2020年特大洪水作用下长江口南槽水沙输移特征*

吴增斌 郭磊城 吴雪枫 何 青

(华东师范大学河口海岸学国家重点实验室 上海 200241)

摘要 径流是影响河口水沙输运的关键动力之一。以长江口为例,历史最大洪水为 1954 年的 92 600 m³/s,但以往洪枯季水沙观测期间的大通流量多数小于 60 000 m³/s,对于特大流量情况下的 河口水沙输移特征还缺少观测资料和相关研究报道。2020 年长江发生了流域性大洪水,大通洪峰流 量高达 84 500 m³/s。为认识特大流量情况下的河口水沙输移格局特征,文章基于 2020 年 7 月 78 300 m³/s 流量期间南槽中下段大小潮水沙盐定点观测资料,分析认识到大洪水期间南槽下段水体 垂向混合良好,层化发生位置向海外移,表明大流量抑制了盐水入侵。对比分析历史不同流量情况下 的南槽区域水沙资料,表明在特大径流作用下,南槽中下段区域盐度和悬沙浓度整体减小,相比在 9 900 m³/s (2014 年)、17 637 m³/s (2003 年 2 月)和 41 450 m³/s (2013)流量下,南槽下段大潮平均盐度 分别减小 75%、82%和 82%,小潮分别减小 80%、89%和 91%;全潮悬沙浓度分别比 9 345 m³/s (2004)、 17 637 m³/s (2003)、41 450 m³/s (2013)、60 877 m³/s (2003)情况下减少 63%、62%、70%、73%。悬 沙浓度减小的原因可能包括河流减沙的长期影响以及大流量情况下的水体稀释作用。这一研究丰富 了特大径流情况下的河口水沙输移特征的认识,可为航道和河口治理提供认知基础。

关键词 特大径流;长江口;南槽;水沙输运 中图分类号 TV148 doi:10.11693/hyhz20210800194

气候变化和人类活动影响河口径流、泥沙的输入 量和持续时间。河流流量大小影响河口盐水入侵的距 离和水体悬沙的浓度。河口最大浑浊带是河流与海洋 相互作用的特殊地区,其悬沙浓度通常高于河口上 下区域(Jay et al, 2015)。河口最大浑浊带的位置取决 于径流与海洋的相互作用,枯季时最大浑浊带位置 上移,洪季随径流增大而下移(Allen et al, 1973; Geyer et al, 2001; Diaz et al, 2020)。当流量足够大时, 甚至可将浑浊带冲出河口,如亚马逊河口、Loire 河 口、Wairoa 河口(Doxaran et al, 2009; Jalón-Rojas et al, 2016; Pritchard et al, 2017; Asp et al, 2018)。流量的改 变影响着河口海岸地貌、渔业、航道、航运发展的多 个方面,故极端流量背景下河口动力沉积环境的变 化规律、浑浊带区域的泥沙分布特征、河口的水沙关 系的研究具有现实意义。 潮汐和径流流量的变化共同控制了河口盐度、悬 沙浓度、污染物、营养物和生物的运移(Kimmerer et al, 2018),洪枯季流量差异导致河口具有不同的水沙盐 特征(Garel et al, 2009)。以长江河口为例,常态天气 下的洪枯季流量与水-沙-盐输运关系已有较多成果。 贺松林等(1996)通过对比洪枯季南槽水沙过程,揭示 潮泵效应、悬沙底沙交换是浑浊带的主要机制。张迨 (2014)通过实测数据探讨了河口浑浊带区域的水动 力、泥沙特性以及不同流量条件下浑浊带的时空分布 特征。刘志国等(2007)利用遥感数据分析长江口洪枯 季水沙特征,探讨了水沙变化与洪季径流量与最大 混浊带核心区位置推移的相互关系。陈沈良等(2009) 通过 2006 和 2007 年观测数据分析表明长江入海流量 减少使得南槽在研究期间几乎被盐水占据。朱建荣等 (2004)利用数值模拟方式,采用不同的流量来探究浑

通信作者: 郭磊城, 副研究员, E-mail: lcguo@sklec.ecnu.edu.cn 收稿日期: 2021-08-31, 收修改稿日期: 2021-12-16

^{*} 国家自然科学基金, 51739005 号; 长江水科学研究联合基金, U2040216 号; 上海市科委社发研究项目, 20DZ1204700 号, 19QA1402900 号; 科技部中荷战略合作, 2016YFE0133700 号。吴增斌, 硕士研究生, E-mail: 51193904053@stu.ecnu.edu.cn

