



现行黄河口分汊河道的分流特征及其影响机制

葛春海, 范勇勇, 巴旗, 孙超, 吴振, 吴晓, 王厚杰, 毕乃双

Diversion characteristics of the branching channels in the Yellow River mouth and its influencing mechanisms

GE Chunhai, FAN Yongyong, BA Qi, SUN Chao, WU Zhen, WU Xiao, WANG Houjie, and BI Naishuang

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2023030301>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

南黄海废黄河口近岸海域近底部悬沙输运观测

Observation of near-bottom transport of suspended sediment in the offshore area of abandoned Yellow River mouth

海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(1): 38–48

调水调沙期间黄河口羽状流的逐时变化

Hourly change in sediment plume at the Yellow River mouth during the water-sediment regulation

海洋地质与第四纪地质. 2018, 38(5): 41–51

三角洲废弃河道演化过程及受控机制——以黄河刁口废弃河道为例

Evolution of abandoned deltaic river channel A case from the Diaokou channel of the Yellow River

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(2): 22–29

苏北废黄河口表层沉积物分布特征及其控制因素

Distribution pattern of surface sediments around the abandoned Yellow River estuary of North Jiangsu Province and its controlling factors

海洋地质与第四纪地质. 2018, 38(1): 118–126

黄河口水下三角洲刁口叶瓣的核素分布与沉积特征

Nuclides distribution and sedimentary characteristics of the Diaokou course in Yellow River subaqueous delta

海洋地质与第四纪地质. 2020, 40(3): 43–50

苏北-南黄海西部第四纪长江埋藏古河道分布研究进展

Research progress on distribution of Quaternary buried paleo-Yangtze River channels in the North Jiangsu-western South Yellow Sea

海洋地质与第四纪地质. 2020, 40(4): 40–54



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

葛春海, 范勇勇, 巴旗, 等. 现行黄河口分汊河道的分流特征及其影响机制 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2024, 44(2): 131-145.
GE Chunhai, FAN Yongyong, BA Qi, et al. Diversion characteristics of the branching channels in the Yellow River mouth and its influencing mechanisms[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2024, 44(2): 131-145.

现行黄河口分汊河道的分流特征及其影响机制

葛春海¹, 范勇勇², 巴旗¹, 孙超¹, 吴振³, 吴晓^{1,4}, 王厚杰^{1,4}, 毕乃双^{1,4}

1. 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100
2. 黄河河口海岸科学研究所, 东营 257091
3. 山东省第四地质矿产勘查院, 潍坊 261021
4. 中国海洋大学海底科学与探测技术教育部重点实验室, 青岛 266100

摘要: 自 2013 年黄河尾间河道出汉形成双槽入海的河口汉道, 控制了河口流量的分配, 但其分流特征及其影响机制尚不清楚。本文基于 Delft3D 构建了黄河口汉道的水动力三维数值模型, 模拟了不同工况下河口汉道的分流特征, 揭示了其影响机制。结果表明: 河口汉道的分流不对称性随流量的增加而减小, 流量增加加大了东汉与北汊河道的水位梯度差, 使得从东汉河道的流量增量较北汊河道大, 河流流量的分配更加均匀。潮汐作用增强了河口汉道的流量不对称性, 而随着径流量的增加, 潮汐的增强作用逐渐减弱。这主要由于在半月潮的作用下, 东汉和北汊河道水位梯度的差异, 形成河口潮汐的“东阻北促”效应, 增强了河口汉道的分流不对称性。

关键词: 分汊河道; 分流不对称性; 潮汐; 径流量; 黄河口

中图分类号: P736

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2023030301

Diversion characteristics of the branching channels in the Yellow River mouth and its influencing mechanisms

GE Chunhai¹, FAN Yongyong², BA Qi¹, SUN Chao¹, WU Zhen³, WU Xiao^{1,4}, WANG Houjie^{1,4}, BI Naishuang^{1,4}

1. College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China
2. Institute of the Yellow River Estuarine and Coastal Science, Dongying 257091, China
3. No.4 Exploration Institute of Geology and Mineral Resources, Weifang 261021, China
4. Key Laboratory of Submarine Geosciences and Prospecting, Ocean University of China, Qingdao 266100, China

Abstract: Since 2013, a branching channel has been formed in the Yellow River mouth, which diverted the river water discharge to the sea. However, the diversion characteristics of the branching channel and its influencing mechanism are not clear. A three-dimensional hydrodynamic numerical model of the river mouth was constructed using the Delft3D model. The diversion processes in different cases were simulated and the controlling factors were examined. Results show that the asymmetry of water discharge in the branching channels decreased with the increase of the river water discharge. The increase in river water discharge increased the water level gradient between the eastern and northern channels. As the result, the increase in water discharge in the eastern channel was greater than that in the northern channel, which alleviated the asymmetry of water discharge in the two channels. Tidal force amplified the asymmetry of the water diversion in the two channels. However, the tidal amplification decreased with increase in river discharge. This is due mainly to the differentiation in water level gradient between the two channels under the influence of the semi-diurnal tide in the river mouth, which promoted the seaward flow in the northern channel, but inhibits it in the eastern channel.

Key words: branching channels; asymmetry of water diversion; tidal forces; water discharge; Yellow River mouth

分汊河道是河口三角洲地貌系统的重要组成部分, 在河口三角洲中广泛发育^[1], 分汊河道的水动力控制了下游河道的流量和泥沙的分配, 决定了河

口三角洲物质的扩散和输运, 而流量和泥沙分配的不均匀反过来影响分汊河道及河口地貌的演变^[2-5]。由于河口分汊河道的水动力受到河口潮汐、上游径

资助项目: 国家自然科学基金“调水调沙影响下黄河口冲淤格局转变的动力机制研究”(42076175); 山东省地矿局海岸带地质环境保护重点实验室开放基金项目(SYS202101)

作者简介: 葛春海(1995—), 男, 硕士研究生, 海洋地质专业, E-mail: 17806236203@163.com

通讯作者: 毕乃双(1981—), 男, 教授, 主要从事河口沉积动力学、地貌学研究, E-mail: binaishuang@ouc.edu.cn

收稿日期: 2023-03-03; **改回日期:** 2023-04-17. 文凤英编辑

流量、河道几何形状、河槽宽深、底摩擦系数、植被等诸多因素的影响,导致分汊河道演变过程复杂^[6-14]。

黄河是中国第二大河,作为全球海洋重要的陆源物质供应端源,多年平均向渤海输送泥沙达 10.8 亿 t,是全球造陆最快的三角洲^[15]。自 2002 年实施调水调沙工程以来,每年约 30% 的水和 50% 的沉积物以短时间脉冲式排放入海,这极大改变了黄河自然径流状态^[16]。调水调沙期将大量水和沉积物从小浪底水库排出,冲刷下游河床的泥沙,导致下游河床粗化,入海泥沙中河床泥沙比率增加,泥沙粒径增大,沉速增大,大量的泥沙在河口地区迅速沉降,水下三角洲的坡度变陡^[17-19]。黄河口泥沙的快速堆积有利于河口拦门沙的形成,河口拦门沙对黄河入海水流起到阻水和使水流分汊的作用,致使尾间河道易出汊或摆动,使得河口近岸区域的沉积动力环境更为复杂^[20-21]。

现行黄河三角洲的尾间河道自 2013 年出汊形成北汊、东汊双河槽入海的格局,分隔东汊的原北汊沙嘴也逐渐淤积为分流的沙岛,2016—2017 年黄河短暂夺东汊入海,2018 年后主流回归北汊;且黄河口分汊河道处存在短暂的汊道环流,东汊将逐渐发育为主汊^[21-22]。目前对黄河口分汊河道的研究多关注于河口流路的演变、稳定性、地貌特征、出汊机制及其影响因素等^[5, 23-25],然而自 2013 年黄河口形成双槽入海以来,黄河口分汊河道的分流特征及其影响机制尚不清楚,由于分汊河道控制了河口水沙、营养物质的输运与扩散,显著影响着河口水文与生态环境^[10]。因此,在新入海水沙的情势下,探讨河口分汊河道的水动力及其演变机制,对河口流路稳定治理与河口生态环境保护具有现实意义。

本文应用 Delft3D 模式建立黄河口三维水沙动力模型,通过设置不同对照组实验,研究黄河口河道分汊对入海径流的分流过程,揭示影响黄河口径流分流的主控因素及其影响机制,为黄河口流路的稳定、湿地生态环境保护和河口地貌演变等提供科学依据。

1 研究区域概况

研究区域为 2013 年黄河尾间河道冲刷汊沟形成双槽入海的现行河口(图 1a)。至 2017 年,北汊口门到分流点的距离为 3.44 km,东汊口门到分流点的距离为 2.98 km^[22];河口近岸潮汐为不规则半日潮,涨潮流为南东方向,落潮流为北西方向,其近岸海域的潮流多为沿岸的往复流^[26]。现行河口属于

弱潮型河口,感潮河段较短,一般为 10~20 km,并随着径流量的强弱而发生改变。由于东汊、北汊口门处潮汐不同步,在北涨东落时,形成北进东出的汊道环流,反之,在东涨北落时,形成东进北出的汊道环流^[22]。由于河口汊道的分流作用,北汊河道和东汊河道不断向海延伸。

2 数据与方法

2.1 数据资料

本文所用的数据主要包括水深数据和水文泥沙定点观测数据。为了提高模型的分辨率和计算效率,本文采用双层嵌套网格。渤海模型水深数据来自于海图资料,河口水深数据来自于黄河水利委员会 2018 年实测数据,河道水深来自于 2019 年测量的水深数据插值所得。水深数据均采用 Bathymetry 500MF 测深仪(美国 SyQuest 公司)测得,测量精度为 $1\text{ cm} \pm 0.1\% H$ (H 为水深)。水文定点资料(水深、潮流等)来自于课题组 2019 年在黄河三角洲毗邻海域现场观测数据(M1、M2、A30、B30 站,如图 1)。水深和流速流向数据均采用三脚架上固定的声学多普勒剖面仪 Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)(美国 RD Instruments 公司)测得,采样间隔 600 s,流速测量精度为 $\pm 0.5\text{ cm/s}$,并取其表层、中层、底层数据进行验证。

2.2 模型设置

Delft3D 模型基于 Boussinesq 假设,通过求解 σ 坐标下三维 N-S 方程,对河流、河口和近海等区域的流体和物质输运进行研究,已广泛应用于河口海岸相关研究^[7, 10-12, 27-34]。本文利用 Delft3D 模型提供的 FLOW 模块,对黄河口分汊河道在自然径流、调水调沙期的水动力进行数值模拟。为提高模拟精度减少计算负荷,模型采用嵌套网格形式(图 2a)。

渤海模型采用矩形网格,网格分辨率为 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$,网格总数为 502×382 个,垂向采用 σ 坐标系,渤海海域的水深数据源于海图资料(比例尺 1:50000~1:250000),河口近岸海域来源于 2015 年黄河三角洲毗邻海域 150 条断面测深数据。外海边界设置在渤海海峡 122.5°E 处,采用 TPXO8.0 TOPEX/POSEIDON 全球潮汐模型的 M2、S2、N2、K2、K1、O1、P1、Q1、MF、MM、M4、MS4、MN4 共 13 个天文分潮的调和常数作为潮汐边界驱动,模型初始场水位、速度场、盐度场均来自于课题组基于

