长江口浑浊带至口外海滨输沙变化研究

张迨 何青*谢卫明 郭磊城 林建良

(华东师范大学河口海岸学国家重点实验室,上海 200241)

【摘 要】:长江口浑浊带至口外海滨区是流域来沙"源汇转换"的主要区域,研究大通站减沙 70%背景下区 域含 沙量及悬沙通量变化具有重要意义。基于 1982 与 2013 年洪枯季大小潮水沙现场观测数据开展研究,主要 取 得以下认识:(1)因流域来沙显著减小,与 1982 年相比,2013 年枯季大小潮以及洪季小潮的垂线平均含沙量 和潮周期悬沙通量均分别减小 40%与 25%;(2)受河口航道整治与围垦等工程影响,局部区域水动力条件增 强,成 为 2013 年洪季大潮期间,北槽与南槽垂线平均含沙量与潮周期悬沙通量分别增大 80%与 114%的重要 原因;(3) 源汇转换表现为 2013 年洪季南汇近岸区域向口内输送为主的泥沙较 1982 年增加 101%,该部分泥 沙成为南北 槽输沙循环重要组成部分。研究成果对定量评估流域减沙与局地工程在河口区的响应程度具有重 要意义。

【关键词】:长江口;浑浊带;口外海滨;含沙量;悬沙通量

【中图分类号】: TV148 【文献标识码】: A 【文章编号】: 1004- 8227(2022)12- 2682- 11

[DOI] : 10. 11870 / cjlyzyyhj202212012

长江口地貌演变关乎上海市土地、淡水资源、航运、涉水建筑及生态安全^[1]。来水来沙及边界(岸线及底床)条件是控制长江 口水沙动力过程与地貌演变的主要因素。受水库拦蓄泥沙的影响,长江进入河口的年输沙量(大通站)自 20 世纪 80 年代以来显 著减少,从4.3亿t到如今1.2亿t左右,幅度达70%左右^[2]。同时,以深水航道治理工程、横沙东滩促淤圈围工程、南汇嘴人 工半岛工程等为代表的人类工程,也显著改变长江口岸线及底床边界^[3,4],这些变化也影响着长江口地貌演变及水沙输移过程。

以往研究表明,长江口地貌演变对流域减沙的响应呈现明显空间差异。长江口口内自 1986 年来,大部分区域淤积放缓,乃 至转为冲刷态势;但口外浑浊带的口坝区则一直保持淤积状态^[3,4],直到 2010 年后才出现冲刷,这是因为口坝区受河流和潮汐双 重影响,对流域减沙响应存在时间滞后^[4]。口内段南支和南北港总体含沙量明显减小,2003~2010 年减小较明显,2010 年以来 较稳定;口门段南北槽浑浊带区域 2013 年以前水体含沙量变化不明显,2013 年后呈现明显减小趋势;口外段含沙量略有降低^[5]。 研究同时发现,多年来流域径流量变化不大,对长江口水动力影响较小,反而是大型涉水工程对各河段水动力场的影响程度远 大于径流变化。

前人研究多聚焦于长江口局部地貌演变与水沙变化。在人类围垦活动影响下,北支萎缩变窄,分流分沙比下降到5%以下, 涨潮流大于落潮流,涨潮流含沙量远大于落潮流含沙量,泥沙净向上输移,水沙倒灌⁶⁶。南支河段与浑浊带及口外海滨相比,更 具河流河段的一般特性,流速大,盐度低,正常水沙条件下悬沙不易沉积,属过境性质,近年在流域减沙背景下,含沙量降低,

¹【收稿日期】: 2021- 11- 30; 【修回日期】: 2022- 04- 15

[【]基金项目】: 国家自然科学基金项目(U2040216, 51739005, 41876091); 科技部政府间(中荷)国际科技创新合作重点项目(2016YFE0133700); 上海市科委项目(19230711900, 20DZ1204701, 21230750600) 【作者简介】: 张迨(1989[~]), 男,博士研究生,主要研究方向为河口海岸水沙运动. E-mail: dai_zhang@163. com * 通讯作者 E-mail: qinghe@sklec. ecnu. edu. cn