油带对径流量变化的响应,表明径流量增大使得水 流携带泥沙增多,进而导致浑浊带区域的浓度增大。 随着近年全球气候变暖,河口洪水等极端事件频发, 显著改变了河口水沙输运、地貌的长期自然演变过程, 如极端洪水事件往往侵蚀河道泥沙,导致河道悬沙 浓度增加(Parsons *et al*, 2007; Dai *et al*, 2010),同时影 响河口泥沙在近海地区的输运模式(Yu *et al*, 2017), 在短时间尺度下改变河道形态(Coppus *et al*, 2002)。 因此,有必要研究特大径流作用下的河口水沙输移 特征,拓展相关研究广度。

由于极端天气出现频率低,野外获取数据困难, 导致以往研究主要关注常态流量和天气条件下的河 口水沙动力过程,仅少量研究采用数模方法探讨特 大流量对河口影响(魏守林等,1990; Ralston *et al*, 2013; Yan *et al*, 2021;),也缺少特大流量情况下的模 型验证。对长江口而言,以往观测研究主要发生在大 通流量小于 60 000 m³/s 的情况,对于更大流量情况 下长江口水沙输移模式和浑浊带响应机制还缺乏现 场观测资料和相关研究报道。长江大通最大径流是发 生在 1954 年的 92 600 m³/s,其次是 1998 年的 82 300 m³/s,然而对两次洪水期间的河口水沙动力特 征均没有观测报道。2020 年 7 月长江再次发生了流 域性的大洪水,大通最大洪峰流量达到 84 500 m³/s, 给研究极端径流情况下长江口河口动力特征提供了 宝贵机会。本文基于长江口 2020 年 7 月的现场观测, 获取了特大流量下的长江口南槽河道的水沙盐数据, 与平常条件下的水沙输移特征对比分析,有助于揭 示特大流量这一极端情况对南槽河道水沙输移格局 特征,为南槽航道治理和周边滩涂湿地保护等提供 科学依据。

1 材料和方法

1.1 研究区域概况

长江是我国第一大河流, 其入海口是径潮作用 为主的多级分汊、中等潮汐河口, 径流主要通过南支 下泄。长江年际年内流量变化巨大, 大通站夏季径流 量通常为 10 000~60 000 m³/s, 最大可达 92 600 m³/s (1954年), 冬季径流通常为 10 000~20 000 m³/s, 最小 为 4 600 m³/s。1950~2000 年间长江入海平均径流量 8 898 亿 m , 年均流量近 28 700 m³/s。(张二凤等, 2003)。1998 年长江流域出现了较大洪水, 大于 70 000 m³/s 可达 75 天(图 1)。三峡工程建设后, 进入 河口的流量过程发生改变, 洪季大流量出现的频率 减小, 枯季小流量的量级略有增大(Guo *et al*, 2018)。 2020年, 长江流域再次发生特大洪涝灾害, 持续强降 雨使得长江入海流量剧增, 7 月 13 日最大洪峰流量为 84 500 m³/s (图 1)。虽然 2020 年洪峰流量大于 1998 年, 但 2020 年大流量的持续时间要小于 1998 年。



图 1 近 50 年长江大通站历年年最大洪水持续时间统计(部分引自 Zhao et al, 2018) Fig.1 Maximum duration of annual flood at Datong Station in the Changjiang (Yangtze) River in recent 50 years

长江口作为河流入海口,其口门区域的平均潮 差为 2.66 m,最大潮差可达 5.90 m (陈吉余,1988)。 在径流和潮汐相互作用下,口门区水体发生明显层 化,出现最大浑浊带,范围囊括北港、北槽和南槽水 域。除北支外,绝大数河道呈现落潮优势,使落潮流 速通常大于涨潮流速。作为长江入海重要通道, 南槽 是长江口的第三级分汊的南汊道, 平面呈喇叭形, 上 口宽约 3 km, 口门宽约 30 km。河道两岸浅滩发育, 受拦门沙浅滩影响, 河道中心水深较两侧浅, 口内最 大水深在 5~7 m 范围变化。北槽深水航道建设完成后, 南槽分流比有增加的趋势,2015年南槽大小潮落潮分 流比分别为58%和57%(杨万伦等,2018)。2020年6 月南槽一期工程通过交工验收,将在已有的12.5 m 北槽深水航道上添加一条长86 km、水深6 m、宽度 600~1000 m 的辅助航道。