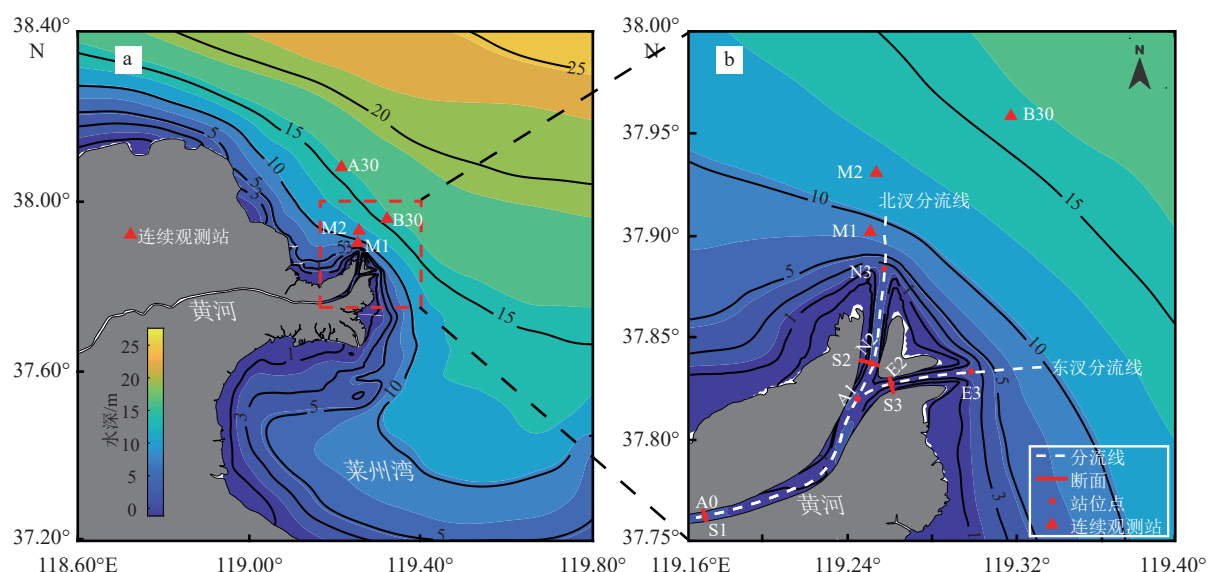


图 1 黄河三角洲近岸海域观测站 (a) 及黄河口分汊河道 (b)

Fig.1 Settings of in-situ observations of the Yellow River Delta (a) and the branching channels of the Yellow River mouth (b)

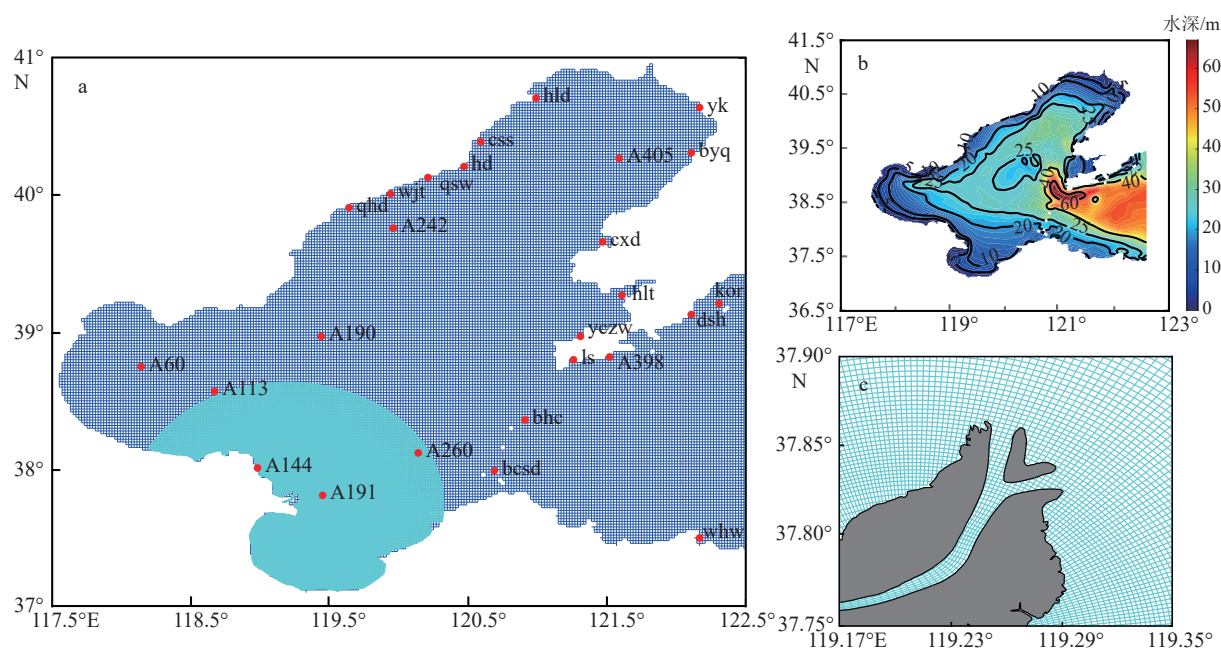


图 2 模型网格和水深

a: 嵌套网格 (红点为 Dashboard 潮汐站位点), b: 渤海水深, c: 河口网格。

Fig.2 The model grids and bathymetry

a: Nested model grids (red points indicate tidal gauging stations in the Dashboard), b: bathymetry of the Bohai Sea, c: model grids in the river mouth.

ROMS 模拟的稳定结果经插值后得出^[35], 底摩擦系数使用曼宁系数, 设置为 0.02, 模拟时间自 2019 年 6 月 2 日至 2019 年 8 月 20 日, 基于 CFL 判断设置的时间步长为 5 min。

黄河三角洲近岸海域网格采用曲线正交网格。网格分辨率由河口向外海逐渐减小(图 2c), 河口处的分辨率最大为 94 m, 网格总数为 548×301 个, 垂向采用 σ 坐标系, 渤海网格与黄河三角洲近

岸海域网格的垂向上都划分为 13 层, 每层的层厚分别为水深的 2%、4%、6%、8%、10%、10%、20%、10%、10%、8%、6%、4%、2%, 河口水深数据来自于 2018 年黄河口实测水深数据, 模型考虑河口潮滩的干湿变化, 用干湿网格进行模拟, 设置水深阈值为 0.05 m。黄河三角洲近岸海域模型的外海开边界条件由渤海模型计算提供, 河口处开边界设置在离河口北汉与东汉的分汊点以上 11 km 处, 由利津站的

日均径流量数据作为河流边界输入(如图3所示)。

嵌套模型底摩擦系数采用曼宁系数,参考前人的公式^[36]进行修改,本文的曼宁系数 n 为:

$$n = \left(0.011 + \frac{0.01}{h} \right), \quad h > 1 \quad (1)$$

其中, h 代表静水深,当 $h < 1$ 时,曼宁系数为0.02。

2.3 模型验证

渤海模型利用 Dashboard 里 26 个站位的潮汐数据进行验证(验潮的站位如图2a所示)。并利用标准差、均方根误差和相关系数对模拟结果进行评估。公式如下:

$$CC = \frac{\sum (X_{\text{mod}} - \overline{X_{\text{mod}}})(X_{\text{obs}} - \overline{X_{\text{obs}}})}{\left[\sum (X_{\text{mod}} - \overline{X_{\text{mod}}})^2 \sum (X_{\text{obs}} - \overline{X_{\text{obs}}})^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (2)$$

$$STD = \sqrt{\frac{\sum (X_{\text{mod}} - \overline{X_{\text{mod}}})^2}{N}} \quad (3)$$

$$RMSD = \sqrt{\frac{\sum \{ [(X_{\text{mod}} - \overline{X_{\text{mod}}}) - (X_{\text{obs}} - \overline{X_{\text{obs}}})]^2 \}}{N}} \quad (4)$$

其中, X_{mod} 是模拟结果值, $\overline{X_{\text{mod}}}$ 表示模拟结果平均值, X_{obs} 、 $\overline{X_{\text{obs}}}$ 分别是观测值及观测值的平均值。相关系数 CC 反映模拟值与观测值之间的相关性,标准偏差 STD 反映数值相对于平均值的离散程度,均方根误差 $RMSD$ 用于衡量模拟结果与观测值之间的偏差。对观测值与模拟值的标准差与均方根误差同除以观测值的标准差,得到归一化的结果。归一化后的标准偏差越接近1,证明模拟值与实测值具有相同的离散程度,均方根误差越小,模拟值越接近观测值。图4是渤海沿岸选择的6个站位点,模拟的水位与 Dashboard 的水位整体拟合较好,其中A144与A191站2018年实测水深约为2.5m与15.0m,而 Dashboard 中对应位置的 GEBCO19 水深约 1.5 m

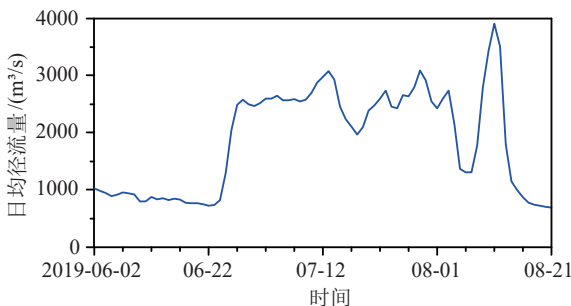


图3 2019年利津水文站6月2日至8月21日日均径流量
Fig.3 Average daily water discharge at Lijin station from 2 June to 21 August 2019

和 14 m;且清8汉三角洲叶瓣受2002年以来调水调沙工程的影响,岸线已向海推进超过10 km,水深岸线的差异导致了一定的误差。

根据公式(2)–(4),对渤海模型的26个站位的模拟值与观测值进行评估,归一化后得到每个站点的模拟值与实测值的相关系数、归一化标准差和均方根误差。结果显示水位整体相关系数在0.89以上,均方根误差(RMSD)都在0.42以下,归一化标准误差都在1附近,部分站位由于水深、岸线、参数简化等原因导致模拟值与实际情况存在一些误差,但大模型水动力整体模拟结果较好,可以为黄河三角洲近岸海域模型提供驱动边界(图5)。

黄河三角洲近岸海域模型验证,流速和流向(图6)模拟结果与实测数据均吻合较好,表明模拟结果准确刻画了研究区水动力过程,可通过诊断模拟研究河道分汊对于研究区水动力的影响及其机制。

2.4 断面设置与计算方法

2.4.1 断面设置

为了分析研究河口分汊河道对流量的分配,在河口东汉与北汊分流河口处各设置断面S3、S2,断面与河道垂直,到分汊点A1的距离相等;干流断面S1的位置远离河口区域,此处河口潮汐作用较弱。沿河道中心设置分流线,其终点分别为N3、E3,在10 m等深线附近,分流线与各断面的交点为A0、N2、E2(图1b)。

2.4.2 断面流量计算

为了研究分流河道对入海径流量的控制作用,将断面上网格点速度沿平行和垂直断面两个方向进行正交分解,规定垂直断面向海方向为正,平行断面方向以汊道的右岸为正(图1b)。由于河口汊道水深较浅,断面的流量利用垂向平均速度进行计算。