水流不饱和,南支河床出现冲刷^[7]。与南支河段类似,流域减沙导致南、北港河段整体含沙量降低,以冲刷格局为主^[8,9]。南、 北槽位于浑浊带河段,含沙量受流域减沙影响较小,反而深水航道等工程对水沙动力以及地貌冲淤的影响更大^[10]。南槽同样由 淤转冲,三峡大坝、深水航道整治工程、南槽航道疏浚、南汇东滩围垦工程等都是导致冲刷的原因,其中南汇东滩围垦对涨潮 流的挤压作用是导致九段沙南岸冲刷的主要原因^[11]。北槽由于深水航道以及丁坝的建设,河床局部冲刷、坝田淤积,由于河床 形态变化,悬沙向航道中输移,加剧了航道泥沙回淤^[12]。

浑浊带是长江口泥沙最富集的区域,绝大部分出长江口的泥沙通过该区域向口外扩散,其中约40%~50%悬浮泥沙沉积在浑 浊带至口外海滨带区域^[13,14,15],因此该区域是长江口陆海相泥沙的"集散地",能很好地反映长江口泥沙辐散格局。不同因素影响 下泥沙通量大小和方向的时空变化也就反映了长江口泥沙辐散格局的转变。

现有研究对浑浊带至口外海滨区域整体性综合研究相对较少,本文将基于该区域 1982 年与 2013 年洪枯季多个测站的流速 与含沙量数据进行实测数据分析,重点解决问题:(1)明晰变化条件下含沙量与悬沙通量变化;(2)探讨含沙量以及悬沙通量变 化的主要影响因素。以阐明人类活动对长江口浑浊带及口外海滨区域的影响,为流域持续减沙背景下河口航道与整治工程的建 设与维护提供理论支撑。

1 研究区域概况

本文研究区域位于长江口浑浊带及口外海滨区域,其中浑浊带主要为横沙至10 m 等深线处¹¹⁶,10 m 至 20 m 等深线处为本 所指口外海滨区域。如图1所示。



Fig. 1 Sketch map of study area and sampling sites

长江口属于中等强度潮汐河口,呈现"三级分汊、四口入海"的格局,崇明岛将长江口段分为北支和南支,南支被长兴岛 与横沙岛分为北港与南港,而南港又被九段沙分为北槽与南槽。目前南支分水分沙比约90%,其中北港是长江口入海水沙的主要 通道,其分水分沙比一般维持在南支的50%~60%;北槽是近60年来发育的新汊道,且已实施12.5m深水航道工程,南槽水域开 阔,当前北槽和南槽的分流比约为4:6。

2 数据采集与处理

2.1 测量站位

根据分析需要,在研究区域布置了相应测量站位(图1)。其中1#(北港)、4#(北槽)、6#(南槽口)测站位于浑浊带核心区, 2#(北港口)、8#(南汇中)测站位于浑浊带外缘区,3#(北港外)、5#(北槽外)、9#(南汇外)测站位于口外海滨区。其中1982年未 布置1#测站。各测站所在区域地形相对平缓,可以代表相应区域的水沙运动特征。

2.2 数据测量和处理

2.2.1 测时条件

1982年6月30日至7月10日和1982年12月1日至20日分别进行了洪季和枯季连续27小时定点水文观测,其中洪季测

量期间大通站流量为44800~59400 m3/s,风速为1~13.5 m/s,风向以东南偏东为主,枯季大通站流量为22500~27200 m3/s,风速为0~7.3 m/s,风向以北向和西南为主;2013年7月22日至31日和2013年12月31日至2014年1月11日分别进行了洪季和枯季连续27小时定点水文观测,其中洪季测量期间大通站流量为40100~41400 m³/s,风速为0~9.5 m/s,风向以东南偏南为主,枯季大通站流量为10000~12800 m³/s,风速为1~11.2 m/s,风向以西北偏西为主,除1982年洪季测量期间遭遇短暂的洪峰外,其它测量时段大通站流量过程稳定。由上可见,1982年和2013年洪枯季径流差异约在15000 m³/s,该径流差异主要影响河口进口段潮波变形,至河口段浑浊带区域,其引起的潮差振幅变化在厘米级以内^[17],可忽略不计,因此本文认为1982年与2013年具有相似的径流特征,可对两年浑浊带水沙动力比较分析。