受径流作用影响、长江口门区域落潮潮流平均 历时 7.1 h, 涨潮历时一般仅有 5.4 h, 垂向平均最大 涨潮流速可达 1.88 m/s、垂向平均最大落潮流速可达 2.23 m/s、落潮优势显著。由于地形束缚、南槽口内外 潮流特征明显不同。河道主槽、浅滩均以往复流为主、 流向呈现出东北-西南走向、与河槽走向接近一致。口 外由于河道放宽、开始向旋转流过渡。南槽泥沙输运 一方面由上游陆源泥沙的输入、另一方面与临近海 湾存在着较为明显水沙交换。研究显示、泥沙除了直 接向海输送外,还有部分泥沙经过南槽后,在科氏力 的作用下进入杭州湾, 而南汇边滩则是输运中转站 (李九发, 1990; 黄广, 2007; 孔俊等, 2009)。枯季时南 槽中段各潮周期内水体净输运以向海为主, 而悬沙 的净输运方向则以向陆为主(邢超锋等, 2016)。受盐 淡水混合后密度分层的影响、南槽地区易产生表层 向海、底层向陆的河口环流,从而加大近底部悬沙向 陆输运的通量(时钟, 2000; 陈吉余等, 1988)。河道内 沉积物以粉砂为主,砂含量次之,黏土含量较少(戴 志军等,2005)。

1.2 数据组成及其来源

本次观测分别在南槽内和南槽外布设两个站点 (图 2)、于 2020 年 7 月中下旬进行了大小潮两个潮周 期的定点水位、流速、流向、盐度和含沙量观测。其 中A2001位于南槽内(122°05'E: 31°05'N), B2001位于 南槽外侧(122°22'E; 30°52'N)。观测期间南槽内大潮 平均风速为 5.53 m/s, 平均风向为 161°, 最大风速 7.6 m/s。南槽外大潮期间风力整体减小,平均风速 1.8 m/s, 风向 131°。小潮期间口内外风速整体较大, 口内平均风速 5.5 m/s, 风向 151°; 口外平均风速 4.7 m/s、风向 164°。期间大通实测流量 74 500~ 78 300 m³/s。流速数据获取采用大小潮同步 24~26 h 连续水文测量资料、从声学多普勒流速剖面仪 (acoustic doppler current profiler, ADCP)中提取流速 流向数据。盐度、含沙量采用六点法在大小潮期间间 隔1h采取600 mL水样、进行室内含沙量和盐度的测 量,其中含沙量采用 0.45 µm 醋酸纤维滤膜对水样进 行过滤烘干称重计算得出、盐度采用 SYA2-2 型盐度 计对水样进行测量。流速流向进行垂向平均计算、求 出垂线平均流速与流向。对于盐度和含沙量采用类似 方法。具体如式(1)所示。

122 126 130°E 121°30 121°45' 122°00' 122°15′ 122°30' 122°45'E 黄海 31°45′N h 37°N 31°30' 32° 31°15' 27 1229 126 130°E 水深 /m 上海市 61 53 45 36 28 20 11 3 31°00' ▲ 2020年测站点 10 km - **5cm**等深线 B2001 10cm等深线 122°45′E 121°30' 121°45' 122°00 122°15' 122°30

 $V = 0.1V_0 + 0.2V_{0.2} + 0.2V_{0.4} + 0.2V_{0.6} + 0.2V_{0.8} + 0.1V_1,$ (1)

图 2 观测区域示意图 Fig.2 The study area



0.4*H*、0.6*H*、0.8*H*、底层的流速或悬沙浓度值。垂向 累积输沙率 *T*_{sed}能够体现水体泥沙的输运方向和速率,

$$T_{\rm sed}(k) = \frac{1}{T} \int_0^T V_k n C_k \cdot \Delta z dt , \qquad (2)$$

式中, V_k 为 k 层流速; n 方向向量; $\Delta z = D/6k$ 表示每层 的厚度; D 为水深; C_k 为 k 层悬沙浓度; T 代表涨落潮 周期时间。同时对泥沙进步进行机制分解, 公式如下 (Wu *et al*, 2006):

$$\langle u', c' \rangle = \langle u \rangle \langle c \rangle + \langle u' \cdot c' \rangle,$$
 (3)

式中, u代表流速; c为各层含沙量; < >代表潮平均; (u', c')=(u, c)-(<u>, <c>)。

此外本文还收集了左书华等(2006)、张钊(2017)、 翟晓鸣(2006)、张迨(2014)等发表的南槽中下段研究 区域的观测资料,观测站位相对邻近,约方圆 4 km 内。各观测期间的大小潮潮差除个别年份外,总体接 近表 1,但对应的大通流量显著差异,包括从 9 345 m³/s 到本文的 78 300 m³/s。所有这些观测的含沙量测定由 室内实验烘干测量或采用光学后向散射浊度计 (optical back scattering, OBS)浊度反演得出。浊度标 定相关系数达 0.999。流速则采用声学多普勒剖面仪 (acoustic doppler profiler, ADP)或 ADCP 等仪器获取, 平均误差为 0.5%, 具有对比性。综合这些数据对比分 析流量变化对南槽区域水沙输移的影响。