速度的正交分解:

$$v_n = u \times \cos\theta + v \times \sin\theta \quad (5)$$

$$v_e = u \times \sin\theta - v \times \cos\theta \quad (6)$$

其中, v_n 代表与断面垂直方向的速度, v_e 是沿断面分解的速度, u 为东西向网格速度, v 为南北向网格速度, θ 是断面与正东方向的夹角。

断面瞬时的流量:

$$Q_{(t,k)} = \sum_{i=1}^n w_{(i)} \times h_{(i,k,t)} \times v_{n(i,k,t)} \quad (7)$$

$w_{(i)}$ 代表断面第 i 个网格的宽度, n 是断面上的网格数量, $h_{(i,k,t)}$ 、 $v_{n(i,k,t)}$ 分别代表断面上第 i 个网格 t 时刻 k 层的水深、流速。 $Q_{(t,k)}$ 是断面在 t 时刻 k 层的流

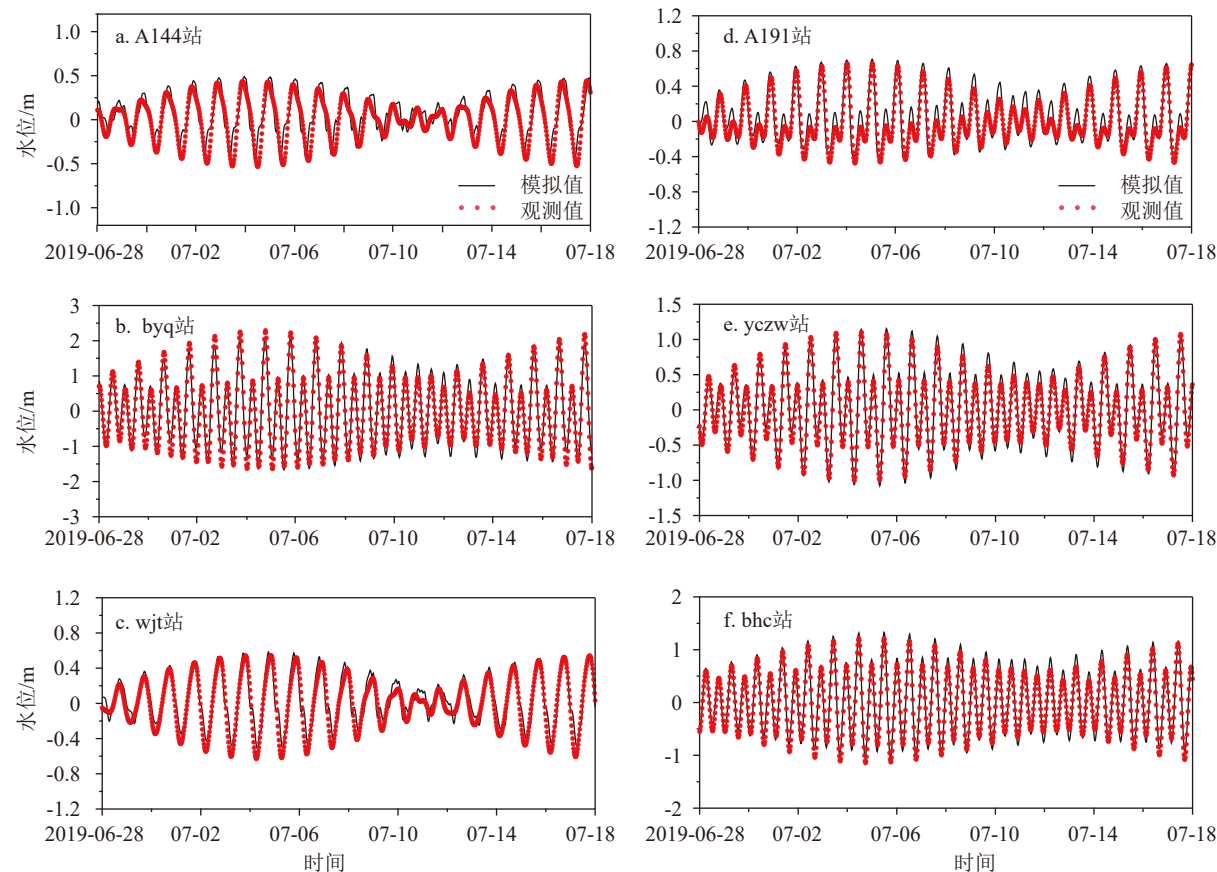


图 4 渤海模拟 (黑实线) 与观测 (红点) 水位对比
站位见图 2。

Fig.4 Comparison of the observed (red points) and simulated (black solid line) water levels in the Bohai Sea
see Fig. 2 for station locations.

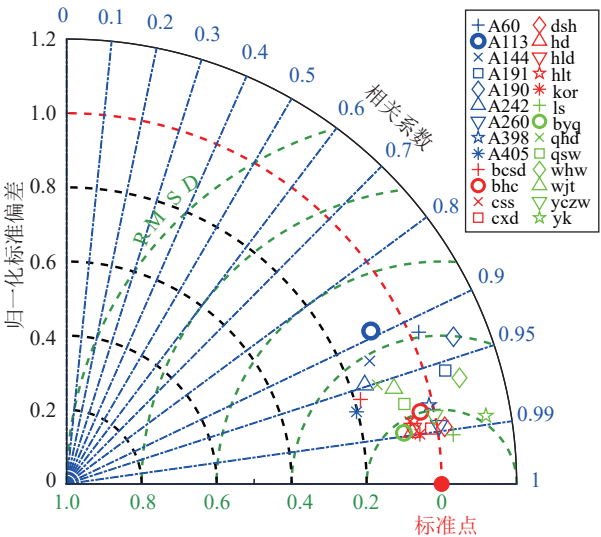


图 5 渤海模拟水位与观测水位的标准化泰勒图
Fig.5 The normalized Taylor diagram of observed and simulated water levels in the Bohai Sea

量。因此, 整个断面*t*时刻的流量将每一层积分求和, 即*t*时刻断面的流量*Q*为:

$$Q = \sum_{i=1}^k Q_{(i,k)} \tag{8}$$

当*Q*为正时, 径流向海排放, 为负时, 海水通过断面进入河道。

2.4.3 流量不对称系数计算及分解

河口分汊河道控制了河口流量的分配, 决定了河口三角洲物质的扩散和输运, 而物质分配的不均匀性反过来影响分汊河道及河口地貌的演变, 河口流量不对称系数定义为^[27]:

$$\psi = \frac{< Q_2 > - < Q_3 >}{< Q_2 > + < Q_3 >} \tag{9}$$

其中, *< Q₂ >*表示北汊的日均流量, *< Q₃ >*表示东汊的日均流量, *ψ*表示北汊与东汊的流量不对称程度, 表达式分母恒大于 0, 当*ψ*>0表示北汊为入海径流的主要排放通道, *ψ*等于 0 时表示北汊和东汊入海的径流量相等, *ψ*<0表示东汊为入海径流的主要排放通道。

河口的流量不对称系数还受到河口潮汐作用的影响。潮汐产生的斯托克斯流与补偿回流控制分汊处的流量分配^[1, 27], 因此, 将仅潮汐作用下的流

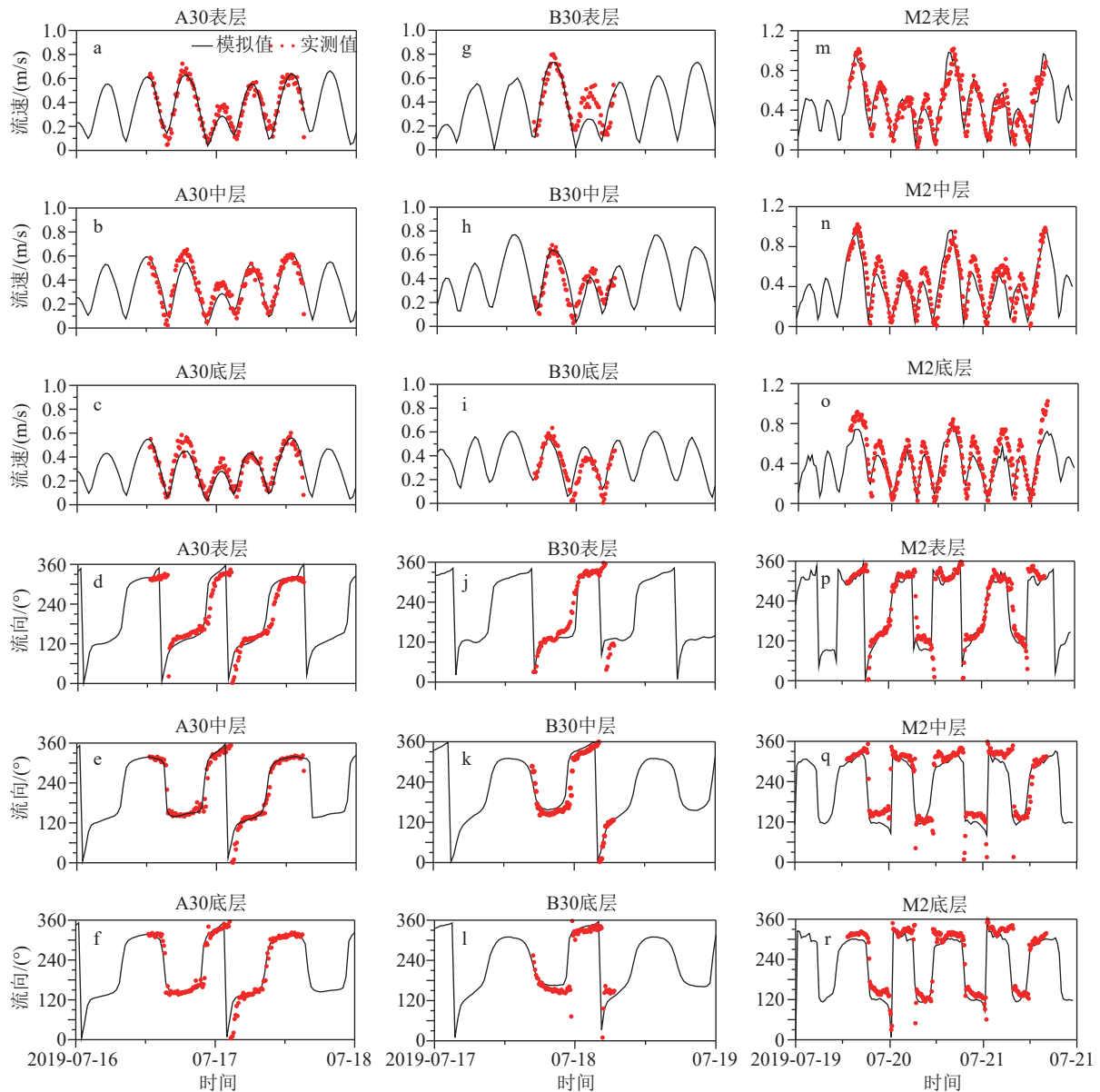


图6 河口 A30、B30、M2 观测站流速和流向实测（红点）与模拟（实线）结果对比验证

Fig.6 Comparison of measured (red dots) current velocity magnitude and direction with the simulated results (solid line) at stations A30, B30, and M2

