 涨潮流优势区域会深入该海域, 有利于泥沙的输入, 且强风天气下水动力较强, 输入泥沙粒径相对较粗, 而平时落潮主导时水动力相对较弱, 粗颗粒泥沙不易被带走, 细颗粒泥沙顺着落潮流方向运输。图 6 也显示, 该海域沉积物的中值粒径、粒径大于 0.016 mm 组分质量百分比都增大。整体上该海域底质冲刷较少, 粗颗粒泥沙在强北风天气条件下输入后不易被落潮流带走, 从而使得该海域发生微淤。

沙嘴岬角间的局部落潮优势造成泥沙淤积。近岸区域落潮流速大于涨潮流速, 为落潮优势区, 并且老清水沟与老清 8 两沙嘴岬角间水动力较弱, 余流很小, 受沙嘴岬角地形影响, 两沙嘴的近岸区依次出现顺时针环流, 即所谓的岬角余流效应, 泥沙易在岬角间外落淤沉积, 形成淤积中心。沉积物粒度趋势也显示, 岬角间的粒径趋势矢量由老清水沟沙嘴前缘指向沙嘴岬角间的淤积区。

5 结论

(1) 2007-2015 年, 从现行入海口至老清水沟沙嘴南部的滨海区依次存在数个淤积和侵蚀中心, 其中除了现行河口外的强淤积区, 在老清 8 河口和老清水沟

河口之间存在一个淤积区,而最南端的淤积中心位于莱州湾中部。

(2) 黄河口滨海区存在显著的涨落潮流速不对称现象,突出的沙嘴外缘呈涨潮优势流,并呈舌状向南部莱州湾方向伸展,近岸以落潮优势为主。在强北风天气作用下,涨潮优势区显著增强扩展,舌状涨潮主导区伸向莱州湾西岸。

(3) 黄河口滨海区冲淤变化很大程度上受涨落潮流速不对称空间分布的控制,老清水沟东南海域由涨潮主导转为落潮主导,使得大量向南输运的泥沙在莱州湾中部沉积;近岸的落潮优势促使老清水沟沙嘴侵蚀泥沙被搬运至老清 8 河口与老清水沟河口之间的淤积区;而强北风天气条件下涨潮优势的增强使得莱州湾近岸区域淤积,沉积物粗化。

参考文献:

- [1] Hoitink A J F, Hoekstra P, Van Maren D S. Flow asymmetry associated with astronomical tides: implications for the residual transport of sediment[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003, 108(C10): 3315.
- [2] Gong Wenping, Schuttelaars H, Zhang Heng. Tidal asymmetry in a funnel-shaped estuary with mixed semidiurnal tides[J]. *Ocean Dynamics*, 2016, 66(5): 637–658.
- [3] Friedrichs C T, Aubrey D G. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1988, 27(5): 521–545.
- [4] Nidziko N J. Tidal asymmetry in estuaries with mixed semidiurnal/diurnal tides[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C8): C08006.
- [5] Song Dehai, Wang Xiaohua, Kiss A E, et al. The contribution to tidal asymmetry by different combinations of tidal constituents[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C12): C12007.
- [6] De Swart H E, Zimmerman J T F. Morphodynamics of tidal inlet systems[J]. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 2009, 41(1): 203–229.
- [7] Winterwerp J C. Fine sediment transport by tidal asymmetry in the high-concentrated Ems River: indications for a regime shift in response to channel deepening[J]. *Ocean Dynamics*, 2011, 61(2/3): 203–215.
- [8] 陈沈良, 张国安, 陈小英, 等. 黄河三角洲飞雁滩海岸的侵蚀及机理[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2005, 25(3): 9–14.
Chen Shenliang, Zhang Guoan, Chen Xiaoying, et al. Coastal erosion feature and mechanism at Feiyantan in the Yellow River Delta[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2005, 25(3): 9–14.
- [9] Yang Zuosheng, Ji Youjun, Bi Naishuang, et al. Sediment transport off the Huanghe (Yellow River) delta and in the adjacent Bohai Sea in winter and seasonal comparison[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2011, 93(3): 173–181.
- [10] 陈沈良, 谷硕, 姬泓宇, 等. 新入海水沙情势下黄河口的地貌演变[J]. *泥沙研究*, 2019, 44(5): 61–67.
Chen Shenliang, Gu Shuo, Ji Hongyu, et al. Processes of the Yellow River Mouth on new water and sediment condition[J]. *Journal of Sediment Research*, 2019, 44(5): 61–67.
- [11] Wang Nan, Li Guangxue, Qiao Lulu, et al. Long-term evolution in the location, propagation, and magnitude of the tidal shear front off the Yellow River Mouth[J]. *Continental Shelf Research*, 2017, 137: 1–12.
- [12] Chen Xiaoying, Chen Shenliang, Dong Ping, et al. Temporal and spatial evolution of the coastal profiles along the Yellow River Delta over last three decades[J]. *GeoJournal*, 2008, 71(2/3): 185–199.
- [13] Uncles R J, Elliott R C A, Weston S A. Dispersion of salt and suspended sediment in a partly mixed estuary[J]. *Estuaries*, 1985, 8(3): 256–269.
- [14] 沈健, 沈焕庭, 潘定安, 等. 长江河口最大浑浊带水沙输运机制分析[J]. *地理学报*, 1995, 50(5): 411–420.
Shen Jian, Shen Huanting, Pan Ding'an, et al. Analysis of transport mechanism of water and suspended sediment in the turbidity maximum of the Changjiang Estuary[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1995, 50(5): 411–420.
- [15] 吴华林, 沈焕庭, 朱建荣. 河口泥沙通量研究综述[J]. *泥沙研究*, 2001(5): 73–79.
Wu Hualin, Shen Huanting, Zhu Jianrong. Estuarine sediment fluxes: an overview[J]. *Journal of Sediment Research*, 2001(5): 73–79.
- [16] 蒋陈娟, 李九发, 吴华林, 等. 长江河口北槽水沙过程对航道整治工程的响应[J]. *海洋学报*, 2013, 35(4): 129–141.
Jiang Chenjuan, Li Jiufa, Wu Hualin, et al. Effects of the deep waterway project on the characteristics of hydrodynamics and sediment dynamics in the North Passage of the Changjiang Estuary[J]. *Haiyang Xuebao*, 2013, 35(4): 129–141.
- [17] 彭俊, 刘锋, 陈沈良. 黄河三角洲强侵蚀岸段海域的悬沙输运机理研究[J]. *泥沙研究*, 2015(5): 44–50.
Peng Jun, Liu Feng, Chen Shenliang. Study on suspended sediment transport in sea area off the heavy erosion coast of the Yellow River Delta[J]. *Journal of Sediment Research*, 2015(5): 44–50.
- [18] 陈斌, 刘健, 高飞. 莱州湾悬沙输运机制研究[J]. *水科学进展*, 2015, 26(6): 857–866.
Chen Bin, Liu Jian, Gao Fei. Suspended sediment transport mechanism in Laizhou Bay[J]. *Advances in Water Science*, 2015, 26(6): 857–866.
- [19] Dyer K R. The salt balance in stratified estuaries[J]. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 1974, 2(3): 273–281.
- [20] Nidziko N J, Ralston D K. Tidal asymmetry and velocity skew over tidal flats and shallow channels within a macrotidal river delta[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C3): C03001.