为进步探究特大洪水前后河口地区悬沙变化, 本文结合地球静止海洋水色成像仪(geostationary ocean color imager, GOCI)遥感图像,反演洪水前后 的表层水体含沙量。数据由韩国海洋卫星中心(Korea Ocean Satellite Center, KOSC)提供。经过辐射定标和 大气校正等预处理工作,反演算法参考刘志国等 (2007)于 2004~2006 年在长江口开展水体光谱测量观 测,所建立表层(0.5 m)泥沙浓度与水体反射率光谱 模式。数据采用洪水发生时,或临近日期影像,由于观 测正处雨季,观测期间云量多,故选取相邻流量接近 影像作为代表及验证。同时为了保证数据良好准确、 具有对比性,尽可能选取相同潮期潮情数据进行对 比。此外选取天数将考虑大通水体传播到长江口 4~6 d 的时间差(唐建华等, 2011)。具体信息如表 1 所示。

表 1 地球静止海洋水色成像仪 (GOCI) 反演数据来源 Tab.1 Data information of satellite images

成像时间/年-月-日	潮期	大通流量/(m³/s)	潮情	潮差/m
2020-02-20	大潮	21 400	涨憩	2.43
2020-04-23	大潮	27 600	涨急-涨憩	3.25
2020-08-03	大潮	70 900	涨憩	3.25
2020-08-19	大潮	56 600	涨憩	3.73
2019-08-01	大潮	56 300	涨憩	3.71
2013-07-23	大潮	45 700	涨憩	3.51
2011-07-30	大潮	33 200	涨憩	3.41

2 结果分析

2.1 流速特征

在特大径流条件下,南槽口内(A2001)和口外 (B2001)站点在大小潮期间流向差异明显(图 3)。口内 由于河道束缚,以往复流为主。口外河道放宽,同时受 杭州湾流影响使得流向分散,呈旋转流。相同站点南 槽垂向平均流速也有所差异。平面上,口内垂线平均 流速大于口外,由于受到地形与径流的作用,南槽口 内河道流速明显大于滩槽。垂向分布上,平均流速整 体呈现表层>中层>底层(图 4)。时间上,大潮期间南槽 内外垂线平均流速是小潮 1.2~1.5 倍。口内站点的表层 最大流速在小潮和大潮期间分别为 1.23 和 2.12 m/s, 口外分别为 1.42 和 2.01 m/s。口内大小潮的垂线流速 远大于口外。从潮周期上可知,南槽内外均在涨急落 急时期有较大的流速,而最大值多处在落急时刻。

2.2 盐度特征

盐度的平面分布从口内至口外逐渐增大(图 4), 口外盐度变化范围为 4.6~26.5,而口内盐度变化范围 为 0.2~10.7。口外大小潮平均盐度分别是口内的 4.6 倍和 7.8 倍。由于口内径流作用强劲,盐度整体较小。 小潮期间,口内水体由于盐水上溯受阻使得盐度垂 向分布较均匀,口外呈现出底部大表层小的分层现 象。盐度在大小潮期间也有明显差异。由于口内外径 流、潮汐作用强度不同,使盐度时空上有所差异。涨 潮时刻,高盐度海水从外海进入河道,当位于涨急涨 憩时刻,潮汐作用加强,口内外盐度因此持续增加, 并于涨憩前后达到最大值。

口内外潮汐径流作用的差异使得从口外向口内 径流作用逐渐增强,潮汐上溯受阻增大,使得盐度沿



图 3 2020 年 7 月南槽流速和流向分布图

Fig.3 The distribution of velocity and flow direction in the South Passage in July 2020



图 4 2020 年 7 月南槽观测流速、悬沙、盐度时间剖面图 Fig.4 The velocity, suspended sediment concentration, and salinity in the South Passage in July 2020 注: a、b、c 为流速、含沙量、盐度; 序号 1~4 为南槽内外大小潮; 负值为涨潮方向, 正值为落潮方向

程减小。大小潮径潮作用的变化也使得盐度在时间上 有所差异。大潮期间,潮汐作用增强,盐水入侵明显。 小潮时刻由于潮汐作用减小,使得盐水入侵现象减 弱,使得大潮盐度大于小潮。

