

近期长江张家洲南水道强冲刷机理与趋势分析¹

王淑平¹, 程和琴¹, 郑树伟¹, 徐韦¹, 陈钢¹, 赵军凯²

(1. 华东师范大学河口海岸学国家重点实验室, 上海 200062;

2. 九江学院生命科学学院鄱阳湖生态经济研究中心, 江西九江 332000)

摘要: 2016年9月利用多波束测深仪调查了张家洲河段河床微地貌的高分辨率形态与分布特征, 结合1998年和2013年水下地形资料, 分析了三峡截流以来该河段河槽的冲淤变化与演变趋势。结果表明: (1) 张家洲河段整体呈冲刷状态, 净冲刷量 $17.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ 。其中, 张家洲南水道是强冲刷区, 最大冲刷深度约9m; (2) 河槽表层沉积物中值粒径为 $149.1 \sim 226.3 \mu\text{m}$, 与历史资料相比呈粗化趋势; (3) 张家洲河段约82.9%的主航道发育了沙波, 约14.0%的主航道发育了冲刷坑与冲刷槽, 平床地形仅占3.1%。流域来沙量减少是张家洲河段整体冲刷的主要原因, 而河流控制工程稳定了河势, 迫使水流归槽, 加剧了张家洲南水道的冲刷。随着流域来沙量持续减少, 张家洲南水道主航道有可能进一步冲刷。

关键词: 冲刷机理 趋势分析 多波束 张家洲南水道 长江中下游

中图分类号: TV147 **文献标识码:** A **文章编号:** 1004-8227 (2018) 09-2070-08

DOI: 10.11870/cjlyzyyhj201809017

张家洲南水道是长江中下游著名的浅滩碍航水道, 也是航道整治的难点与重点河段^[1]。该河段河槽的冲淤演变十分复杂^[2], 常常因一次大洪水而引起航行条件急剧恶化, 进而给沿江工矿企业以及通行船舶带来巨大的经济损失^[3]。夏兴发认为大洪水冲刷淤槽并隔断上、下浅区深槽等因素是造成1998年张家洲南水道航行条件恶化的重要原因^[3]。此后, 曾庆云等^[4]根据张家洲南水道上浅区主流难以稳定, 水流分散等特征提出梳齿坝的整治方案; 李文全等^[5]利用河工模型实验, 确定了上浅区的整治方案。上浅区整治后, 刘涛^[2]认为该河段适应河床变化需要一个相对较长的时间, 且官洲夹护底带局部水域存在非法采砂现象, 不利于该航道的稳定发展。针对更加复杂的下浅区, 李全文等^[5]也是根据河工模型确定了整治方案。上述研究深入的剖析了张家洲南水道存在的问题, 对我们深入认识张家洲河段演变规律意义重大。

然而, 自三峡截流以来长江中下游来沙量进一步减少^[6,7], 长江中下游流域河道冲淤规律已发生转变^[8]。此外, 自2001~2009年交通部在张家洲南水道修建了大量整治建筑物, 也可能改变了研究河段的冲淤过程^[5]。因此, 在流域来沙量持续减少与河流控制工程的共同影响下, 该河段河槽的冲淤机理与演变趋势研究亟需开展。

本文利用多波束测深技术与历史水下地形资料分析近期张家洲南水道主航道河床微地貌特征、河槽冲淤机理与演变趋势, 以期对航道整治与防洪提供科学依据。

¹收稿日期: 2017-07-24; 修回日期: 2017-08-24

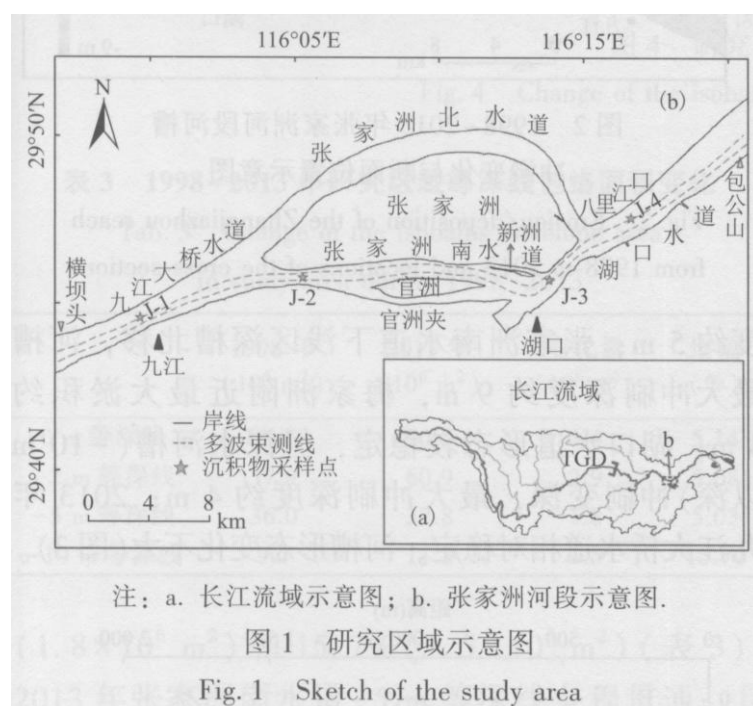
基金项目: 国家自然科学基金(41476075, 41361003); 中国地质调查局南京地质调查中心委托项目(DD20160246)