量进行分解: 速度 $U = U + U'$, 其中 $\langle U \rangle$ 表示周期平均速度, U' 表示周期内的速度振荡值; 水深 $d = h + \eta$, h 表示周期平均水深, η 表示水位, d 表示瞬时的水深。

$$\langle Q_t \rangle = W \langle U' \eta \rangle + Wh \langle U \rangle + W \langle U \rangle \langle \eta \rangle \quad (10)$$

其中, $W \langle U' \eta \rangle$ 表示斯托克斯流 Q_s , $Wh \langle U \rangle$ 表示补偿回流 Q_r , $W \langle U \rangle \langle \eta \rangle$ 为剩余项 Q_n 。 Q_s 由水位梯度产生的, Q_r 是平衡斯托克斯流所产生的。 Q_s 为负, 代表着由海向陆的水位梯度, 迫使 Q_r 向海排放; Q_s 为正, 代表着由陆向海的水位梯度, Q_r 向陆涌进, 即在单一河道内, 河道具有恒定的宽度和收

敛度, 储水量有限, 因此 Q_s 和 Q_r 能够保持平衡, 但在分叉河道中, Q_s 与 Q_r 不一定平衡^[27]。

为了探究潮汐对河流流量不对称系数的影响, 将流量不对称系数 ψ 按照式(11)进行分解^[27, 37]:

$$\psi = \psi_r + \psi_t + \psi_{rt} \quad (11)$$

ψ 是考虑河潮相互作用下分叉河道的不对称系数, ψ_r 、 ψ_t 、 ψ_{rt} 分别是仅河流作用、仅潮汐作用、潮汐与河流相互作用导致的流量不对称系数。

2.4.4 河口汊道水位梯度计算

河口汊道的水位受到径流与潮汐的相互作用而发生变化, 水位差异导致了水位梯度的产生。水位梯度会引起流量不对称系数 ψ 的变化, 本文的水

位梯度定义为:

$$\phi_e = \frac{W_{A0} - W_{E3}}{LE} \quad (12)$$

$$\phi_n = \frac{W_{A0} - W_{N3}}{LN} \quad (13)$$

式中, ϕ_e 、 ϕ_n 分别代表东汉与北汊的水位梯度, W_{A0} 代表 A0 站位点的水位, W_{E3} 、 W_{N3} 分别是 E3、N3 点的水位, E3、N3 站位在河口汊道口门处, 与近岸海域潮汐变化一致, LE 是东汉河道分流线 A0 到 E3 的距离, LN 是北汊河道分流线 A0 到 N3 的距离, 约为 15 km 和 17.5 km。

3 结果

3.1 黄河不同径流条件下河口汊道分流特征

河口分流汊道的存在控制着河口的流量、盐度、悬浮泥沙的扩散, 使得其在河口空间上分布具有较大的差异。为了研究分汊河道对径流的分流控制作用, 嵌套模型关闭地形自动更新模块, 研究不同河流流量的条件下河口汊道的分流特征。

根据式(5)~(8)计算了断面 S1、S2、S3 的流量随时间变化(图 7)。结果显示北汊和东汉的断面流量、流量差均与主河道的流量呈同步同向变化, 但北汊的流量始终高于东汉, 为入海径流主汊。其中各断面日均流量的具体变化为: 6 月 12—25 日在河流低流量状态下, 主河道 S1 断面流量为 770~900 m³/s; 北汊河道 S2 断面的日均流量为 500~600 m³/s, 占总径流量的 65% 以上; 东汉河道 S3 断面日均流量为 210~240 m³/s, 约占总径流量的 27%; S2 与 S3 断面的流量差异约为 290~360 m³/s。6 月 25 日至 8 月 5 日调水调沙期间, S1 断面流量为 2 100~3 200 m³/s, 增长了约 3~4 倍; S2 断面流量为 1 300~2 000 m³/s, 也增长了约 3~4 倍, 约占总流量的 62%; S3 断面流量为 750~1 200 m³/s, 增长了约 4~6 倍, 约占总流量的 36%; 断面的流量差增长到 600~730 m³/s, 是河流低流量时的 2 倍, 即调水调沙期间, S3 断面流量增加较 S2 断面更为显著。8 月 8—13 日受到台风利奇马的影响, 主河道 S1 断面的流量增大至 3 900 m³/s, S2 断面流量约为 2 300 m³/s, S3 断面约为 1 500 m³/s, 此时断面流量差约为 800 m³/s, 流量差进一步扩大。8 月 13 日后, 主河道流量逐渐恢复到自然低流量状态, 此时北汊、东汉河道断面流量、流量差分别恢复到调水调沙前。

根据计算得到的各断面的瞬时流量, 按照公式

(9) 计算北汊和东汉断面 S2、S3 的流量不对称系数 ψ (图 8)。在干流日均径流量小于 1 000 m³/s 时, 北汊与东汉的流量不对称系数约为 0.4~0.46; 径流量增加到 2 500 m³/s 时, 流量不对称系数 ψ 减小到 0.25 左右; 当日均径流量达 3 900 m³/s 时, 流量不对称系数 ψ 减小为 0.2 左右, 与低流量时期相比, 流量不对称系数 ψ 缩小了约 50%。无论在河流低流量和高流量状态下, 北汊河道均为主汊道, 即径流主要从北汊入海, 但随着河流径流量的增加, 北汊和

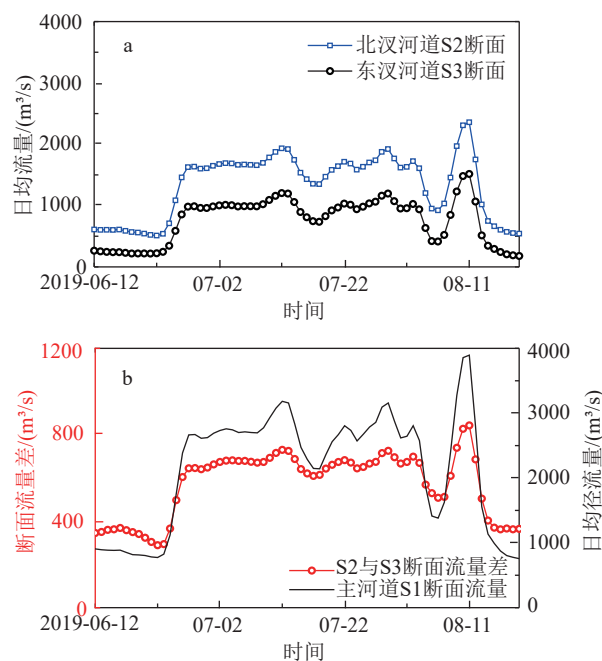


图 7 黄河口分汊河道日均流量及流量差

a: 北汊与东汉河道 S2、S3 断面的日均流量, b: S2、S3 断面日均流量差与主河道日均流量。

Fig.7 Average daily water discharge and discharge difference in the branching channels of the Yellow River mouth

a: Average daily water discharge in the northern and eastern branching channels at sections S2 and S3, b: discharge difference between sections S2 and S3 and the average daily water discharge in the main channel.

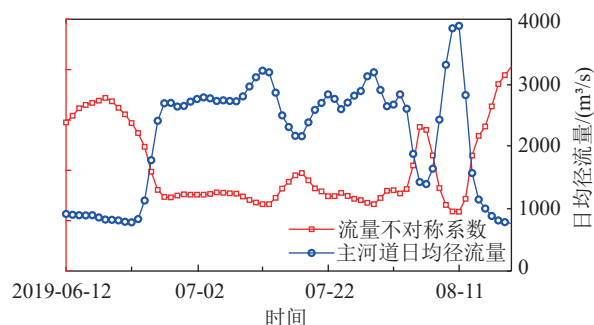


图 8 河口汊道 S2、S3 断面流量不对称系数

Fig.8 Discharge asymmetry index for sections S2 and S3

东汉河道的流量差异逐渐减小。

3.2 潮周期内河口汉道分流特征

河口汉道径流方向与沿岸的往复流方向近乎垂直,以及在河口不规则半日潮的影响下,河口汉道潮周期内的分流特征略有差异。本文分别选择河流低流量和高流量状态下,对比分析潮周期内河口汉道的分流特征。

河流低流量状态选择6月18—19日,其日均径流量分别为 $777\text{ m}^3/\text{s}$ 和 $769\text{ m}^3/\text{s}$ 。低流量状态下,受不正规半日潮控制,河道潮差约为 $0.3\sim 0.9\text{ m}$ 。落潮时,北汉与东汉河道水位无明显差异,流速大小虽有所不同,但均为正值,波动幅度约为 $0.4\sim 0.6\text{ m/s}$,东汉波动幅度更大,表明径流均向海输送,此时河口汉道瞬时流量不对称系数 ψ_0 约为 0.46 ,北汉为主汉道(图9a);涨潮时,东汉流速随水位升高逐渐减小,并在涨憩时刻前后转为负值,即向陆方向流动。而北汉河道流速方向则随着涨憩时刻水位的高低而有所差异,即在较低高潮位时北汉径流依然向海流动(图9绿框1),此时河道的瞬时流量不对称系数 ψ_0 约为 1.2 ,达到正值最大;而在较高高潮位时,流速降幅高达 1.0 m/s ,北汉的流速转为负值,表明径流向陆方向流动,在此期间河道的瞬时流量不对称系数 ψ_0 由正转为负值,最小约为 -1.1 (图9绿色框2)。

河流高流量状态选择7月3—4日,这两日干流

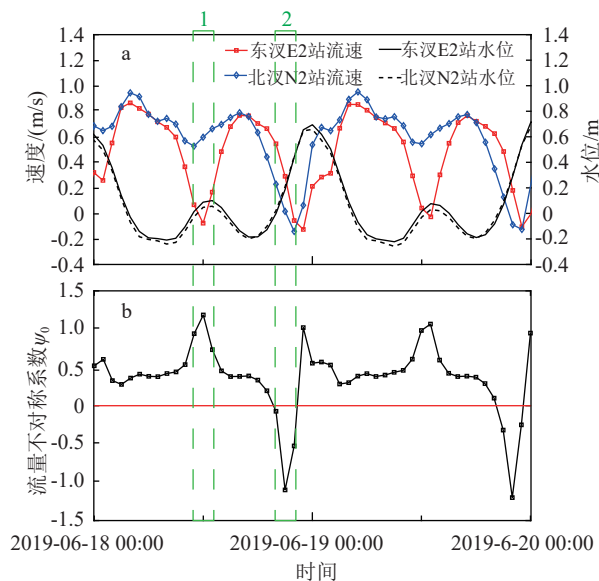


图9 低流量状态下河口汉道E2、N2站的流速和水位(a)及逐时流量不对称系数(b)

Fig.9 Current velocities and water levels at stations E2 and N2 (a), hourly discharge asymmetry index of branching channels in low water discharge period (b)