2.3 悬沙浓度特征

大小潮期间研究区域口内到口外垂线平均悬沙

浓度分布由大逐渐减小(图 4)。小潮期间南槽口内外 垂向平均悬沙浓度分别为 0.11 和 0.06 g/L, 大潮口内 外垂向平均浓度则分别为 0.47 和 0.21 g/L。大潮垂线 平均悬沙浓度可达小潮 3~4 倍。悬沙分别在涨急落急 时刻达到最大值。悬沙浓度与水体动力环境关系密切, 悬沙浓度峰值常出现于落急和涨急流速较大的时刻。 由于涨落急时期较大的流速使泥沙悬浮能够到达表 层,悬沙垂向平均浓度在涨落憩时达到最大,表明短 周期内,流速发生变化从而引起泥沙沉积-再悬浮过 程,悬沙峰值出现于径流潮流同向的流速峰值处,切 应力增大,泥沙再悬浮。当流速较小时,部分悬沙沉 降使浓度减小。从图 4 可以看出,流速与悬沙浓度大 小周期分布规律具有较大相关性。流速增大伴随着悬 沙浓度增大,表明泥沙随着流速的增大,表明河床泥 沙随着流速增大而侵蚀悬浮,导致水体含沙量增大 进而影响着泥沙浓度垂向分布的大小。

3 讨论

3.1 洪季流量的影响

3.1.1 流速变化 流速受河道地形、潮流等多方面的共同作用,导致其规律相较复杂。在特大径流作用下,河口水体流速与流量在不同潮汐状态下的关系并不相同(表 2)。对比分析表明南槽内站点 A2001 大

潮落潮垂线平均流速均在 1.08~1.33 m/s 之间变化。 涨潮垂线平均流速在 0.81~1.31 m/s 之间变化。小潮 流速整体降低,其落潮垂线平均流速在 0.51~0.75 m/s 范围内变化,涨潮垂线平均流速在 0.42~0.66 m/s 变 化。对比 17 637、41 450、60 877 m³/s 流量情况,特 大径流作用下,河道涨落潮垂线平均流速稍有所减 小。小潮变化不显著。

3.1.2 盐度变化 对比历年南槽观测数据可知,径 流量大小对南槽盐度变化有较大影响,本次极端洪水 使得测站点的盐度整体减小。如表2所示,对比9900、 17637和41450m³/s情况,大潮平均盐度分别减小了 75%、82%、82%、小潮分别减小了80%、89%、91%。 可知,极端洪水条件下,南槽口内盐度出现显著减小 (表2)。盐度的减小一方面表明南槽口内潮汐作用在大 流量下出现减弱,流量的增大阻碍了潮汐上溯,进而 减缓了盐水入侵,使水体盐度垂向分布均匀。也间接 表明南槽内河流作用增强,潮汐作用相对减弱。

表 2 南槽内站点流速、盐度、含沙量对比 Tab.2 Comparison in velocity, salinity, and suspended sediment concentration

	流速/(m/s)			潮差/m		盐度		含沙量/(g/L)			流量 Q/(m³/s)			
时期	大潮		小潮		亚均流速	大油	小油	大湖	小油	亚内赴度	大油	小油	亚均波度	口均
	落	涨	落	涨	十均加还	八府	'J''+0	八府	ν, Γ,	干灼血皮	八府	/J/#/J	干均水皮	
2004	1.11	0.95	0.75	0.66	0.87	4.62	1.68				0.93	0.65	0.79	9 345
2014	0.99	0.69	0.60	0.62	0.73	3.23	2.58	18.81	22.01	20.43	0.53	0.44	0.48	9 900
2003	1.08	1.16	0.75	0.60	0.90	4.58	2.98	19.07	17.86	18.46	0.87	0.66	0.77	17 637
2013	1.15	1.31	0.51	0.42	0.86	4.34	1.84	14.32	10.06	12.19	1.9	0.09	0.99	41 450
2003	1.33	0.94	0.82	0.46	0.89	3.56	1.95			0.79~2.48	1.66	0.51	1.10	60 877
2020	1.12	0.81	0.63	0.54	0.78	4.52	1.89	3.59	1.96	2.72	0.48	0.11	0.29	78 300

3.1.3 悬沙浓度变化 对比常态情况下可知,特 大径流作用下河口含沙量整体减小(表 2)。2020 年 7 月全潮垂线平均悬沙浓度分别比 9 345、17 637、 41 450、60 877 m³/s 情况下减少 63%、62%、70%、 73%。河口悬沙浓度的变化是径流和潮汐共同作用所 致。在大流量背景之下悬沙浓度发生了不同程度减 小。一方面原因是洪水所致的大流量对于含沙水体的 稀释作用,使得水体悬沙浓度出现短期减小。其次, 近年来,上游大坝建设,长江入海泥沙减少间接导致 河口悬沙浓度的长期趋势性降低。