作者简介: 王淑平(1990~), 女, 硕士研究生, 主要从事河口海岸动力沉积地貌研究。E-mail: sdqfwsp@163.com

通讯作者 E-mail: hqch@sklec.ecnu.edu.cn

1 研究区概况

张家洲河段上接九江大桥水道，下连湖口水道，南面有我国最大的通江淡水湖泊——鄱阳湖注入，动力环境复杂。长江上游来水经九江后，于张家洲分为南北两汉，北汉弯曲呈弓背状，南汉相对顺直^[5]。南汉中因官洲与新洲的发育，又形成次一级的分汊。张家洲南水道（上起九江下至八里江）上段因河道骤然放宽，水流放缓分散，形成了著名的上浅区^[3]；下段因支汉分流，加之鄱阳湖来水汇流，形成了航行条件极为复杂且碍航状况多发的下浅区^[5]。1989 年以前，张家洲北水道为枯季主航道；之后，北水道被弃，南水道开辟为全年通航水道。1998 年长江极端洪水造成张家洲南水道下浅区航行条件恶化，2001~2003 年对下浅区进行了整治；随着航行需求的提升，2009~2012 年对上浅区也进行了整治^[2]。此外，自 2000 年长江主河道全面禁止采砂后，大量采砂船转入鄱阳湖采砂，湖区采砂严重影响了鄱阳湖泥沙的自然输运过程，统计表明，2000~2015 年由鄱阳湖输入此河段的年均泥沙量达 $0.12 \times 10^8 \text{ t}$ (<http://www.cjh.com.cn>) 相较 1950~2000 年 (837 万 t) 却增加近 46.4%^[9]。本文研究河段上起横坝头，下至包公山，全长约 45km (图 1)。



2 研究方法与数据采集

2.1 野外数据采集

收集了 1998 年和 2013 年长江九江至湖口段 1:40000 水下地形资料(基准面为航行基准面)，利用 ArcGIS 10.3 对其进行数字化处理，通过克里金法构建数字高程模型 (DEM)，并进行冲淤分析。

2016 年 9 月 21-240, 利用丹麦 REASON 公司生产的 Seabat7125 型多波束测深系统观测了九江至湖口河段水下微地貌。该系统作业频率 400/200kHz 可选，最大波束为 512 个，测深分辨率为 6mm，频率为 $50 \pm 1 \text{ Hz}$ 。测量时，换能器利用配套钢架固定于侧船前侧，选用 400kHz，采集模式选择等距模式，开角为 140° ，单次扫测床面宽度约为水深的 5~6 倍。利用天宝差分系统定位，定位精度为分米级。数据经过横摇、纵摇和陀螺校正和异常波束剔除后，生成 $1\text{m} \times 1\text{m}$ 分辨率的 3D 网格模型。同步流速数据由双频 ADCP 测量获取，其工作频率为 300kHz/600kHz，采样时间间隔设置为 1s，换能器入水深度 0.8m。

利用帽式采泥器采集河槽表层沉积物样品，该仪器可采集河槽表层厚约 3~10cm 的沉积物。沉积物样品采集后，密封保存，于室内用 HCL 和 H2O2 处理后，静置 24h，抽取上层清液，重复至 pH 为中性。再用 (Na₂PO₃)₆ 浸泡和超声波打散，采用 BECKMAN 公司生产的 LS13320 激光粒度仪测定分析。

2.2 床面剪应力与临界河槽剪应力计算

床面剪应力与临界河槽剪应力计算公式如下^[10, 11]：

床面剪应力(τ)：

$$\tau = \rho [ku / \ln(z / (z_0)_{SF})]^2 \quad (1)$$

式中： ρ 是水的密度(1 000 kg/m³)； u 是河槽以上 z 高程的流速； k 是卡曼常数(0.4)； $(z_0)_{SF}$ 是沉积物糙率(0.095 D_{90})^[12]。

临界河槽剪应力 (τ_c)，由 Shields curve 公式计算^[13]：

$$\tau_c = 0.013 D_*^{0.29} (\rho_s - \rho) g D_{50} \quad (2)$$

式中： D_* 是无量纲粒径值； ρ_s 是沉积物密度(2 650 kg/m³)； ρ 为水的密度(1 000 kg/m³)； g 是重力加速度(9.81 m/s²)； D 为沉积物粒径。