的日均径流量分别为 $2600\text{ m}^3/\text{s}$ 和 $2650\text{ m}^3/\text{s}$,且与低流量状态下河口潮汐变化相同,均为大潮期间。河流高流量状态下,较低潮差的涨落潮水位和流速变化均不显著,仅在高潮差的涨落潮期间变化较大,水位变化约为 0.4 m 。潮流流速均为正值,在较高水位的涨憩时刻,流速降幅可达 0.5 m/s (图10a)。涨落潮期间,东汉的水位均高于北汉,最大可达 0.1 m ,而流速始终低于北汉,最大可达 0.2 m/s 。无论涨潮还是落潮,瞬时流量不对称系数 ψ_0 变化不大,基本维持在 0.25 左右(图10b),即在河流高流量状态下,瞬时流量不对称系数 ψ_0 始终为正,北汉河道为主河道。

4 讨论

4.1 河流流量对河口分流的影响及其机制

河口是河流与海洋相互作用的区域,河口汉道的分流特征受到河流流量与河口潮汐的影响^[1,11-12,38]。河流流量对河口潮汐振幅、流速流向滞后以及水位梯度等具有调制作用,流量变化会引起河流分流特征的改变^[7,28,31-32]。为了揭示流量对于河流分流特征的影响机制,本文对主河道A0站点、北汉河口N3与东汉河口E3站点点的日均水位进行统计分析,研究流量对分流的控制机制。

根据式(12)—(13)计算东汉与北汉河道的水位

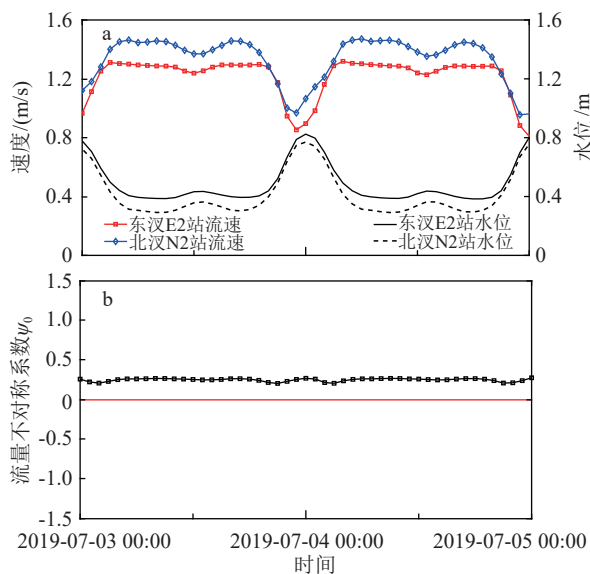


图10 高流量状态下河口汉道E2、N2站的流速和水位(a)及瞬时流量不对称系数(b)

Fig.10 Current velocities and water levels at stations E2 and N2 (a), hourly discharge asymmetry index of branching channels in high water discharge period (b)

梯度 ϕ , 由于流量不对称系数 ψ 是消除河口潮汐周期后的结果, 为此对求得的水位梯度进行周期平均, 得到河口汉道日均水位梯度。结果显示东汉河道与北汉河道水位梯度与主河道流量呈现同步同向变化, 东汉的水位梯度比北汉大(图11a)。定义东汉与北汉河道的水位梯度差为 $\Delta\phi = \phi_e - \phi_n$, 当 $\Delta\phi$ 为正时, 东汉河道的水位梯度大于北汉, 反之, 则小于北汉。为消除半日潮与全日潮对水位梯度差 $\Delta\phi$ 的影响, 求其周期平均值得到 $\langle\Delta\phi\rangle$, 最小河流低流量时, 日均水位梯度差 $\Delta\phi$ 约为0.003, 最大流量时的水位梯度差约为0.013, 扩大了约4倍。

随着河流日均径流量 Q 的增加日均水位梯度差 $\Delta\phi$ 也在增大(图12b), $\Delta\phi$ 与日均径流量 Q 的相关分析结果表明, 随着日均径流量 Q 的增加, $\Delta\phi$ 增大; 在日均径流量 Q 大于3000 m³/s时, $\Delta\phi$ 随河流日均径流量 Q 增大的趋势变缓(图12a)。同时, $\Delta\phi$ 与流量不对称系数 ψ 具有很好的线性关系, 流量不对称系数 ψ 随 $\Delta\phi$ 的增加而减小(图12b), 即随着河流日均径流量 Q 的增加, 东汉河道比北汉河道的水位梯度差 $\Delta\phi$ 越来越大, 在水位梯度力的作用下, 东汉河道流量增加的绝对量较北汉多, 两河道的流量差异缩小, 导致了随着河流日均径流量 Q 的增加, 河口汉道的流量不对称系数 ψ 减小, 流量分配更加均匀。

河流携带的悬浮泥沙随着河口汉道的分配作

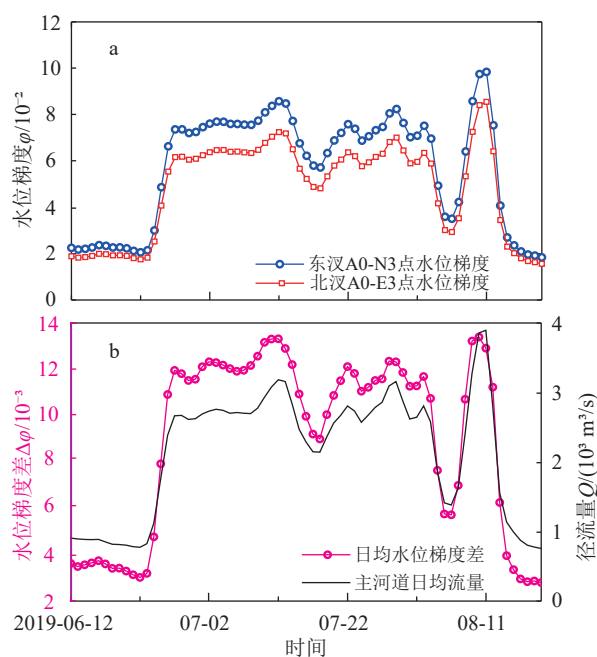


图11 河口北汉、东汉河道日均水位梯度对比(a)及北汉、东汉水位梯度差与河流日均径流量(b)

Fig.11 Average daily water level gradient between the eastern and northern channels (a), difference in average daily water level gradient and daily water discharge in the main channel (b)

用而进入不同的河道, 最终沉积在三角洲近岸海域, 引起河口地貌演化。较低流量时, 北汉为主河道, 河流所携带的泥沙主要在北汉口落淤, 利于北汉河道拦门沙的发育; 在长期的淤积状态下, 北汉河道可能会发育新一级的分流汉道。而东汉河道分流少, 河口径流作用弱, 加之东汉河口水下地形具有坡缓水浅特征, 从东汉入海的泥沙主要堆积在浅水区。高流量时, 河道处于冲刷侵蚀状态^[25,39], 河口汉道流量分配差异减小, 利于东汉河道的冲刷下蚀加深, 增强了分流作用, 致使东汉河道加深、河长延伸、河口沙嘴淤积造陆显著。相较于单一河道, 汉道分流减弱了河口径流作用, 泥沙更易在河口近岸淤积, 减缓了河长延伸, 利于河口沙嘴的淤积造陆, 有益于提高河口流路的稳定性^[40]。

4.2 潮汐对河口分流特征的影响

潮汐对河口汉道的分流控制作用显著, 涨落潮不同步, 导致河口汉道环流的产生; 径流与潮汐同向, 增大了潮流流速的振幅; 反向, 则减弱潮流流速的振幅; 在涨落潮过程中, 受到水深岸线的影响, 水位和流速相位滞后不同, 由此产生的水位梯度不同, 使得潮汐对河口流量划分有加强或抑制的作用^[7, 22, 41]。为了便于揭示潮汐对于河口分流特征的

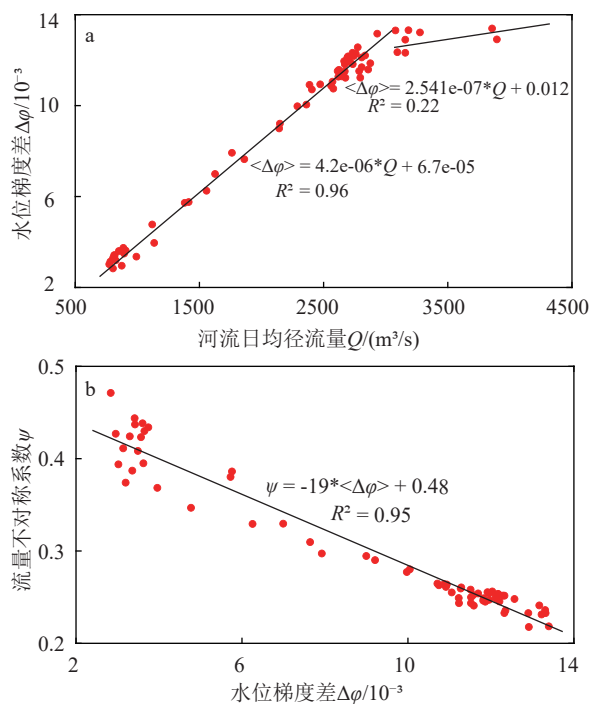


图12 日均径流量 Q 与水位梯度差 $\Delta\phi$ 关系(a)及水位梯度差 $\Delta\phi$ 与流量不对称系数 ψ 关系(b)

Fig.12 Relationship between average daily water level gradient and water discharge (a), relationship between average daily water level gradient and discharge asymmetry index (b)

影响机制,本文首先在河流低流量(6月18—19日)与高流量(7月3—4日)的一个全日潮周期内,选取较小潮差和较大潮差的涨急、涨憩、落急和落憩进行对比,研究不同流量状态下潮汐对河口汉道分流的控制机制。

A0是主河道S1断面的中点,A1是北汉与东汉河道的分汉点,E3、N3分别是东汉与北汉河道的口门站点。图13a、b分别是河口分汉点A1站位在河流低流量和高流量状态下的水位变化。低流量状态下,分汉点水位在一个潮周期内有一次小潮和大潮的变化,小潮历时约9小时,潮差约为0.4 m,大潮历时约16小时,潮差约为0.9 m,河道内的潮汐主要表现为不规则半日潮。高流量状态下,小潮潮差波动不显著,大潮的潮差减小了约0.5 m。

较小潮差期间(图13蓝色方框)的T1涨急时

刻,低流量时东汉水位梯度(低流量水位图的纵坐标刻度标尺一致,水位线越陡代表水位梯度越大)的方向是由海向陆,北汉由陆向海,在水位梯度力作用下,海水从东汉河道涌入,并随径流由北汉流出,形成了短时的“东进北出”的汉道环流。随着北汉排出的流量逐渐增多,当其大于主河道径流量时,瞬时流量不对称系数 ψ_0 大于1(图9b)。而高流量使得T1涨急时刻的河口汉道水位梯度增大,约为低流量时的5倍,东汉水位梯度方向从由海向陆转为由陆向海,汉道环流消失。T2涨憩时刻,低流量时北汉与东汉水位梯度为由海向陆,且北汉高于东汉,有利于径流从北汉排出,此时北汉为主河道;高流量时东汉水位梯度大于北汉,但与T1涨急高流量相比无明显变化,瞬时流量不对称系数 ψ_0 无明显波动(图10b)。T3落急时刻,低流量时东汉水