通过遥感反演,得实测与反演结果的平均误差 约为 20% (图 5),表明反演结果变化趋势能够代表现 实情况。对比反演结果,长江河口地区悬沙浓度整体 呈现口内大、口外小趋势。不同径潮作用下悬沙浓度 的平面分布特征也所差异。对比 2 月、4 月枯季大潮, 在特大洪水前后,由于较大的径流量导致南槽浑浊 带区域整体悬沙浓度减小(图6)。南槽口外,特大洪 水使得泥沙能够输送的较远的范围,位于 122°15′~ 123°00′E 的近海区域悬沙浓度有所增加。对比同年 2011、2013、2019年洪季大潮遥感反演结果可知,在 流量增大情况下,浑浊带浓度整体出现减小。浑浊带 浓度峰值没有发生明显的偏移,仍处于最大浑浊带 核心区内。而随近年上游人类工程的建设,长江入海 泥沙出现显著减小,导致入海水体泥沙携带减少 (Luo et al, 2022),洪水在河口地区起到稀释悬浮泥沙 作用。而短期的大流量变化,使河口悬浮泥沙被带到 外海区域,而对浑浊带峰值位置并没有明显的影响。

3.2 输水输沙特征

通过流速流向资料可知,在特大洪水作用下,泥沙 向下输运逐渐增强。口内大潮期间净输沙 0.60 kg/(m²·s),





图 5 2003~2020 年间悬沙悬沙变化图 Fig.5 Variation of suspended sediment from 2018 to 2020





向口外东北输运。小潮净输沙 0.14 kg/(m²·s), 向口 外东方向输送。口外大潮净输沙 0.34 kg/(m²·s), 向 口内西北向输送。小潮净输沙 0.11 kg/(m²·s), 向口 内输送。

潮汐与径流的共同作用对河道泥沙输运有明显 的影响。大潮时刻,由于潮汐作用较强,底层泥沙整 体向上游输运(图 7),表层由于径流作用显著,使得 泥沙向下游输送。而在小潮时刻,潮汐作用减弱,径 流作用相对增强,因此,底层泥沙输运显著减少,口 内底层向下游输送。整体而言,南槽口内由于流速较 大,使得悬沙输运量高于口外。且南槽口外在大潮时 刻,上游输运趋势明显。潮汐作用与径流作用的相对 大小也影响着泥沙输运方向,从口内向口外,其泥沙 输运是逐渐由下游转变成上游。表明径流作用从口内 向口外逐渐减弱,而潮汐作用逐渐增强。 口内外表中底泥沙输运也有所差异。小潮期间, 南槽内表层大于底层输沙,而南槽外悬沙底层输沙 量要明显大于表层。大潮期间,由于潮汐控制增强, 南槽内泥沙发生悬浮,水体各层含沙量均处于较大 值。由此表明潮汐对泥沙输运的影响在大流量的背景 下依旧显著。这些分析表明南槽区域虽然受到径流影 响明显,但潮汐动力仍是南槽中下段泥沙向上净输 移的主要驱动力。通过机制分解法可知(图 8),在南 槽口内平流项占据主导,使口内泥沙净向口外输运, 而在口外区域,由于受到潮泵作用影响,使泥沙由向 上游输运趋势。输运方向不仅在大小潮口内外发生改 变,也在相对水深上有明显差异。

4 结论

通过本次观测与分析可知,在特大径流作用下,





河口浑浊带区域的水沙特征将与以往的大径流特征 有所区别:

(1)对比往年观测数据,在大径流作用下,南槽 内外水体盐度整体减小。其中南槽内水体盐度处于 10以下。南槽外水体由于径流的增强,使得盐度分层 严重。阻碍南槽外悬沙的垂向扩散,间接导致悬沙浓 度减小。在航道工程建设以及上游来沙减少的背景下, 浑浊带区域悬沙浓度和盐度整体减小,对比 2014、 2003、2013年9900、17637、41450 m³/s 流量情况 下,大潮平均盐度分别减小了 75%、82%、82%,小 潮分别减小了 80%、89%、91%。而悬沙浓度在全潮 期间也显著减小。

(2)特大洪水背景下,南槽大体保持口内向海、 口外向陆、底层向陆、表层向海的输沙特征。小潮由 于潮汐减小,以平流输沙为主,使得口外水体悬沙浓 度整体小于上游,仅在落潮落急和涨潮涨急期间水 体悬沙浓度接近上游。而大潮期间,由于底部较大的 流速,潮泵输沙显著,泥沙得以大量悬浮进而促使悬 沙浓度整体提高。

(3) 尽管流量增大使得浑浊带区域的盐度与悬 沙浓度减小,但通过遥感数据可以发现,短时间内, 流量的改变对浑浊带面积有所影响,尤其在 122°15′~ 123°00′E的近海区域悬沙浓度有所增加;而流量对悬 沙浓度峰值的位置影响并不明显,仍然处于 121°45′~ 122°15′E内。