D_* 定义为：

$$D_* = D_{50} ((S - 1) g / v^2)^{1/3} \quad (3)$$

式中： D_{50} 是中值粒径； S 是泥沙与水的密度比(2.65)； v 是运动粘度(1×10^{-6} m²/s)。

3 结果

3.1 河槽表层沉积物粗化

对九江大桥水道(J-1)、张家洲南水道上浅区(J-2)、鄱阳湖汇流区(J-3)、湖口水道(J-4)河槽表层沉积物取样(图1)。结果表明，张家洲河槽表层沉积物中值粒径为 149.1~226.3 μ m，且样品组分中 125 μ m 含量为 66.1%~83.2% (表1)。而 2003 年以前张家洲河段河槽表层沉积物中值粒径约为 159 μ m^[14]。

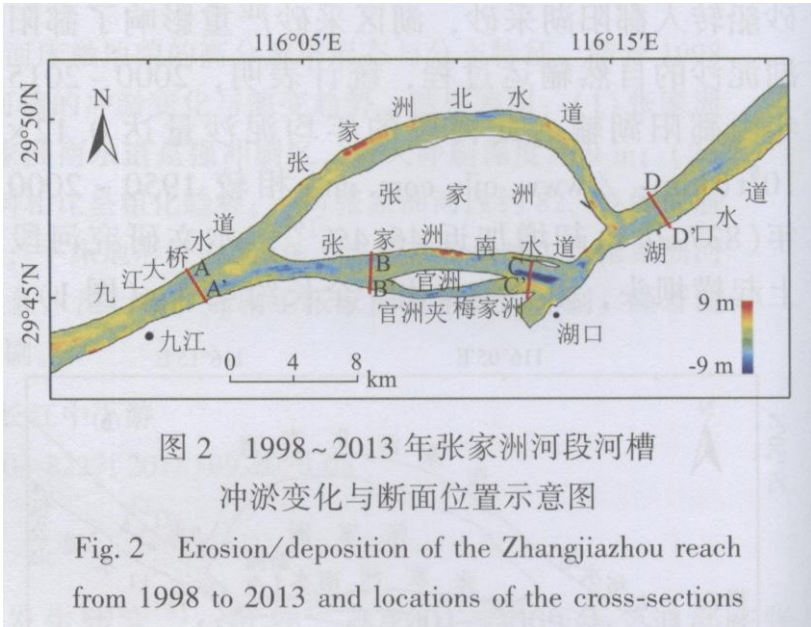
表 1 表层沉积物粒度参数							
Tab. 1 Parameters of sediment grain size							
编号	中值粒径 (μm)	$<2\ \mu\text{m}$ (%)	$2\sim16\ \mu\text{m}$ (%)	$16\sim63\ \mu\text{m}$ (%)	$63\sim125\ \mu\text{m}$ (%)	$125\sim250\ \mu\text{m}$ (%)	$>250\ \mu\text{m}$ (%)
J-1	149.1	5.6	10.8	3.1	14.4	62.0	4.1
J-2	168.6	6.9	14.1	4.2	7.0	55.5	12.3
J-3	231.5	3.6	8.1	2.5	2.6	41.8	41.4
J-4	226.3	4.1	8.4	2.3	2.6	44.8	37.8

3.2 冲淤变化与河床形态

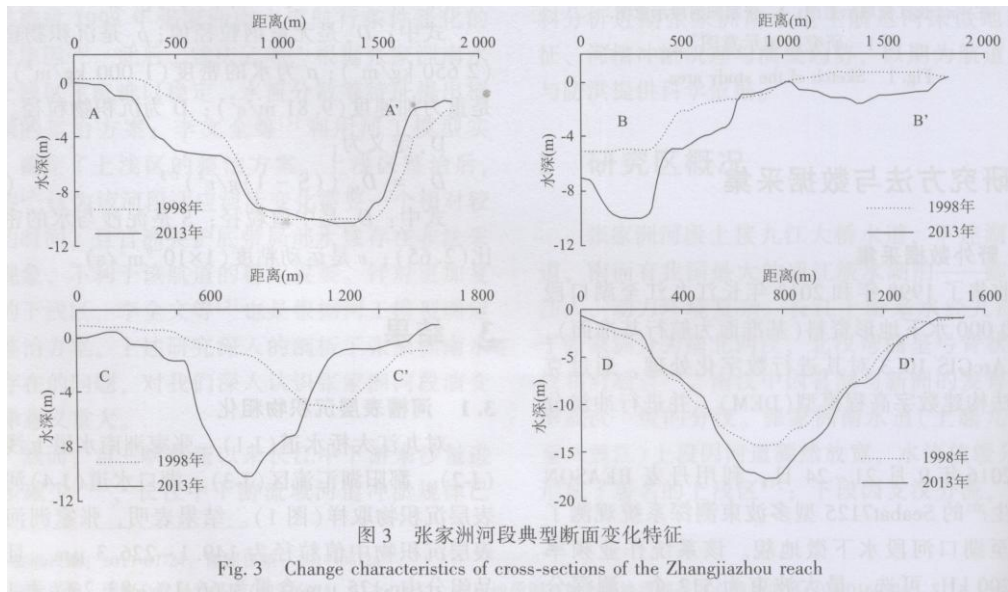
近 15a 来（1998-2013 年）张家洲河段整体呈冲刷趋势。其中，整体河槽净冲刷总量为 $17.2\times10^6\text{m}^3$ ，平均冲刷深度 0.20m（表 2）。其中，张家洲南水道上浅区及下浅区主河槽为强冲刷区；而九江段、张家洲北水道及张家洲尾等区域表现为弱淤积（图 2）。