1982年与2013年测量期间河口潮汐强度变化:大通站为长江口潮区界,是长江口发生潮位变化的上界,该站潮位变化几乎为0;根据历史潮位资料,河口浑浊带区域1982年与2013年潮差变化不大[18,19]。

2.2.2 测量方法

1982年流速流向按照绝对水深分层法采用 SLC9-2 直读式流速仪测得,测量范围为 0.03~3.5 m/s,精度为 0.01 m/s;流向测量范围为 0°~360°,精度为 2°;2013年则是采用 ADCP 测得,其流速测量范围(缺省值)为 0.001~5 m/s,流速精度为 0.001 m/s,流向测量范围为 0°~360°,精度为 2°,研究区域流速范围为 0.01~3 m/s,两者的测量数据都能很好的代表流速的大小。 悬沙浓度都是现场采集水样然后室内过滤称重法获得。

2.2.3 数据处理

对 1982 年和 2013 年测量观测数据进行了相应处理。流速方向取正北方向为 0°,沿顺时针方向旋转。将绝对水深分层获取 的流速数据转化为相对水深层即 0.0H、0.2H、0.4H、0.6H、0.8H 和 1.0H 的流速。根据各分层流速、悬沙浓度数据计算潮周期 垂线平均值,其中垂线平均流速采用垂线加权平均的方法获得,垂线平均悬沙浓度计算方法相同,文中所统计参数都为垂线平 均值,后文中不做强调。

单宽悬沙通量计算:首先计算东(北)方向各时刻的单宽悬沙通量,取25h为完整潮周期计算潮周期垂线平均单宽悬沙通量, 再通过矢量合成,求得各测点的潮周期垂线平均单宽悬沙通量大小和方向。

$$Tr_{sE} = \frac{1}{T} \int_{0}^{T} u_{m} c_{m} h dt$$
$$Tr_{sN} = \frac{1}{T} \int_{0}^{T} v_{m} c_{m} h dt$$

式中: TrsE(N)为测点潮周期垂线平均单宽悬沙通量东(北)分量,T为潮周期,u(v)m为东(北)流速分量的垂线平均值,cm为垂线平均含沙量,h为水深。

3 结果分析

3.1 潮周期平均含沙量

基于 1982 年与 2013 年含沙量观测数据,统计了 8 个测站区域的潮周期平均含沙量,其对比特征见图 2。

30年间,不同潮周期和不同测站的变化呈现不同的特点。总体而言,与1982年相比,2013年枯季以及洪季小潮的含沙量 均明显减小(除洪季小潮南汇略有增加外),减小幅度为40%;洪季大潮北港的潮周期平均含沙量同样减小,幅度为64%,但北槽与 南槽区域测站的潮周期平均含沙量增大,增大幅度为80%。



Fig. 2 Changes in depth-averaged SSC over a tidal cycle in 1982 and 2013

30年间,不论洪季还是枯季,大潮期间含沙量大于小潮,这一年内变化特征依然保持。但洪、枯季之间的关系出现了变化: 1982年,不论大潮还是小潮,枯季潮周期含沙量大于洪季;而 2013年,枯季小潮潮周期含沙量依然大于洪季小潮,大潮期间, 北港和南汇的枯季含沙量依然大于洪季,但位于或靠近浑浊带核心的测站洪季含沙量大于枯季。

与1982年相比,2013年潮周期平均含沙量从口内向口外逐渐减小的规律不变,但是沿程减小趋势出现了变化。图3给出了 南汇区域7#、8#和9#站潮周期平均含沙量的纵向沿程变化。图中横坐标1、2、3代表7#、8#和9#站,纵坐标为不同站位潮周 期平均含沙量与7#站位潮周期平均含沙量比值。由图3可见,除了洪季大潮保持不变外,2013年洪季小潮潮周期的悬沙平均含 沙量自口内向口外减小趋势先快后慢,枯季不论大小潮,均是先慢后快。