致谢 感谢国家自然科学基金重点项目-河口泥沙运动关键过程与滩槽格局转化研究(No.51739005); 科技部中荷战略合作(重点研发项目)-应对转型中的 河口三角洲(No. 2016YFE0133700);上海市科委社发 研究项目-长江河口滩涂生态脆弱区监测与安全预警 关键技术(No.20DZ1204700; 19QA1402900);长江水 科学研究联合基金(国家自然科学基金重点项目)-长 江河口河势稳定性及人类驱动的转化机制研究 (U2040216)的赞助。

参考文献

- 孔俊,叶荣辉,薛晓晓,等,2009.南汇东滩对长江口与杭州 湾泥沙交换的影响研究[J].水道港口,30(2):77-81.
- 左书华,李九发,万新宁,等,2006. 长江河口悬沙浓度变化 特征分析[J]. 泥沙研究(3):68-75.
- 邢超锋,2016.河口滩槽水沙特性及交换研究——以长江口北 槽及相邻水域为例[D].上海:华东师范大学:67-80.
- 朱建荣, 傅德健, 吴辉, 等, 2004. 河口最大浑浊带形成的动 力模式和数值试验[J]. 海洋工程, 22(1): 66-73.
- 刘志国,周云轩,沈芳,2007.河口水体泥沙浓度的水面光谱 统计模式分析[J].水利学报,38(7):799-805.

- 李九发,1990. 长江河口南汇潮滩泥沙输移规律探讨[J]. 海洋 学报,12(1):75-82.
- 杨万伦,道付海,栾华龙,等,2018. 长江口洪季南北槽落潮 分流分沙比观测研究[J]. 华东师范大学学报(自然科学 版)(2):170-180.
- 时钟, 2000. 长江口细颗粒泥沙过程[J]. 泥沙研究(6): 72-80.
- 张二凤, 陈西庆, 2003. 长江大通-河口段枯季的径流量变化[J]. 地理学报, 58(2): 231-238.
- 张钊, 2017. 长江口南槽悬沙输运涨落潮不对称研究[D]. 上海: 华东师范大学: 17-42.
- 张迨, 2014. 长江口最大浑浊带水沙特性研究[D]. 上海: 华东 师范大学: 14-23.
- 陈吉余, 1988. 长江河口动力过程和地貌演变[M]. 上海: 上海 科学技术出版社: 358-360
- 陈沈良,张二凤,谷国传,等,2009. 特枯水文年长江口南槽 盐水入侵分析[J]. 海洋通报,28(3):29-36.
- 贺松林,孙介民,1996. 长江河口最大浑浊带的悬沙输移特征 [J]. 海洋与湖沼,27(1): 60-66.
- 唐建华,刘玮祎,赵升伟,2011. 长江口徐六泾流量与大通流 量间关系的探讨[J]. 水电能源科学,29(7): 4-7.
- 黄广, 2007. 长江口、杭州湾水沙交换与输移特征研究[D]. 上 海:华东师范大学: 16-23.
- 翟晓鸣, 2006. 长江口水动力和悬沙分布特征初探[D]. 上海: 华东师范大学: 17-50.
- 戴志军,陈吉余,程和琴,等,2005. 南汇边滩的沉积特征和 沉积物输运趋势[J]. 长江流域资源与环境,14(6): 735-739.
- 魏守林,郑漓,杨作升,1990.河口最大浑浊带的数值模拟[J]. 海洋湖沼通报(4),14-22.
- ALLEN G P, CASTAING P, 1973. Suspended sediment transport from the Gironde estuary (France) onto the adjacent continental shelf [J]. Marine Geology, 14(5): 47-53.
- ASP N E, GOMES V J C, SCHETTINI C A F, et al, 2018. Sediment dynamics of a tropical tide-dominated estuary: turbidity maximum, mangroves and the role of the Amazon River sediment load [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 214: 10-24.
- COPPUS R, IMESON A C, 2002. Extreme events controlling erosion and sediment transport in a semi arid sub Andean valley[J]. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 27(13): 1365-1375.
- DAI S B, LU X X, 2010. Sediment deposition and erosion during the extreme flood events in the middle and lower reaches of the Yangtze River [J]. Quaternary International, 226(1/2): 4-11.
- DIAZ M, GRASSO F, LE HIR P, et al, 2020. Modeling mud and sand transfers between a macrotidal estuary and the continental shelf: influence of the sediment transport parameterization [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 125(4): e2019JC015643.
- DOXARAN D, FROIDEFOND J M, CASTAING P, et al, 2009. Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): observations from field and MODIS satellite data [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 81(3): 321-332.
- GAREL E, PINTO L, SANTOS A, et al, 2009. Tidal and river discharge forcing upon water and sediment circulation at a rock-bound estuary (Guadiana estuary, Portugal) [J].

Estuarine, Coastal and Shelf Science, 84(2): 269-281.