表 2 1998~2013 年张家洲河段冲淤特征			
Tab. 2 Erosion and deposition characteristics of the Zhangjiazhou reach from 1998-2013			
1998 年 河槽体积 ($10^6\ \text{m}^3$)	2013 年 河槽体积 ($10^6\ \text{m}^3$)	冲淤 变化量 ($10^6\ \text{m}^3$)	平均冲 刷深度 (m)
张家洲河段 396.5	413.7	-17.2	0.20

注：冲淤变化量负值表示冲刷；平均冲刷深度=河槽冲淤变化体积/河槽投影面积。



近 15a 来，张家洲南水道上浅区最大冲刷深度约 5m；张家洲南水道下浅区深槽北移，河槽最大冲刷深度约 9m，梅家洲附近最大淤积约 4m；湖口水道形态较稳定，但深水河槽（-10m 以深）冲刷变深，最大冲刷深度约 4m；2013 年九江大桥水道相对稳定，河槽形态变化不大（图 3）。



此外，张家洲河段等深线包络面积变化呈增加趋势(图4)。2013年该区域0、-2、-5、-10m等深线包络面积较1998年分别增加了5.1%($4.4 \times 10^6 \text{m}^2$)、5.1%($2.9 \times 10^6 \text{m}^2$)、5.0% ($1.8 \times 10^6 \text{m}^2$)和15.7% ($1.5 \times 10^6 \text{m}^2$) (表3)。2013年张家洲南水道-5m等深线全程贯通，且-5m等深线包络区最窄处超过300m。

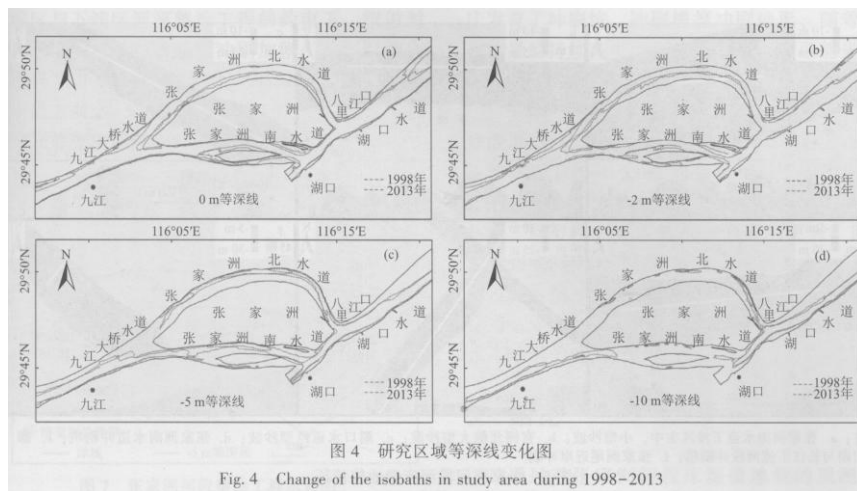


表3 1998~2013年研究区域等深线包络面积变化

Tab. 3 Change of the isobaths envelope area in study area during 1998-2013

	1998 年 (10^6m^2)	2013 年 (10^6m^2)	变化量 (10^6m^2)	增幅 (%)
0 m 等深线	85.6	90.0	4.4	5.14
-2 m 等深线	57.9	60.9	2.9	5.08
-5 m 等深线	36.0	37.8	1.8	5.03
-10 m 等深线	9.7	11.2	1.5	15.70