- [21] Xing Fei, Wang Yaping, Wang H V. Tidal hydrodynamics and fine-grained sediment transport on the radial sand ridge system in the southern Yellow Sea[J]. *Marine Geology*, 2012, 291–294: 192–210.
- [22] Ji Hongyu, Pan Shunqi, Chen Shenliang. Impact of river discharge on hydrodynamics and sedimentary processes at Yellow River Delta[J]. *Marine Geology*, 2020, 425: 106210.
- [23] Ralston D K, Geyer W R, Lerczak J A. Structure, variability, and salt flux in a strongly forced salt wedge estuary[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C6): C06005.
- [24] 刘锋. 黄河口及其邻近海域泥沙输运及其动力地貌过程[D]. 上海: 华东师范大学, 2012.
Liu Feng. Sediment transport and dynamic geomorphology process in the Yellow River Estuary and its adjacent sea[D]. Shanghai: East China Normal University, 2012.
- [25] McLaren P, Bowles D. The effects of sediment transport on grain-size distributions[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1985, 55(4): 457–470.
- [26] 贾建军, 程鹏, 高抒. 利用插值试验分析采样网格对粒度趋势分析的影响[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2004, 24(3): 135–141.
Jia Jianjun, Cheng Peng, Gao Shu. Comparison between grain size trends derived from irregular and regular sampling grids with the help of GIS interpolation tools[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2004, 24(3): 135–141.
- [27] 杨晓东, 姚炎明, 蒋国俊, 等. 乐清湾悬沙输移机制分析[J]. *海洋通报*, 2011, 30(1): 53–59.
Yang Xiaodong, Yao Yanming, Jiang Guojun, et al. Study on the transport mechanism of suspended sediment in Yueqing Bay[J]. *Marine Science Bulletin*, 2011, 30(1): 53–59.
- [28] Wang Houjie, Yang Zuosheng, Li Yunhai, et al. Dispersal pattern of suspended sediment in the shear frontal zone off the Huanghe (Yellow River) mouth[J]. *Continental Shelf Research*, 2007, 27(6): 854–871.
- [29] 李为华, 李九发, 时连强, 等. 黄河口泥沙特性和输移研究综述[J]. *泥沙研究*, 2005(3): 76–81.
Li Weihua, Li Jiufa, Shi Lianqiang, et al. Review on the researches of sediment properties and transportation rules of the Huanghe estuary, China[J]. *Journal of Sediment Research*, 2005(3): 76–81.

Morphodynamics and tidal flow asymmetry of the Huanghe River Estuary

Yang Yang¹, Chen Shenliang¹, Xu Congliang²

(1. State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200241, China; 2. Institute of the Yellow River Estuary and Coast Science, Dongying 257091, China)

Abstract: The asymmetry of flood and ebb plays an important role in the process of sediment transport and geomorphological evolution, which is a significant feature of the flow field in estuaries. The erosion and accumulation, sediment transport and sediment characteristics in the Huanghe River Estuary based on the measured topography, sediment particle size, hydrological and sediment observation data were analyzed in this paper. The Delft 3D model was used to simulate the flow field in the Huanghe River Estuary, and the spatial distribution of magnitude differences between flood and ebb velocities under different conditions were calculated. Combining the above, the dynamic mechanism of erosion and accretion in coastal area of the Huanghe River Estuary was discussed. The results show that there are multiple siltation and erosion centers distributed between the active river mouth and the Laizhou Bay. There is a noticeable asymmetry of flood and ebb velocities in the area, and there is the flood dominant area off the active river mouth, extending the Laizhou Bay southward in a tongue shape, while the near shore and the Laizhou Bay are dominated by ebb. The erosion and deposition in the Huanghe River Estuary are largely controlled by the spatial distribution of flow velocity asymmetry and the conversion of dominant flow. The strong north wind strengthens and expands flood-dominance, and promotes siltation and coarsening of sediment in the Laizhou Bay.

Key words: Huanghe River Estuary; tidal flow asymmetry; numerical simulation; sediment transport; accretion and erosion