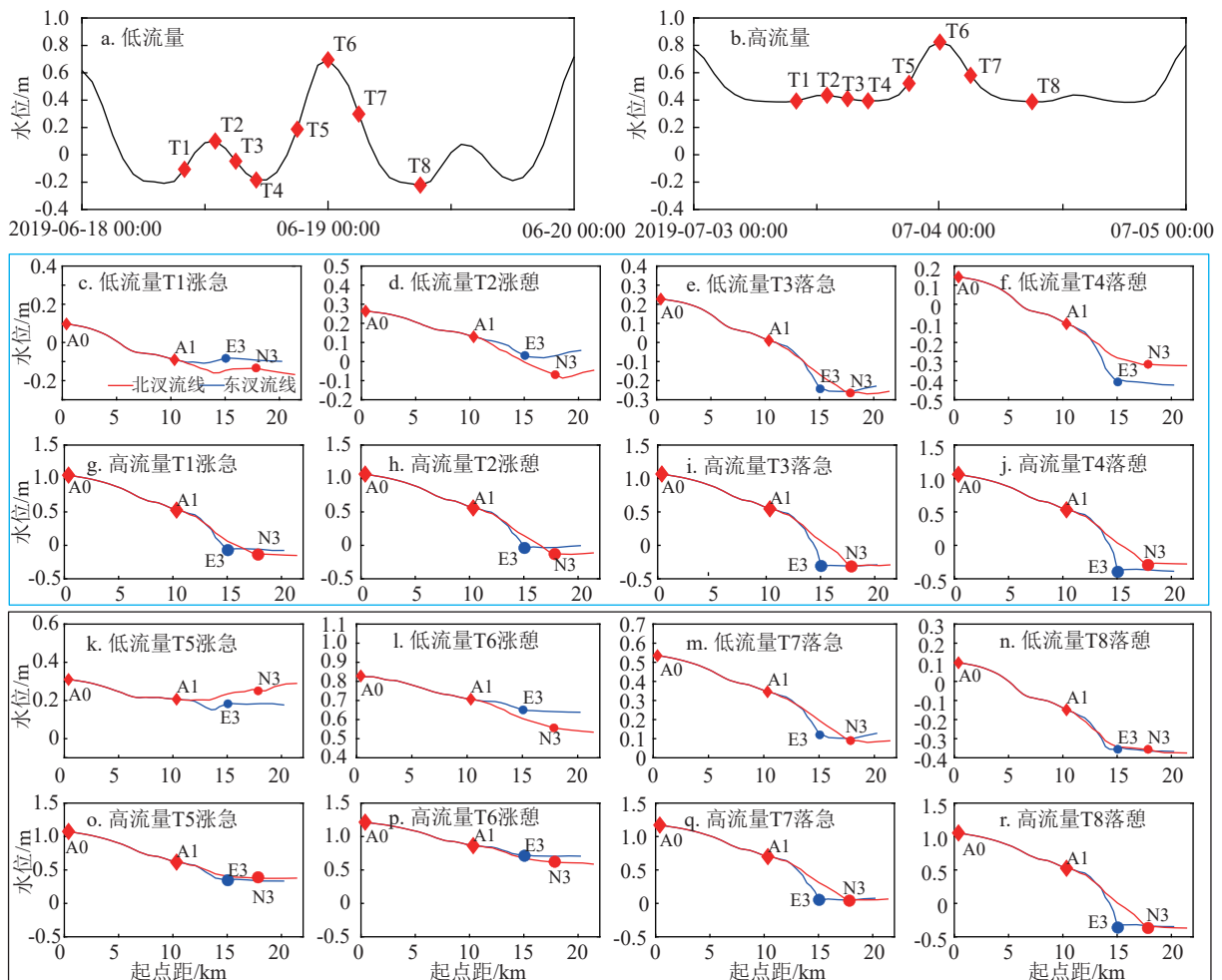


图13 分汉点A1的水位及河口汉道的水位对比

蓝色框表示较小潮差期间,黑色框表示较大潮差期间。a-b: 分汉点A1低流量与高流量时的水位, c-r: 河口汉道分流线不同时刻、不同流量的水位。

Fig.13 Water level at bifurcation point A1 and comparison of water levels in the branching channels

Blue boxes indicate periods of low tide range, and black boxes indicate periods of high tide range. a-b: Water level at bifurcation point A1 at low (a) and high (b) river discharges, c-r: comparison of water levels in the branching channels at different times of day and at different river discharges.

位梯度高于北汊, 瞬时流量不对称系数 ψ_0 减小(图 9b), 从东汊排出的径流增多。高流量时河口汊道的水位梯度同步增大, 东汊大于北汊, 瞬时流量不对称系数 ψ_0 减小。T4 落憩时刻, 低流量时东汊水位梯度大于北汊, 利于径流从东汊排出, 导致 ψ_0 减小。高流量时水位梯度进一步增大, 与 T3 落憩的高流量相比, 东汊水位梯度增加更多, 河口汊道流量分配更加均匀。

较大潮差期间(图 13 黑色方框) T5 涨急时刻, 低流量时北汊的水位梯度由海向陆, 而东汊由陆向海, 形成了短时的“北进东出”的汊道环流, 导致瞬时流量不对称系数 ψ_0 为负, 约为 -1.1(图 10b), 此时东汊成为主河道。高流量时北汊的水位梯度方向从由海向陆转为由陆向海, 河口汊道环流消失。T6 涨憩时刻, 低流量水位梯度都由海向陆, 东汊水位梯度小于北汊, 与 T5 涨急时刻相比, 河口汊道环流消失, 瞬时流量不对称系数 ψ_0 由 -1.1 变为 0.45, 主河道由东汊变为北汊。高流量东汊水位梯度与北汊相等, 此时北汊为主河道。T7 落急时刻, 高流量与低流量的水位梯度都在增大, 东汊的水位梯度大于北汊, 导致瞬时流量不对称系数 ψ_0 减小。T8 落憩时刻, 低流量与高流量的水位梯度进一步增大, 且东汊大于北汊, 但由于东汊与北汊的水位梯度差与 T7 落急时刻几乎一致, 导致瞬时流量不对称系数 ψ_0 没有显著变化。

潮汐引起河口汊道水位的变化, 从而控制河口流量的分配。低流量较小潮差涨急 T1 时, 河口汊道环流的存在使得北汊为主河道; 较大潮差 T5 涨急时, 汊道环流使得东汊为主河道。汊道环流是由于河口口门的涨落时刻不同步, 在北汊涨潮初期, 东汊仍在落潮, 从而形成“北进东出”的汊道环流; 在北汊开始落潮时, 东汊仍在涨潮, 形成东进北出的汊道环流^[22]。高流量使得潮汐所导致的汊道环流消失, 东汊与北汊水位梯度差增大, 流量分配更加均匀。

为了探究潮汐对河口汊道分流的影响, 根据式(11)的分解公式, 本文设置了不同的控制实验。首先在真实工况的模型基础上, 关闭模型的河流边界, 模拟仅在潮汐作用下不同断面的流量随潮汐的变化。其次是打开模型的河流边界, 关闭外海边界的潮汐驱动, 模拟仅河流作用下河口汊道的分流特征。最后通过与实际情况的对比(河潮相互作用时), 分析潮汐对河口分流特征的影响。

仅潮汐作用时, 为了消除河口全日潮与半日潮的影响, 求取断面 S1、S2、S3 的日均流量。主河道

断面 S1 的流量在 0 值附近波动, 东汊河道断面 S3 流量为负(向陆), 北汊河道断面 S2 流量为正(向海)。即仅潮汐作用时, 海水从东汊河道涌入, 并从北汊河道排出, 且断面 S2、S3 的日均流量有一个 15 d 为周期的双周波动(图 14)。

潮汐主要影响河口的斯托克斯流 Q_s 与补偿回流 Q_r , 从而控制河口汊道的流量划分。仅潮汐作用时, 为研究潮汐对河口汊道流量的划分, 将日均径流量 Q 依照公式(10)分为斯托克斯流 Q_s 、补偿回流 Q_r , 剩余项 Q_n 三项, 这三项的大小和方向, 与汊道断面的水位、流速的振幅和相位差有关^[1, 37]。结果显示, 北汊河道 S2 断面的斯托克斯流 Q_s 、补偿回流 Q_r 都为正值, 残余项 Q_n 小于 0(图 15a); Q_s 为正即北汊河道的日均水位梯度由陆向海, 有利于径流从北汊河道排出。东汊河道 S3 断面的斯托克斯流 Q_s 、补偿回流 Q_r 都为负值, 残余项 Q_n 大于 0(图 15b); 斯托克斯流 Q_s 为负, 东汊河道的日均水位梯度是由海向陆, 在水压梯度力的作用下, 海水通过东汊河道向陆运输, 阻碍了径流由东汊向海的排放。因此, 河口潮汐阻碍径流从东汊向海排放, 有利于径流从北汊排放, 使得河口汊道流量的差异变大, 增强了河口汊道分流的不均匀性。

东汊河道的斯托克斯流 Q_s 为负, 北汊河道的 Q_s 为正, 即仅潮汐作用时, 东汊河道由潮汐产生的水位梯度由海向陆, 北汊河道产生的水位梯度由陆向海, 在河口汊道形成了“东进北出”的净输运环流。为了分析导致河口汊道水位梯度相反的原因, 利用小波分析方法对北汊 N2 站点、东汊 E2 站点的水位和流速进行小波相干性分析。

河道的水位梯度在水位和流速相位差为 $\pi/2$ 时最小, 且随着相位差的减小而增大, 锐角为正, 钝角为负^[41]。北汊河道 N2 站位双周潮的水位和流速的

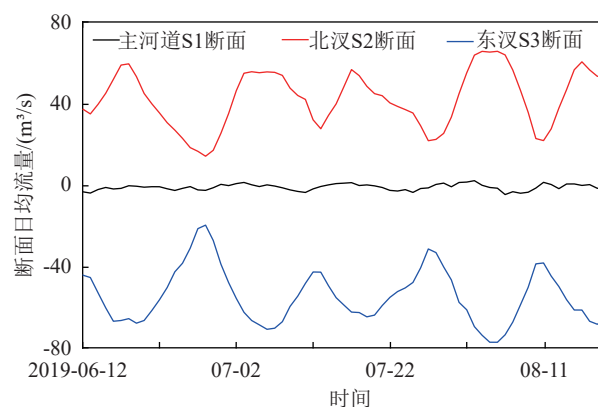


图 14 仅潮汐作用时河口汊道各断面日均流量对比

Fig.14 Average daily water discharge at sections S1, S2, and S3 by tide only

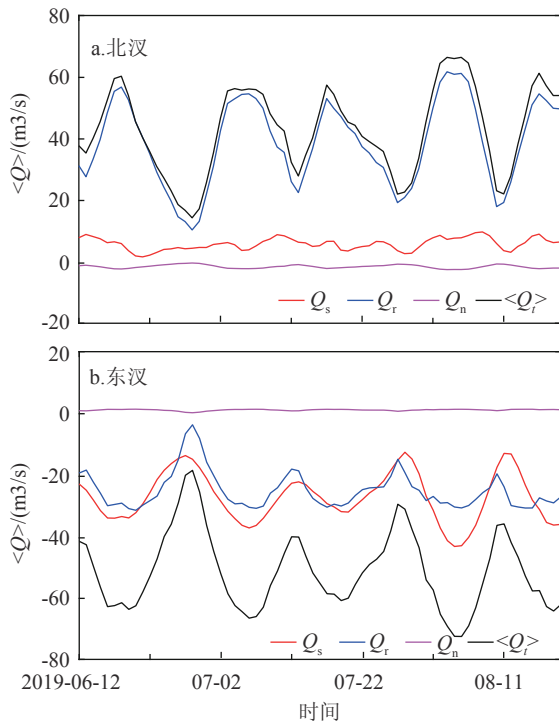


图 15 北汉 S2 断面 (a) 与东汉 S3 断面 (b) 的斯托克斯流 Q_s 、补偿回流 Q_r 、残余项 Q_n 以及流量 Q_t 对比

Fig. 15 Comparison of the Stokes transport Q_s , return discharge Q_r , the residual term Q_n , and tidal-induced subtidal discharge Q_t at sections S2 (a) and S3 (b)