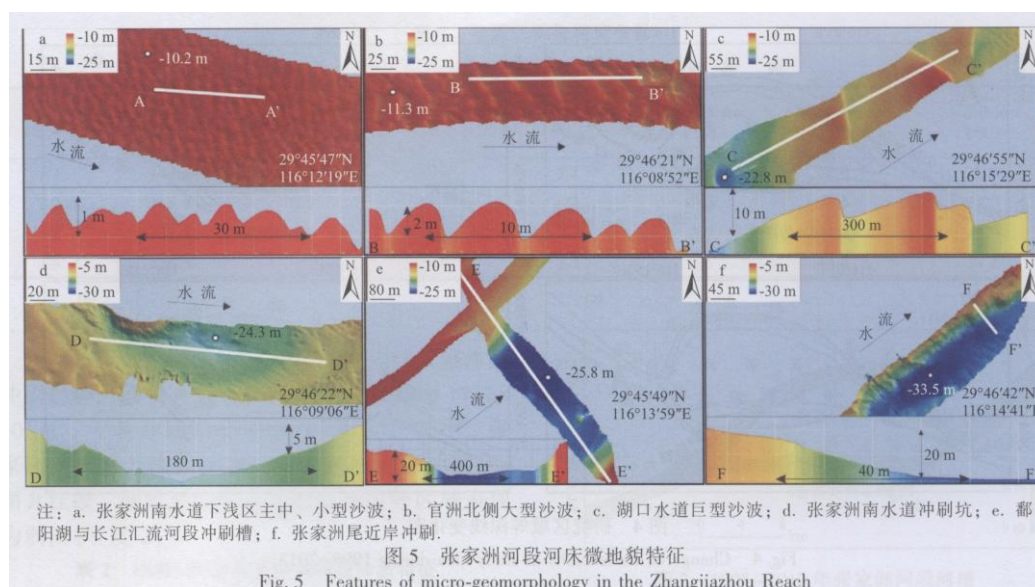
3.3 河床微地貌特征与分布

张家洲河段沙波发育区的长度约占整个航道的 82.9%，其次为冲刷坑、冲刷槽（14.0%），平床地形约占 3.1%。

沙波：根据 Ashley 对沙波的分类标准^[15]，按照波长可将沙波分为小型（波长<5m）、中型（波长 5~10m）、大型（波长 10~100m）和巨型（波长>100m）。研究河段小型和中型沙波（约占 66.4%）主要分布于张家洲南水道（图 5a）；大型沙波（约占 10.9%）主要分布在九江大桥水道、张家洲南水道以及湖口水道（图 5b）；巨型沙波（约占 5.6%）只分布于九江大桥水道与湖口水道（图 5c）。

冲刷坑：表现为局部地形凹陷，表面形态近“勺”状或椭圆（图 5d）。张家洲南水道冲刷坑沿水流方向长度 182.61~246.09m，下切深度 4.72~10.46m。冲刷槽：张家洲南水道的冲刷槽从上游向下游呈展宽加深趋势，横断面呈“U”型（图 5e）。

4 讨论



4.1 河槽冲淤演变的影响因素探讨

局部河段的河槽冲淤演变与径流量、上游来沙量、河床泥沙粒径以及河道整治建筑物等影响因素有关^[16, 17]。因此，针对张家洲河段本文主要从年径流量变化、上游来沙量变化以及河道整治工程 3 方面讨论。

4.1.1 年径流量与来沙量变化对河槽冲淤演变的影响

历史地形数据显示，张家洲河段近 15a 来整体呈冲刷趋势，净冲刷量约为 $17.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ ，平均冲刷河槽深度 0.20m（表 2）。表层沉积物粗化是该河段河槽冲刷的佐证之一^[18]。2016 年张家洲南水道上游、张家洲南水道下游以及湖口水道中值粒径分别为 168.6、231.5、226.3 μm 而 2003 年张家洲河段沉积物中值粒径为 159 μm ^[14]，多测点床沙粒径均表现为粗化。因此，我们认为研究河段目前正处于冲刷状态。这一结果可能与上游输沙量持续减少有关，而与年径流量变化的关系较小。近 15a 来研究河段上游来沙量（以汉口站监测数据为例）呈明显下降趋势（图 6）。该站历史多年输沙量约为 $4.0 \times 10^8 \text{ t}$ （1954~2000 年），而 2000~2015 年，平均输沙量仅 $1.4 \times 10^8 \text{ t}$ ，下降约 65%。特别是 2013~2015 年，汉口站年输沙量均低于 $1.0 \times 10^8 \text{ t}$ （图 6）。而同时期汉口站年径流量的变化趋势并不明显（图 6），其近期（2000~2015 年）平均值为 $6806 \times 10^8 \text{ m}^3$ 与历史多年平均值相比（1954~2000 年平均

值为 $7112 \times 10^8 \text{ m}^3$) 差别不大。因此, 引起研究区河槽冲刷的可能因素之一是上游来沙量减少。研究也表明, 由于长江径流量的变化不大, 流域来沙量却持续减少的情况, 已经导致整个长江中下游河槽乃至河口三角洲的冲淤演变发生冲淤转变^[19, 20]。