图 5 前在区域各例如各份重与7#例如各份重比值的外间受化 Fig. 3 Longitudinal changes in ratio of SSC at Nanhui to that at sampling site #7

3.2 涨落潮平均含沙量

研究区域在潮汐作用下,呈现涨潮与落潮流速方向相反的双向流,涨落潮的含沙量呈现不同的特征,统计了 1982 和 2013 年涨落潮平均含沙量(图 4、图 5),以分析涨落潮平均含沙量的变化特征。由图 4 与图 5 可知,1982~2013 年,由于流域来沙减 少以及河口人类活动等的影响,涨、落潮平均含沙量与潮周期平均含沙量类似,发生了相应的变化。

与1982年相比,2013年涨、落潮平均含沙量总体减小,如涨潮平均含沙量总体减小21%、落潮平均含沙量总体减小12%; 但洪季大潮期间的涨落潮平均含沙量总体增大78%(除2#北港口、3#北港外与5#北槽外测站)、落潮平均含沙量总体增大122%(除2#北港口、3#北港外测站)。

涨、落潮平均含沙量的对比特征发生变化。一方面由于 2013 年洪季大潮落潮平均含沙量较 1982 年的增大幅度大于涨潮平 均含沙量的增幅;另一方面,2013 年枯季大潮落潮平均含沙量较 1982 年的减小幅度(43%)大于涨潮平均含沙量的减小幅度(35%), 两方面变化的共同作用使得 1982 年"除了枯季大潮,落潮平均含沙量一般小于涨潮平均含沙量"的特征,变为 2013 年"落潮 平均含沙量与涨潮平均含沙量比较接近,无明显差异"。

与潮周期平均含沙量洪枯季比较特征发生变化类似,枯季涨、落潮平均含沙量大于洪季的特征总体不变,但 2013 年少数测 站出现了洪季大潮涨、落潮平均含沙量大于枯季大潮的情况。2013 年洪季大潮期间 4#北槽与 6#南槽口测站的涨、落潮平均含沙 量较 1982 年有较大增加,其中 4#北槽的涨、落潮平均含沙量分别增大 92%与 298%,6#南槽口分别增大 169%与 192%;而枯季大潮 涨、落潮平均含沙量总体减小,使得这两处测站洪季大潮涨、落潮平均含沙量大于枯季大潮的情况出现。



Fig. 4 Changes in depth-averaged SSC over a flood period in 1982 and 2013



Fig. 5 Changes in depth-averaged SSC over an ebb period in 1982 and 2013

3.3 单宽潮周期平均悬沙通量

基于 1982~2013 年流速与含沙量的观测数据,计算统计了 9 个测站区域的潮周期悬沙通量,见图 6 与图 7。

30年间,单宽悬沙通量方向发生了明显变化。与1982年不同测站、不同潮周期单宽悬沙通量方向较散乱相比,2013年单 宽悬沙通量方向较统一,洪季大小潮总体指向东南和指向南,枯季主要指向东北和东南。1982年4#北槽测站单宽悬沙通量方向 洪季大小潮与枯季小潮指向西北(平均为316°),枯季大潮指向东南(88°);2013年4#北槽测站单宽悬沙通量方向洪枯季大小潮 均指向东南(平均100°)。

1982~2013 年南汇区域三个测站的悬沙通量方向在总体上具有相似性,基本都是近岸 7#南汇测站输沙通量指向长江口内, 离岸 8#南汇中、9#南汇外测站指向口外,小潮时出现例外不影响南汇区域总体输沙方向特征。但是联系 6#南槽口测站发现 2013 年南槽南汇区域输沙特征相较 1982 年出现了变化。1982 年洪枯季悬沙通量从南槽向口外输送,在南汇区域近岸区域会有部分悬 沙重新向南汇边滩输送;而 2013 年洪季南槽向口外输送的泥沙在南汇区域有大量悬沙向口内输送,并在九段沙尾向北输送,参 与南北槽的输沙循环,枯季依然与 1982 年类似,南汇近岸区向口内输送的泥沙只停留在南槽南汇区域。