相位差约为 $\pi/2$, 半日潮约为 $4\pi/9$, 全日潮较 $\pi/2$ 稍大, 导致北汉河道的斯托克斯流 Q_s 为正但数值较

小, 即潮汐在北汉河道产生了较小的由陆向海的水位梯度; 东汉河道 E2 站点的水位与流速相位差全日潮的约为 $\pi/2$, 双周潮约为 $3\pi/2$, 即东汉河道全日潮、双周潮产生的斯托克斯流约为 0, 而半日潮的水位和流速相位差约为 $3\pi/4$ (图 16c、d 红色框), 产生的水位梯度为负, 即东汉河道半日潮水位和流速的相位差, 产生了东汉由陆向海的水位梯度。

为了量化分析潮汐对流量不对称系数 ψ 的影响, 设置仅考虑河流作用, 忽略潮汐影响的模型, 求取仅河流作用时的流量不对称系数 ψ_r 。根据公式 (11) 的分解, 潮汐对流量不对称系数 ψ 的影响定义为 $(\psi - \psi_r)/\psi_r$ (仅潮汐及潮汐河流相互作用), 用百分比表示。若该值为正, 表示潮汐作用加强了流量的不对称性, 若为负值, 潮汐减弱了流量的不对称性^[37,41]。河流低流量状态下 ($Q < 1000 m^3/s$), 仅河流作用时的流量不对称系数 ψ_r 小于实际的流量不对称系数 ψ ; 由于公式 (9) 只消除了河口全日潮与半日潮, 没有消除双周潮的影响, 流量不对称系数 ψ 有一显著的周期波动, $(\psi - \psi_r)/\psi_r$ 在 20%~40% 之间波动, 即低流量状态下潮汐作用增大了河口河道流量差异, 流量不对称系数 ψ 受双周潮作用显著。河流日均径流量为 $1000 \sim 3000 m^3/s$ 时, 随着径流量的增加, $(\psi - \psi_r)/\psi_r$ 逐渐减小至 0, 即潮汐的增强作用随河流日均径流量 Q 的增加而减弱; 当日均径流量 Q 大于 $3000 m^3/s$ 时, $(\psi - \psi_r)/\psi_r$ 基本为 0, 潮汐的作用并不显

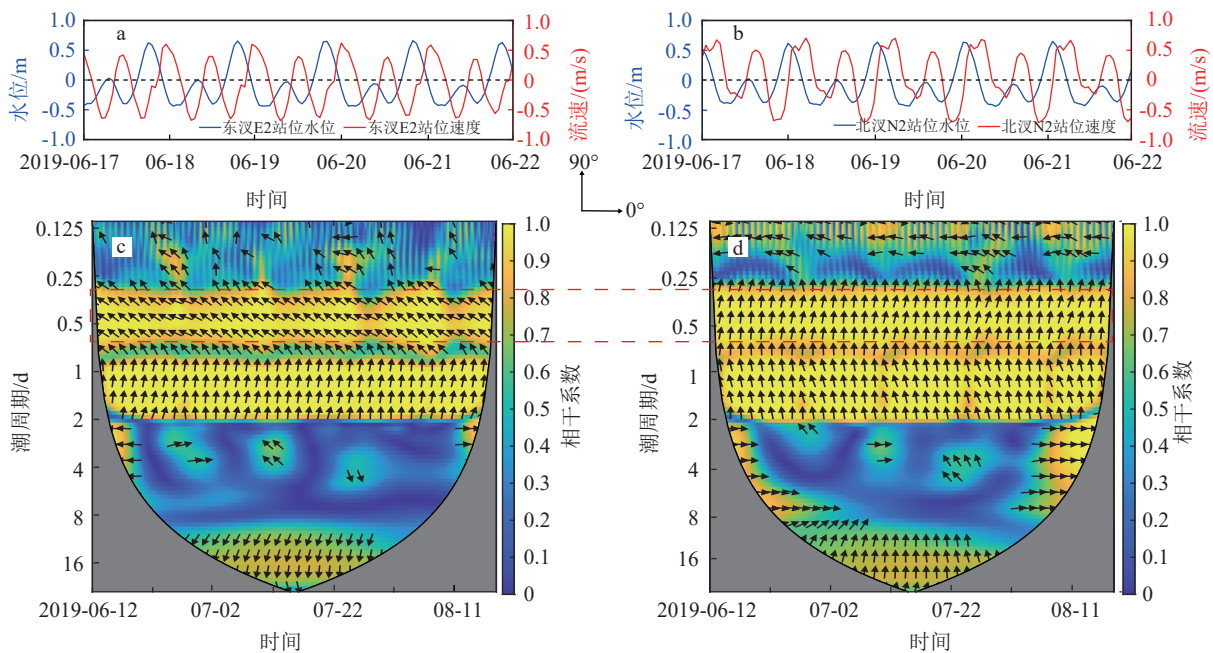


图 16 东汉河道 E2 站点 (a) 与北汉河道 N2 站点 (b) 的水位流速及东汉河道 E2 站点 (c) 与北汉河道 N2 站点 (d) 水位流速相干分析

Fig. 16 Water levels and current velocities at stations E2 (a) and N2 (b), wavelet coherence analysis of water levels and current velocities at stations E2 (c) and N2 (d)

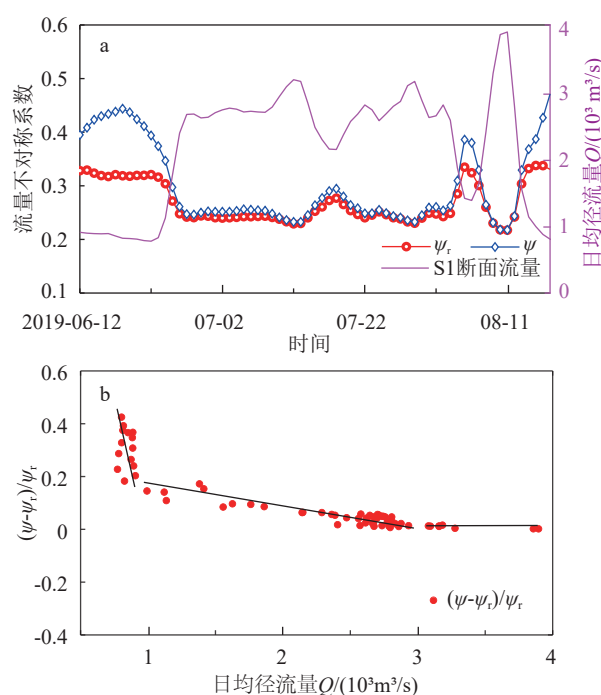


图17 河潮相互作用与仅河流作用时的流量不对称系数对比 (a) 及日均径流量 Q 与 $(\psi - \psi_r) / \psi_r$ 的关系 (b)

Fig.17 Comparison of daily discharge asymmetry index induced by river-tide interactions and river discharge only (a), and relationship between the average daily water discharge Q and $(\psi - \psi_r) / \psi_r$ (b)

著(图17)。

潮波从外海向河口内传播的过程中,受到地貌形态、底摩擦和径流的影响普遍存在变形,导致潮汐不对称^[42-45]。河口汉道的地形差异引起各分汊河道的涨落潮主导性质不同。窄浅河道河槽越浅、越窄,最大落潮流速越小,落潮所需历时越长,河口更倾向于涨潮主导;反之,宽深河道更倾向于落潮主导^[45]。涨潮主导河道会阻碍径流的向海排放,落潮主导河道会促进径流的向海排放;地形导致的潮汐不对称性使得河口分汊河道的径流主要由较深河道向海排放。

5 结论

(1)北汊是黄河入海径流的主要通道,占河流径流量的62%~65%,两河道流量不对称性随着河流径流量的增加而减小。河道水位梯度是控制不对称性变化的主控因素,随着河流径流量的增加,东汊河道与北汊河道的水位梯度同步同向增大,且东汊河道的水位梯度始终大于北汊;两河道日均水位梯度差增大,东汊河道流量的增加较北汊河道更为显著,流量不对称性降低,且当河流日均径流量

小于3000 m³/s时,日均水位梯度差随河流流量的增加而线性增加,日均径流量大于3000 m³/s时,日均水位梯度差增加趋势变缓。

(2)潮汐对河口汉道的流量不对称性具有增强作用。低流量时,潮汐对流量不对称系数 ψ 的增强作用为约20%~40%,且潮汐水位变化所形成的汉道环流使得河口的主次河道在潮周期内来回切换。高流量时,河口汉道的潮汐水位变化被径流所产生的水位削弱,河口汉道环流消失。随着主河道径流量的增加,潮汐的增强作用逐渐减弱,当河流径流量大于3000 m³/s时,潮汐的增强作用变得不显著。半日潮的水位与流速相位差在两河道差异显著,导致东汊产生由海向陆的水位梯度,阻碍了径流向海排放,而北汊形成由陆向海的水位梯度,促进了径流向海排放,这种潮汐导致的“东阻北促”作用增强了河口汉道的流量不对称性。

参考文献 (References)

- [1] Sassi M G, Hoitink A J F, Brye B, et al. Tidal impact on the division of river discharge over distributary channels in the Mahakam Delta [J]. *Ocean Dynamics*, 2011, 61 (12): 2211-2228.
- [2] Kleinhans M G, Jagers H R A, Mosselman E, et al. Bifurcation dynamics and avulsion duration in meandering rivers by one-dimensional and three-dimensional models [J]. *Water Resources Research*, 2008, 44 (8): W9526.
- [3] Hardy R J, Lane S N, Yu D. Flow structures at an idealized bifurcation: a numerical experiment [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2011, 36 (15): 2083-2096.
- [4] Kleinhans M G, Ferguson R I, Lane S N, et al. Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsion [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2013, 38 (1): 47-61.
- [5] 徐丛亮, 陈沈良, 陈俊卿. 新形势下黄河口出汊流路三角洲体系的演化模式 [J]. *海岸工程*, 2018, 37 (4): 35-43. [XU Congliang, CHEN Shenliang, CHEN Junqing. Evolution mode of channel bifurcation delta system at the Yellow River Estuary the new station [J]. *Coastal Engineering*, 2018, 37 (4): 35-43.]
- [6] Feng H C, Tang L Q, Wang Y H, et al. Effects of recent morphological change on the redistribution of flow discharge in the Yangtze River Delta [J]. *Continental Shelf Research*, 2020, 208: 104218.
- [7] Leonardi N, Kolker A S, Fagherazzi S. Interplay between river discharge and tides in a delta distributary [J]. *Advances in Water Resources*, 2015, 80: 69-78.
- [8] Shaw J B, Mohrig D. The importance of erosion in distributary channel network growth, Wax Lake delta, Louisiana, USA [J]. *Geology (Boulder)*, 2014, 42 (1): 31-34.
- [9] Guo L C, Wegen M V D, Jay D A, et al. River-tide dynamics: exploration of nonstationary and nonlinear tidal behavior in the Yangtze River estuary [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2015, 120 (5):