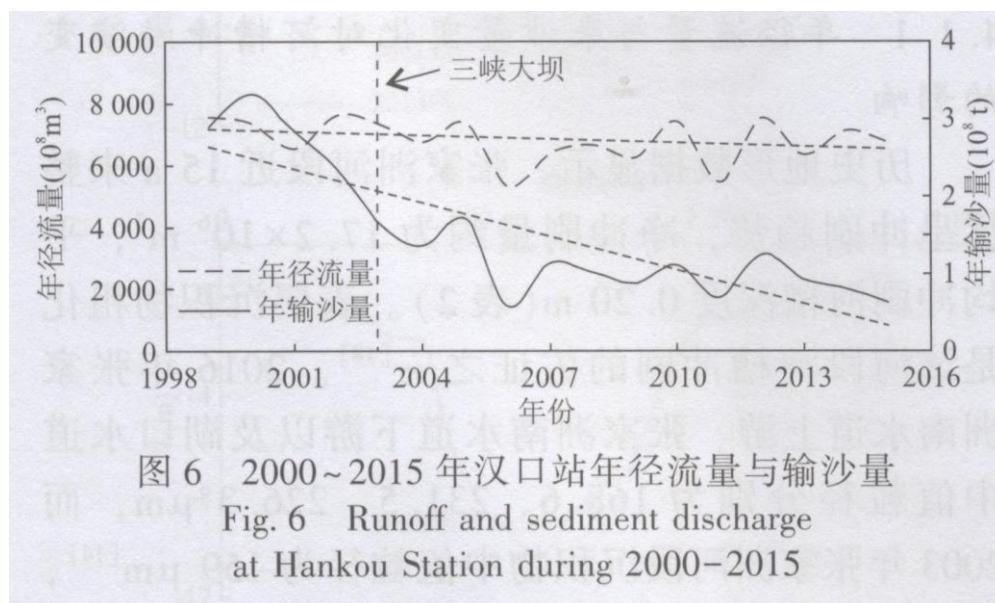


图 6 2000~2015 年汉口站年径流量与输沙量
Fig. 6 Runoff and sediment discharge at Hankou Station during 2000–2015

这一结果也与许全喜^[8]的研究结论较吻合, 其认为自三峡大坝蓄水之后, 大量泥沙被拦截, 清水下泄致使水流挟沙能力增强, 促使坝下游河床发生冲刷, 为达到新的动态平衡, 长江中下游河段进入自适应调整阶段。因此, 2002~2010 年长江中下游河槽原有的平衡状态被打破, 河槽冲淤由城陵矶以下河段的淤积 (1966~2002 年), 转变为全程冲刷 (2002~2010 年), 且冲刷已达到大通河段。此外, 长江流域的水土保持工程以及流域其他水库与大坝 (>50000 座) 的修建对长江中下游泥沙的影响也不容忽视^[21]。

然而, 值得注意的是, 虽然张家洲河段整体处于冲刷趋势, 但不同河段却存在冲刷深度以及冲淤特征的差异, 如九江段、张家洲北水道等淤积河段。而张家洲南水道为强冲刷区, 其最大冲刷深度约 9m。这说明, 上游来沙量持续减少是控制长江中下游河道整体冲刷的主要原因, 但不同河段的强冲刷或淤积还受到其他因素的影响。

4.1.2 河道整治工程对河槽冲淤演变的影响

历史上, 张家洲南水道是长江中下游著名的碍航浅水河段^[22], 交通部于 2001~2003 年以及 2009~2012 年分别对张家洲南水道浅滩碍航河段进行了整治, 整治建筑物主要有丁坝群、梳齿坝、护滩带、护岸与护底等。而张南水道作为强冲刷的河段, 也正是河道整治的重点河段 (图 7)。官洲洲头梳齿坝与护底带修建于官洲上游, 能够束窄河槽, 约束水流, 阻止官洲夹水道的进一步发展, 迫使水流归槽于张家洲南水道, 而官洲尾护岸工程与梅家洲护滩带也对张家洲南水道的下浅区的河槽具有约束作用。在张家洲南水道上浅区与下浅区河流整治工程的约束下, 河道封堵, 水流归槽, 导致航道冲刷加剧, 是张家洲南水道强烈冲刷的直接原因。如 2013 年, 张家洲南水道主航道-5m 线趋于贯通、展宽及稳定, 且最窄处的宽度超过 300m (图 7)。

4.2 河床微地貌发育与河势演变的关系

沙波是推移质集体运动的表征^[23], 能够指示床面泥沙运动方向^[24]。多波束实测数据显示, 长江张家洲河段主航道微地貌以沙波底形为主 (约占整个河槽的 82.9%), 且沙波迁移方向基本上与水流方向一致 (图 5a-c)。这也说明, 张家洲南水道在河道整治工程的影响下河槽底沙输移的方向基本与河槽水流方向一致。

但是研究区沙波尺度与形态变化较大(图 5)。如上浅区主航道沙波从小型至巨型都有发育,其中,巨型沙波波长可达 150m,波高约 1.3m;下浅区主要发育了中、小型沙波,波长 3~5m,波高 0.2~0.4m(图 5a/b)。研究表明,沙波形态与尺度的变化不仅与底沙粒径、河道形态有关,还与水动力条件息息相关^[23~25]。实测数据表明(2016 年 9 月 22-24 日),在九江站流量介于 14600~15900m³/s (<http://www.cjh.com.cn>)时,长江九江大桥水道、张家洲南水道上游、鄱阳湖与长江汇流河段以及湖口水道床面剪应力分别为 0.42、1.31、0.37、0.35N/m²,临界河槽剪应力分别为 0.05、0.05、0.08、0.08N/m²。床面剪应力明显大于临界河床剪应力,指示了泥沙处于频繁输运中,张家洲南水道极可能处于适应调整上游来沙量减少与整治工程引起的局部动力条件变化的过程中。此外,约 14.0%的河段河床发育了冲刷坑、冲刷槽等冲刷地形,随着上游来沙量的持续减少,张家洲南水道极可能进一步冲刷。