图 7 2013 年单宽悬沙通量变化(kg/s/m)



30年间,单宽悬沙通量大小发生了变化。由图 6 与图 7 可见,2013年单宽悬沙通量大小与 1982年相比,枯季以及洪季小潮总体减小 25%,洪季大潮显著增大 114%,这一变化与含沙量的变化一致。且 2013年南汇区域三个测站中近岸测站(7#南汇)在洪季期间向口内输送的单宽悬沙通量较 1982年增大 101%,表明近岸区域更多的泥沙向口内输送。

4 讨论

流域来沙作为长江口泥沙的重要来源,是控制河口水体含沙量的重要因素。此外,河口水动力是水体含沙量的直接影响因 素,水动力越强,水体挟沙力越强,含沙量越大;工程及河口地貌变化通过影响水动力间接影响水体含沙量的大小。

4.1 流域来沙及水动力变化

4.1.1 流域来沙变化

由大通水文站 1950~2019 年的年径流量与年输沙量数据统计结果(图 8)可以看出:进入长江河口的年径流量虽然年际间有 变化,但整体保持稳定,这一点从5年平均年径流量线看的更加明显(图 8a)。而年输沙量年际间变化较大,从20世纪90年代 开始出现了趋势性的减小(图 8b),特别是三峡水库蓄水后输沙量大幅减小。从20世纪80年代至今大通输沙量减少了70%左右。





Fig. 8 Variation of annual runoff and sediment discharge at Datong station (1950-2019)

4.1.2 水动力变化

从 20 世纪末开始,长江口区域实施了大量涉水工程[20],在本文研究区域,先后实施了长江口深水航道治理工程、横沙东 滩促淤圈围工程、南汇嘴人工半岛工程等。其中 1998~2010 年实施了长江口深水航道治理工程,在北槽建设长约 50 km 的南、 北两条导堤和总长约 30 km 的 19 座丁坝,引起了局部区域地貌及水动力条件的显著改变。

基于 1982~2013 年流速的观测数据,统计了 8 个测站区域的潮周期平均流速(图 9),由图 9 可见:

30年间,潮周期平均流速大小发生了变化,与1982年相比,2013年枯季大、小潮期间潮周期平均流速略微减小,洪季小潮期间潮周期平均流速有增有减,洪季大潮期间除7#南汇测站外潮周期平均流速略微增加。洪枯季大小潮期间,2013年较1982 年潮周期平均流速平均增大15%,平均减小20%,总体来讲,1982~2013年之间潮周期平均流速差别不大。



Fig. 9 Changes in depth-averaged velocity over a tidal cycle in 1982 and 2013

由于河口区域航道整治与围垦工程,局地潮周期平均流速出现了较大的变化。洪季大潮期间4#北槽测站2013年较1982年 潮周期平均流速增加最多,增幅达33%,而且平均流速的标准差(流速大小在潮周期的波动强度)也最大,表明4#测站在2013年 洪季大潮涨落潮期间流速都很大。

4.2 含沙量与通量变化影响因素

4.2.1 流域减沙影响

区域内的含沙量由当地再悬浮泥沙量以及上、下游输移过来的泥沙量三部分共同组成,而水体维持泥沙的悬浮量(挟沙力) 由水动力强度决定。

流域建坝以来径流的变化对长江口羽流的水平和垂直结构的影响很小。多年来,大通站年径流量变化很小(图 8a),其对长江 口浑浊带与口外海滨区的物理过程影响可以忽略不计^[21]。如前所述,1982~2013年之间,研究区域除局部外,流速值变幅很小, 在 30%以内,表明水体挟沙力变化不大,即当地再悬浮泥沙量变化不大,从口外向口内输送的泥沙变化也不会很大,说明长江口 浑浊带辐聚泥沙及口外补沙的格局与量级并无根本变化。