- GEYER W R, WOODRUFF J D, TRAYKOVSKI P, 2001. Sediment transport and trapping in the Hudson River estuary [J]. Estuaries, 24(5): 670-679.
- GUO L C, SU N, ZHU C Y, et al, 2018. How have the river discharges and sediment loads changed in the Changjiang River basin downstream of the Three Gorges Dam? [J]. Journal of Hydrology, 560: 259-274.
- JALÓN-ROJAS I, SCHMIDT S, SOTTOLICHIO A, et al, 2016. Tracking the turbidity maximum zone in the Loire Estuary (France) based on a long-term, high-resolution and high-frequency monitoring network [J]. Continental Shelf Research, 117: 1-11.
- JAY D A, TALKE S A, HUDSON A, et al, 2015. Estuarine turbidity maxima revisited: Instrumental approaches, remote sensing, modeling studies, and new directions [J]. Developments in Sedimentology, 68: 49-109.
- KIMMERER W J, IGNOFFO T R, KAYFETZ K R, et al, 2018. Effects of freshwater flow and phytoplankton biomass on growth, reproduction, and spatial subsidies of the estuarine copepod *Pseudodiaptomus forbesi* [J]. Hydrobiologia, 807(1): 113-130.
- LUO W, SHEN F, HE Q, *et al*, 2022. Changes in suspended sediments in the Yangtze River Estuary from 1984 to 2020: responses to basin and estuarine engineering constructions

[J]. Science of the Total Environment, 805: 150381.

- PARSONS J, NITTROUER C A, 2007. Extreme events transporting sediment across continental margins: the relative influence of climate and tectonics[J]. The Sea, 13: 681-713.
- PRITCHARD M, GREEN M, 2017. Trapping and episodic flushing of suspended sediment from a tidal river [J]. Continental Shelf Research, 143: 286-294.
- RALSTON D K, WARNER J C, GEYER W R, et al, 2013. Sediment transport due to extreme events: the Hudson River estuary after tropical storms Irene and Lee [J]. Geophysical Research Letters, 40(20): 5451-5455.
- WU H, ZHU J R, CHEN B R, et al, 2006. Quantitative relationship of runoff and tide to saltwater spilling over from the North Branch in the Changjiang Estuary: a numerical study [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 69(1/2): 125-132.
- YAN Y H, SONG D H, BAO X W, et al, 2021. The response of turbidity maximum to peak River Discharge in a Macrotidal Estuary [J]. Water, 13(1): 106.
- YU Y Y, ZHANG H, LEMCKERT C, 2017. Sediment transport in a shallow coastal region following severe flood events [J]. Environmental Fluid Mechanics, 17(2): 1233-1253.
- ZHAO J, GUO L C, HE Q, et al, 2018. An analysis on half century morphological changes in the Changjiang Estuary: spatial variability under natural processes and human intervention [J]. Journal of Marine Systems, 181: 25-36.

A FIELD STUDY OF HYDRODYNAMICS AND SEDIMENT TRANSPORT IN THE SOUTH PASSAGE OF THE CHANGJIANG RIVER ESTUARY DURING BIG RIVER FLOOD IN JULY 2020

WU Zeng-Bin, GUO Lei-Cheng, WU Xue-Feng, HE Qing

(State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200241, China)

Abstract River discharge is one of the key factors affecting hydrodynamics and sediment transport in estuary. Previous field surveys and studies in the Changjiang (Yangtze) River estuary were mainly conducted for river discharge, and the discharge recorded at Datong Station is often <60 000 m³/s. However, estuarine dynamics under higher river discharge conditions remains poorly studied. In 2020, a large flood took place in the river basin and the peak volume at Datong reached 84 500 m³/s. We conducted a field survey in the South Passage of the river mouth in July 2020 when river discharge at Datong was 78 300 m³/s. The results show that the seaward water mass of the South Passage is well-mixed and stratified beyond the channel, which implies that high river discharge could mitigate salt intrusion. Historical data show that the average salinity was 75%, 82%, and 82% lower in 2020 than those under different river discharges of 9 900 m³/s (2013), 17 637 m³/s (February 2003), and 41 450 m³/s (2014), respectively, during spring tide; and 80%, 89%, and 91% lower, respectively, during neap tide. In addition, under river discharge of 9 345 m³/s (2004), 17 637 m³/s (February 2003), the average concentration of suspended particles decreased by 63%, 62%, 70%, and 73%, respectively, due to long-term decline in riverine sediment carriage and dilution of larger river flow. This study enriches the understanding of estuarine hydrodynamics and sediment transport under extremely large river discharge, and provides basic knowledge for waterway and estuarine management.

Key words extreme flood; Changjiang River estuary; the South Passage; sediment transport