值得一提的是,张家洲南水道浅水区大尺度沙波可能对通航条件产生不利影响^[24]。上浅区沙波波高近 1.3~1.5m,可导致相对于实测水深约 13.9%的通航水深变化,尤其是枯季长江水位跌落时,巨型沙波对通行水深的影响更大。因此,虽然张家洲南水道目前河槽以冲刷为主,但枯季水位回落期,航道中巨型沙波的发育与迁移仍然是通航安全的隐患之一。因此,应加强对该河段水下地形的监测。

5 结论

通过对张家洲河段床面微地貌的观测与统计,结合历史水下地形资料讨论了研究河段河槽的冲淤机理与演变趋势,主要获得以下认识:

(1) 张家洲河段目前处于适应流域来沙量减少以及河流控制工程的过程中,整体表现为冲刷,净冲刷量为 17.2X10⁶m³,平均冲刷深度 0.20m。其中,张家洲南水道为强冲刷区,最大冲刷深度约 9m。此外,-5m 和-10m 等深线包络面积较 1998 年均有所增加,航道条件明显改善。

(2) 张家洲南水道约 82.9%的主航道发育了沙波,约 14.0%的主航道床面发育了冲刷坑、冲刷槽等冲刷地形;张家洲河槽表层沉积物中值粒径为 149.1~226.3 μm,与历史资料相比呈粗化趋势。

(3) 流域来沙量减少是张家洲河段整体冲刷的主要原因,而河流控制工程稳定了河势,迫使水流归槽,加剧了张家洲南水道的冲刷。随着流域来沙量持续减少,张家洲南水道主航道有可能进一步冲刷。

致谢:感谢石盛玉硕士、张家豪硕士在野外工作中的帮助。

参考文献:

- [1] 朱玲玲,张为,葛华.长江中游宜昌-湖口河段浅滩分类研究[J].水力发电学报,2014(2):146-153.
- ZHU L L, ZHANG W, GE H. Study on classification of shoals in the middle Yangtze River [J]. Journal of Hydroelectric Engineering, 2014(2):146-153.
- [2] 刘涛.长江下游张南上浅区航道整治效果评价[J].水利水运工程学报,2015(2):91-98.
- LIU T. Waterway regulation works evaluation for Zhangjiazhou south branch up-shoal area of the Changjiang River[J]. Hydro- Science and Engineering, 2015, (2):91-98.

[3]夏兴发. 长江张南水道演变及近期航道维护与治理对策[J]. 水运工程, 2000(11) : 18-20.

XIA X F. Evolution of the Yangtze River Zhangnan channel and measures of channel maintenance and regulation for the near future [J]. Port & Waterway Engineering, 2000(11): 18-20.

[4] 曾庆云, 海涛. 张家洲南港上浅区航道整治平面布置方案[J]. 水运工程, 2014(11) : 88-91, 96.

ZENG Q Y, HAI T. Layout scheme of waterway regulation in upper shallow area of Zhangjiazhou waterway south branch [J]. Port & Waterway Engineering, 2014(11): 88-91, 96.

[5] 李文全, 黄召彪, 邓晓丽, 等. 张家洲南港下浅区航道整治工程方案试验研究及整治效果分析 [J]. 水运工程, 2010(3): 97-102.

LI W Q, HUANG Z B, DENG X L, et al. Model experiment and effect analysis on waterway engineering of Zhangjiazhou Nangang downstream in the Changjiang River [J]. Port & Waterway Engineering, 2010(3) : 97-102.

[6]许全喜, 童辉. 近 50 年来长江水沙变化规律研究[J]. 水文, 2012, 32(5) : 38-47, 76.

XU Q X, TONG H. Characteristics of Flow and Sediment Change in Yangtze River in Recent 50 Years [J]. Journal of China Hydrology, 2012, 32(5) : 38—47, 76.

[7] YANG S L, XU K H, MILLIMAN J D, et al. Decline of Yangtze River water and sediment discharge: Impact from natural and anthropogenic changes [J] . Scientific Reports, 2015, 5 : 12581.

[8]许全喜. 三峡工程蓄水运用前后长江中下游干流河道冲淤规律研究[J]. 水力发电学报, 2013(2): 146-154.

XU Q X. Study of sediment deposition and erosion patterns in the middle and downstream Changjiang mainstream after impoundment of TGR [J]. Journal of Hydroelectric Engineering, 2013, 32, (2) : 146-154.