长期以来,流域来沙一直被认为是维持长江口发育的主要来源^[22],但从上世纪八十年代流域大量建坝以来,流域来沙持续减少,由此导致长江口南支和南北港含沙量自 2003 年以来明显减小,口外海滨含沙量亦略有降低[5,23,24]。尽管研究表明浑浊 带南北槽含沙量的长期变化不明显,但本文依据 1982 年和 2013 年含沙量对比分析发现垂线平均含沙量 2013 年已出现显著减小的态势,说明流域减沙的影响已开始显现。

悬沙通量由潮周期过程中流速、含沙量、水深决定。除北槽浚深使得水深变化较大外,研究区域测站水深在区域侵蚀^[3,4]的格局下略有增大。在流速变化较小的情况下,含沙量是决定悬沙通量大小的最主要因素,因此流域减沙也是悬沙通量减小的主

要原因。

4.2.2 局地人类工程影响

大通站减沙 70%背景下(图 8b),2013 年较 1982 年枯季以及洪季小潮的垂线平均含沙量减小 40%,表明大通站下游河道补沙、河口局地泥沙再悬浮以及海域来沙为浑浊带提供了新的泥沙来源^[25]。其中航道整治与围垦等局地工程会改变当地水动力强度^[26],影响水流挟沙力大小,导致工程附近侵蚀率增加^[25],影响水体悬浮泥沙的浓度。北槽深水航道由天然水深的 5~6 m 浚深为 12.5 m,导致主槽窄深化,水体泥沙落淤导致航道底部含沙量增加,形成近底高浓度悬沙层,增大垂线含沙量密度梯度,促进垂向环流、盐度层化、潮汐增强和盐水入侵等一系列水动力过程,使得床面制紊减阻效应显著,阻力减小可达 60%~80%,在此作用下促进与潮汐变形带来的泥沙向口内净输运,进一步增强泥沙捕集和垂线含沙量密度梯度,该正反馈机制被发现是河口从低浊度向高浊度转变的重要原因^[27, 28, 29, 30]。因此在北槽与南槽区域测站明显可见 2013 年含沙量相比 1982 年增大的现象。

长江口深水航道导堤及配套丁坝的建设,对北槽航道断面形态造成的影响最为突出,使得 2013 年与 1982 年相比北槽流速 在洪季大潮期间出现最大增幅,同时造成北槽含沙量在洪季大潮期间出现大幅增大,悬沙通量亦如此变化。北槽南北导堤的建 设,约束了北槽潮流分布,束窄的航道使得径流作用在潮周期净输水输沙中作用更加明显,使得被 4#北槽测站 2013 年的潮周期 单宽悬沙通量方向始终顺着导堤指向东南方向,向口外输沙。

5 结论

综合 1982~2013 年潮周期垂线平均含沙量、涨落潮平均含沙量以及潮周期平均悬沙通量分析研究,讨论了流域减沙以及河口人类工程对浑浊带及口外海滨输沙的影响,得到如下主要结论:

(1)流域来沙减少是浑浊带含沙量减少的重要原因。与1982年相比,2013年枯季以及洪季小潮的含沙量和潮周期悬沙通量均明显减小40%,悬沙通量减小25%,且洪季大潮北港的潮周期平均含沙量和悬沙通量减小。

(2)航道整治与围垦工程对浑浊带含沙量增大有重要影响。与1982年相比,2013年洪季大潮南港区域的潮周期平均含沙量 和悬沙通量增大,且增大幅度较大,达80%,悬沙通量增大114%。这主要与航道整治和围垦工程增强了局部水动力条件有关,受 局地工程影响,河床边界和水流流路稳定,导致2013年与1982年相比,单宽悬沙通量方向由散乱变为统一向口外输沙,洪季 总体指向东南和指向南,枯季主要指向东北和东南。

(3)流域减沙与河口工程的影响,改变了南槽南汇区域的输沙格局和源汇转换,2013年洪季南汇近岸区域向口内输送的泥沙 较 1982年增加了 101%,并在九段沙尾向北输送,参与南北槽的输沙循环,枯季则与 1982年类似,南汇近岸区向口内输送的泥沙 只停留在南槽南汇区域。

参考文献

[1] 张迨.长江口最大浑浊带水沙特性研究[D].上海: 华东师范大学, 2014. ZHANG D. The study on flow and sediment characteristics in the turbidity maximum of Changjiang Estuary[D]. Shanghai: East China Normal University, 2014.