- 3499-3521.
- [10] Buschman F A, Hoitink A J F, Vegt V D M, et al. Water and suspended sediment division at a stratified tidal junction [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2013, 118 (3): 1459-1472.
- [11] Edmonds D A, Slingerland R L. Stability of delta distributary networks and their bifurcations [J]. *Water Resources Research*, 2008, 44: W9426.
- [12] Edmonds D A. Stability of backwater-influenced river bifurcations: A study of the Mississippi-Atchafalaya system [J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39: 8402.
- [13] 李鹏, 陈沈良, 刘清兰, 等. 黄河尾闾沙洲及河口形态对水沙变化的响应[J]. *泥沙研究*, 2022, 47 (2): 57-64. [LI Peng, CHEN Shenliang, LIU Qinglan, et al. Responses of the processes in the Yellow River lowermost channel sandbars and estuary to the variation of water and sediment [J]. *Journal of Sediment Research*, 2022, 47 (2): 57-64.]
- [14] 冯浩川, 王崇浩, 郭传胜, 等. 汉道平面形态对河口潮波传播的影响[J]. *中国水利水电科学研究院学报*, 2022, 20 (3): 204-212. [FENG Haochuan, WANG Chonghao, GUO Chuansheng, et al. Impacts of channel plane form on tidal propagation in river estuaries [J]. *Journal of China Institute of Water Resources and Hydropower Research*, 2022, 20 (3): 204-212.]
- [15] Wang H J, Yang Z S, Li Y H, 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.
- [16] Wang H J, Wu X, Bi N S, et al. Impacts of the dam-orientated water-sediment regulation scheme on the lower reaches and delta of the Yellow River (Huanghe): A review [J]. *Global and Planetary Change*, 2017, 157: 93-113.
- [17] Bi N S, Sun Z Q, Wang H J, et al. Response of channel scouring and deposition to the regulation of large reservoirs: A case study of the lower reaches of the Yellow River (Huanghe) [J]. *Journal of Hydrology*, 2019, 568: 972-984.
- [18] Wu X, Bi N S, Yuan, P, et al. Sediment dispersal and accumulation off the present Huanghe (Yellow River) delta as impacted by the Water-Sediment Regulation Scheme [J]. *Continental Shelf Research*, 2015, 111: 126-138.
- [19] Wang H J, Bi N S, Saito Y, et al. Recent changes in sediment delivery by the Huanghe (Yellow River) to the sea: Causes and environmental implications in its estuary [J]. *Journal of Hydrology*, 2010, 391 (3-4): 302-313.
- [20] 王厚杰, 杨作升, 毕乃双, 等. 2005年黄河调水调沙期间河口入海主流的快速摆动[J]. *科学通报*, 2005, 50 (23): 2656-2662. [WANG Houjie, YANG Zuosheng, BI Naishuang, et al. Rapid shifts of the river plume pathway off the Huanghe mouth during Water-Sediment Regulation Scheme in 2005 [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50 (23): 2656-2662.]
- [21] 徐丛亮, 谷硕, 刘喆, 等. 黄河调水调沙14a来河口拦门沙形态变化特征[J]. *人民黄河*, 2016, 38 (10): 69-73. [XU Congliang, GU Shuo, LIU Zhe, et al. Characteristics of the river mouth bar in the past 14 years of the Yellow River Water-Sediment Regulation [J]. *Yellow River*, 2016, 38 (10): 69-73.]
- [22] 陈沈良, 于守兵, 凡姚申. 现行黄河口区的水沙动力与汉道演变[J]. *人民黄河*, 2022, 44 (4): 25-30. [CHEN Shenliang, YU Shoubing, FAN Yaoshen. Water and sediment dynamics of the Active Yellow River mouth and its evolution of distributary channels [J]. *Yellow River*, 2022, 44 (4): 25-30.]
- [23] 杜小康, 王开荣, 裴洪杨, 等. 黄河口清水沟流路地貌特征研究[J]. *海洋科学*, 2021, 45 (12): 77-85. [DU Xiaokang, WANG Kairong, PEI hongyang, et al. Geomorphic characteristics of the Qingshuigou flow path in the Yellow River estuary [J]. *Marine Sciences*, 2021, 45 (12): 77-85.]
- [24] 左婧, 高源, 徐丛亮. 基于DEM技术的黄河口拦门沙分析[J]. *人民黄河*, 2022, 44 (1): 33-36. [ZUO Jing, GAO Yuan, XU Congliang. Analysis of sandbar at Yellow River Estuary based on DEM technology [J]. *Yellow River*, 2022, 44 (1): 33-36.]
- [25] 刘清兰, 陈俊卿, 陈沈良. 调水调沙以来黄河尾闾河道冲淤演变及其影响因素[J]. *地理学报*, 2021, 76 (1): 139-152. [LIU Qinglan, CHEN Junqing, CHEN Shenliang. Spatiotemporal evolution of Yellow River estuarine channel and its influencing factors since the water-sediment regulation scheme [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2021, 76 (1): 139-152.]
- [26] 王厚杰, 杨作升, 毕乃双. 黄河口泥沙输运三维数值模拟 I——黄河口切变锋[J]. *泥沙研究*, 2006 (2): 1-9. [WANG Houjie, YANG Zuosheng, BI Naishuang. 3-D simulation of the suspended sediment transport in the Yellow River mouth I: Shear front off the Yellow River mouth [J]. *Journal of Sediment Research*, 2006 (2): 1-9.]
- [27] Buschman F A, Hoitink A J F, van der Vegt M, et al. Subtidal flow division at a shallow tidal junction [J]. *Water Resources*, 2010, 44 (Res): W12515.
- [28] Guo L, Wegen M V D, Roelvink J A, et al. The role of river flow and tidal asymmetry on 1-D estuarine morphodynamics [J]. *Journal of Geophysical Research:Earth Surface*, 2014, 119 (11): 2315-2334.
- [29] Hu K L, Ding P X, Wang Z B, et al. A 2D/3D hydrodynamic and sediment transport model for the Yangtze Estuary, China [J]. *Journal of Marine Systems*, 2009, 77 (1-2): 114-136.
- [30] Leonardi N, Canestrelli A, Sun T, et al. Effect of tides on mouth bar morphology and hydrodynamics [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2013, 118 (9): 4169-4183.
- [31] Leonardi, N., Sun, T., Fagherazzi, S., Modeling Tidal Bedding In Distributary-Mouth Bars [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2014, 84: 499-512.
- [32] Luan H L, Ding P X, Wang Z B, et al. Process-based morphodynamic modeling of the Yangtze Estuary at a decadal timescale: Controls on estuarine evolution and future trends [J]. *Geomorphology*, 2017, 290: 347-364.
- [33] 刘猛, 毕乃双, 纪金龙, 等. 现行黄河三角洲叶瓣蚀积演化对动力环境的影响[J]. *海洋地质前沿*, 2018, 34 (6): 8-18. [LIU Meng, BI Naishuang, JI Jinlong, et al. Evolution of the active deltaic lobe of Huang River and its response to hydrodynamics [J]. *Marine Geology Frontiers*, 2018, 34 (6): 8-18.]
- [34] 杨洋. 黄河口滨海区涨落潮不对称与地貌动力机制[D]. 华东师范大学, 2021. [YANG Yang. The asymmetry of flood and ebb and geomorphic dynamic mechanism in coastal area of the Yellow River Estuary [D]. Doctor Dissertation of East China Normal University, 2021.]

- [35] Wang, C H, Liu, Z Q, Harris, C, et al. The Impact of Winter Storms on Sediment Transport Through a Narrow Strait, Bohai, China [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans.*, 2020, 125: e2020J-e16069J.
- [36] Fan Y S, Chen S L, Pan S Q, et al. Storm-induced hydrodynamic changes and seabed erosion in the littoral area of Yellow River Delta: A model-guided mechanism study [J]. *Continental Shelf Research*, 2020, 205: 104171.
- [37] Ji X M, Zhang W. Tidal influence on the discharge distribution over the Pearl river Delta, China [J]. *Regional Studies in Marine Science*, 2019, 31: 100791.
- [38] Hood W G. Delta distributary dynamics in the Skagit River Delta (Washington, USA): Extending, testing, and applying avulsion theory in a tidal system [J]. *Geomorphology*, 2010, 123 (1-2): 154-164.
- [39] Han S, Rice S, Tan G, et al. Geomorphic evolution of the Qingshuigou channel of the Yellow River Delta in response to changing water and sediment regimes and human interventions [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2020, 45 (10): 2350-2364.
- [40] 凡姚申, 窦身堂, 王万战, 等. 新入海水沙情势下的黄河口沙嘴动态响应[J]. *水科学进展*, 2023, 34 (1): 63-75. [FAN Yaoshen, DOU Shentang, WANG Wanzhan, et al. Dynamic response of the Yellow River estuarine sandspit to new water and sediment regimes [J]. *Advances in Water Science*, 2023, 34 (1): 63-75.]
- [41] Zhang W, Feng H C, Hoitink A J F, et al. Tidal impacts on the subtidal flow division at the main bifurcation in the Yangtze River Delta [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2017, 196: 301-314.
- [42] 王彪, 朱建荣, 李路. 长江河口涨落潮不对称性动力成因分析[J]. *海洋学报*, 2011, 33 (3): 19-27. [WANG Biao, ZHU Jianrong, LI Lu. A study on the dynamics of the asymmetry between flood and ebb in the Changjiang River Estuary [J]. *Haiyang Xuebao*, 2011, 33 (3): 19-27.]
- [43] 乔立新, 张国安, 何青, 等. 长江分汊河口涨、落潮悬沙不对称特征及季节性差异[J]. *海洋学报*, 2020, 42 (3): 107-117. [QIAO Lixin, ZHANG Guoan, HE Qing, et al. Tidal and seasonal asymmetry of suspended sediment concentration in branched channels of the Changjiang River Estuary [J]. *Haiyang Xuebao*, 2020, 42 (3): 107-117.]
- [44] 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. [YANG Yang, CHEN Shenliang, QU Congliang. Morphodynamics and tidal flow asymmetry of the Huanghe River Estuary [J]. *Haiyang Xue-bao*, 2021, 43 (6): 13-25.]
- [45] 周曾, 陈璐莹, 蒋春海, 等. 河口地貌对潮汐不对称性影响的数值模拟研究[J]. *海洋学报*, 2022, 44 (7): 37-46. [ZHOU Zeng, CHEN Luying, JIANG Chunhai, et al. A numerical simulation study on the response of tidal asymmetry to estuarine morphologies [J]. *Haiyang Xuebao*, 2022, 44 (7): 37-46.]