[9] 江丰, 齐述华, 廖富强, 等. 2001-2010 年鄱阳湖采砂 规模及其水文泥沙效应[J]. 地理学报. 2015, 70(5): 837-845.

JIANG F, QI S H, LIAO F Q, et al. Hydrological and sediment effects from sand mining in Poyang Lake during 2001 - 2010 [J]. Acta Geographica Sinica, 2015, 70(5) : 837-845.

[10] 王张峤. 三峡封坝前长江中下游河床沉积物分布及河床稳定性模拟研究[D]. 上海: 华东师范大学, 2006.

WANG Z Q. Sediment distribution and before - dam study in Middle and Lower Yangtze River Stability[D] • Shanghai: East China Normal University, 2006.

[11] BRIDGE J S, JARVIS J. Flow and sedimentary processes in the meandering river South Esk, Glen Clova, Scotland [J]. Earth Surface Processes & Landforms, 2010, 1(4): 303-336.

[12] WILCOCK P R. Estimating local bed shear stress from velocity observations[J]. Water Resources Research, 1996,

32(11): 3361-3366.

[13] RIJN L C V. Sediment transport, part iii: bed forms and alluvial roughness [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1984, 110 (12) : 1733-1754.

[14] 王俊, 曹广昌. 长江三峡工程水文泥沙观测与研究[M]. 北京: 科学出版社, 2015: 511.

WANG J, CAO G C. Observation and study of hydrology and sediment in the Three Gorges Project of the Yangtze River[M]. Beijing: Science Press, 2015 : 511.

[15] ASHLEY G M. Classification of large-scale subaqueous bed- forms: a new look at an old problem ; SEPM bedforms and bed-ding structures[J]. Journal of Sedimentary Petrology. 1990, 60 (1) : 160-172.

[16] CHURCH M. Channel stability: morphodynamics and the mor-phology of rivers [M]. New York: Springer International Pub-lishing, 2015, 281-321.

[17] CHURCH M, FERGUSON R I. Morphodynamics: rivers beyond steady state [J] • Water Resources Research, 2015, 51(4): 1883-1897.

[18] 石盛玉, 程和琴, 郑树伟, 等. 三峡截流以来长江洪季潮 区界变动河段冲刷地貌[J]. 海洋学报, 2017, 39(3): 85-95.

SHI S Y, CHENG HQ, ZHENG S W, et al. Erosional topogra-phy of the tidal limit in Yangtze River in flood seasons after the river closure at Three Gorges [J]. Haiyang Xuebao, 2017, 39 (3) : 85-95.

[19] 蔡晓斌, 燕然然, 王学雷. 下荆江故道通江特性及其演变 趋势分析[J]. 长江流域资源与环境, 2013, 22(1): 53- 58.

CAI X B, YAN R R, WANG X L. Connectivity characteristics and its evolvement trend analysis of old river courses in the lower Jingjiang [J]. Resources and Environment in the Yangtze Ba-sin, 2013, 22(1) : 53-58.

[20] 杨云平, 李义天, 樊咏阳. 长江口前缘沙洲演变与流域泥 沙要素关系 U]. 长江流域资源与环境, 2014, 23(5): 652-658.

YANG Y P, LI Y T, FAN Y Y. Relationship between sediment elements of river basin and front sand islands evolution in Yan-gtze estuary [J]. Resources and Environment in the Yangtze Ba-sin, 2014, 23(5) : 652-658.

[21] YANG S L, MILLIMAN JD, LIP, et al. 50, 000 dams later: Erosion of the Yangtze River and its delta[J]. Global and Plan-etary Change, 2011, 75(1-2) : 14-20.

[22] 薛小华, 黄召彪. 长江下游张家洲水道近期河床演变分析 U]. 水运工程, 2008(8) : 116-121.

XUE X H, HUANG Z B. Analysis of riverbed evolution for Zhangjiazhou waterway downstream the Yangtze River [J]. Port & Waterway Engineering, 2008(8) : 116-121.

[23] 钱宁, 万兆惠. 泥沙运动力学[M]. 北京: 科学出版社, 1983: 145-189.

QIAN N, WAN Z H. Mechanics of Sediment Transport [M]. Beijing: Science Press, 1983: 145-189.

[24] 和玉芳, 程和琴, 王冬梅, 等. 水下沙波分布区安全航行水深的计算方法[J]. 水运工程, 2009(11) : 134-137.

HE Y F, CHENG H Q, WANG D M, et al. Exploration for the safety depth of navigation in a subaqueous dune ' s regime [J].Port & Waterway Engineering, 2009(11): 134-137.

[25] 郑树伟, 程和琴, 吴帅虎, 等. 链珠状沙波的发现及意义[J]. 中国科学: 地球科学, 2016(1): 18-26.

ZHENG S W, CHENG H Q, WU S H, et al. Discovery and im-plications of the catenary-bead subaqueous dunes [J]. Sci Chi-na, 2016, 46(1) : 18-26.