[2] 郭文献,豆高飞,王鸿翔,等.近60年来降水与人类活动对长江中下游泥沙情势影响定量评价[J].应用基础与工程科 学学报,2021,29(1):39-54.GUO W X,DOU G F,WANG H X,et al.Quantitative evaluation of the impact of precipitation and human activities on sediment regime in the middle and lower reaches of the Yangtze River in recent sixty years[J].Journal of Basic Science and Engineering,2021,29(1):39-54. [3] LUAN H L, DING P X, WANG Z B, et al. Decadal morphological evolution of the Yangtze Estuary in response to river input changes and estuarine engineering projects[J]. Geomorphology, 2016, 265:12-23.

[4] ZHAO J, GUO L, HE Q, et al. An analysis on half century morphological changes in the Changjiang Estuary: Spatial variability under natural processes and human intervention[J]. Journal of Marine Systems, 2018, 181:25-36.

[5] 韩玉芳,路川藤.三峡工程后长江口水沙变化及河床演变特征[C]//第十九届中国海洋(岸)工程学术讨论会论文集 (下).重庆,2019:275-280.

[6] 张云峰, 张振克, 刘玉卿, 等. 长江口北支沉积动力变化及对人类活动的响应[J]. 人民长江, 2019, 50 (9):24-29. ZHANG Y F, ZHANG Z K, LIU Y Q, et al. Sediment dynamic processes in North Branch of Yangtze River Estuary and response to human activities[J]. Yangtze River, 2019, 50 (9):24-29.

[7] 赵娟.长江河口(南支)冲淤变化对流域来水来沙的响应研究[D].南京: 河海大学, 2006.ZHAO J.Research of the response of the morphological process at Yangtze River Estuary to the changes of water and sediment discharges[D].Nanjing:Hohai University, 2006.

[8] 吴帅虎,程和琴,李九发,等.近期长江口北港冲淤变化与微地貌特征[J].泥沙研究,2016(2):26-32.WU S H,CHENG H Q,LI J F,et al.Recent morphological variation and micro-topography features in North Channel of the Yangtze Estuary[J].Journal of Sediment Research,2016(2):26-32.

[9] 吴帅虎,程和琴,郑树伟.近30年来长江河口南港冲淤变化与微地貌特征[J].应用基础与工程科学学报, 2020,28(6):1304-1315.WUSH,CHENGHQ,ZHENGSW.Three decades of morphological changes and micromorphology features in the South Channel of the Yangtze River Estuary[J]. Journal of Basic Science and Engineering, 2020, 28(6):1304-1315.

[10] 窦希萍, 缴健, 储鏖, 等. 长江口水沙变化与趋势预测[J]. 海洋工程, 2020, 38(4):2-10. DOU X P, JIAO J, CHU A, et al. Review of hydro-sediment change and tendency in Yangtze Estuary[J]. The Ocean Engineering, 2020, 38(4):2-10.

[11] 郭兴杰,王寒梅,史玉金,等.近期长江口南槽河道滩槽冲刷及驱动因素分析[J].应用基础与工程科学学报, 2021,29(4):785-796.GUO X J,WANG H M,SHI Y J,et al.Analysis of the bottom evolution and the driven mechanisms in the South Passage of Yangtze Estuary over the recent years[J].Journal of Basic Science and Engineering, 2021, 29(4):785-796.

[12] 窦希萍,高祥宇,潘昀,等.长江口深水航道泥沙回淤原因分析[C]//第十七届中国海洋(岸)工程学术讨论会论文集 (下).南京,2015,208-212.

[13] MILLIMAN J D, SHEN H T, YANG Z S, et al. Transport and deposition of river sediment in the Changjiang Estuary and adjacent continental shelf[J]. Continental Shelf Research, 1985, 4(1/2):37-45.

[14] LIU J P,XU K H,LI A C,et al.Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea[J].Geomorphology, 2007, 85(3/4):208-224.

[15] 刘红,何青,Gert Jan Weltje,等.长江入海泥沙的交换和输移过程——兼论泥质区的"泥库"效应[J].地理学报,

2011,66(3):291-304.LIU H,HE Q,WELTJE G,et al.Sediment exchange and transport processes in the Yangtze River Estuary:Concurrent discussion on the effects of sediment sink in the muddy area[J].Acta Geographica Sinica, 2011,66(3):291-304.

[16] LI J,ZHANG C.Sediment resuspension and implications for turbidity maximum in the Changjiang Estuary[J].Marine Geology, 1998, 148(3/4):117-124.

[17] GUO L, VAN DER WEGEN M, 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.

[18] 袁小婷.近40年长江河口潮汐动力变化特征[D].上海:华东师范大学,2019.YUAN X T. Variation character of tidal dynamics along Yangtze River Estuary for the past four decades[D].Shanghai:East China Normal University,2019.

[19] 张赛赛. 长江口潮差的时空变化及其环境意义[D]. 上海: 华东师范大学, 2019. ZHANG S S. Temporal and spatial variation of tidal range in the Changjiang Estuary and its environmental significance[D]. Shanghai: East China Normal University, 2019.

[20] 交通运输部长江口航道管理局. 长江口深水航道治理工程实践与创新[M]. 北京:人民交通出版社, 2015. Yangtze Estuary Waterway Administration Bureau. Practice and innovation in the Yangtze Estuary deepwater channel improvement project[M]. Beijing: China Communications Press, 2015.

[21] WU H, WU T, BAI M. Mega estuarine constructions modulate the Changjiang River plume extension in adjacent seas[J]. Estuaries and Coasts, 2018, 41(5):1234-1252.

[22] MILLIMAN J D, SHEN H T, YANG Z S, et al. Transport and deposition of river sediment in the Changjiang Estuary and adjacent continental shelf[J]. Continental Shelf Research, 1985, 4(1/2):37-45.

[23] 刘红,何青,王亚,等.长江河口悬浮泥沙的混合过程[J].地理学报,2012,67(9):1269-1281.LIU H,HE Q,WANG Y,et al.Processes of suspended sediment mixture in the Yangtze River Estuary[J].Acta Geographica Sinica, 2012,67(9):1269-1281.

[24] ZHU C, GUO L, VAN MAREN D S, et al. Exploration of decadal tidal evolution in response to morphological and sedimentary changes in the Yangtze Estuary[J]. Journal of Geophysical Research:Oceans, 2021, 126(9):e2020JC017019.

[25] ZHU L, HE Q, SHEN J, et al. The influence of human activities on morphodynamics and alteration of sediment source and sink in the Changjiang Estuary[J]. Geomorphology, 2016, 273:52-62.

[26] CHEN Y, HE Q, SHEN J, et al. The alteration of lateral circulation under the influence of human activities in a multiple channel system, Changjiang Estuary[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2020, 242:106823.

[27] LIN J, VAN PROOIJEN B C, GUO L, et al. Regime shifts in the Changjiang (Yangtze River) Estuary: The role of concentrated benthic suspensions[J]. Marine Geology, 2021, 433:106403.

[28] ZHU C, VAN MAREN D S, GUO L, et al. Effects of sediment-induced density gradients on the estuarine turbidity maximum in the Yangtze Estuary[J]. Journal of Geophysical Research:Oceans, 2021, 126(5):e2020JC016927.

[29] WINTERWERP J C, WANG Z B. Man-induced regime shifts in small estuaries — I:Theory[J]. Ocean Dynamics, 2013, 63 (11):1279-1292.

[30] WINTERWERP J C, WANG Z B, VAN BRAECKEL A, et al. Man-induced regime shifts in small estuaries—II:A comparison of rivers[J].Ocean Dynamics, 2013, 63(11):1293-1306.