

# 沉积物入海通量减少背景下长江 水下三角洲活动性研究

魏东运<sup>1</sup> 陈一宁<sup>2</sup> 徐超然<sup>1</sup> 薛成凤<sup>1</sup> 王孟瑶<sup>1</sup> 贾建军<sup>11</sup>

(1. 河口海岸学国家重点实验室, 华东师范大学海洋科学学院,

上海 200241; 2. 自然资源部第二海洋研究所,

国家海岛开发与管理研究中心, 浙江 杭州 310012)

**【摘要】:** 沉积物的活动性是指在一定时段内海底沉积物处于运动状态的时间占总时间的百分比。从全世界范围来看, 长江是流域建坝蓄水拦沙导致入海沉积物通量锐减的典型案例。在此背景下, 长江口及其邻近海域的沉积物活动性不仅关系到长江水下三角洲的地貌演化, 还影响上海及周边地区的海岸稳定性。基于 2019 年 3 月和 10 月在长江水下三角洲采集的表层沉积物样品和箱式样沉积物样品, 以及 2019 年 7 月在长江水下三角洲前缘区获得的水动力观测资料, 使用临界起动剪切力测量仪 (CSM) 测量沉积物临界起动剪切应力、并与理论计算值进行对比, 研究长江水下三角洲的沉积物活动性, 获得以下认识: (1) CSM 测量值与理论计算值接近, 可以用来反映沉积物的临界起动特征。(2) 分析不同季节采集的样品发现, CSM 测量的临界起动剪切应力平均值在夏季比冬季低, 提示洪季的表层沉积物具有更为松散的结构, 容易遭受侵蚀而处于活动状态。(3) 夏季浪流联合剪切应力随涨潮而减小、随落潮而增大, 在全日潮周期内沉积物活动性超过 60%; 对冬季情境的模拟计算显示, 表层沉积物活动性与夏季相当。(4) 与三峡大坝建成前相比, 当前长江水下三角洲沉积物的粒径更粗, 沉积物的可起动性更低, 抗侵蚀性略有增加。

**【关键词】:** 临界起动剪切应力 浪流联合作用 长江水下三角洲 沉积物活动性

**【中图分类号】:** P67; TV142 **【文献标识码】:** A **【文章编号】:** 1004-8227(2021)11-2630-11

河流入海输沙量是河口三角洲得以维持稳定的重要因素。20 世纪中叶以来, 由于人类活动影响, 世界主要河流的沉积物入海通量普遍下降<sup>[1,2,3]</sup>, 不仅会影响水下三角洲冲淤态势, 还可能使陆上三角洲出现侵蚀, 导致海岸线后退。长江流域-河口-陆架作为独特的陆源沉积物源汇传输体系, 是进行该项研究的典型区域。与 20 世纪 80 年代之前的情况相比, 三峡大坝建成后长江入海泥沙通量呈断崖式下降, 大约减少了 70%, 已经低于维持三角洲稳定所需的临界输沙量<sup>[4]</sup>。在没有证据表明长江水下三角洲的动力条件发生较大改变的情况下, 沉积物入海通量骤减势必会造成水下三角洲冲淤状态发生转换, 但是大范围的水下冲淤观测仍然是一项很有挑战性的工作。

**作者简介:** 魏东运(1994~), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为动力沉积与动力地貌. E-mail: 51183904010@stu.ecnu.edu.cn; \*贾建军, E-mail: jjjia@sklec.ecnu.edu.cn

**基金项目:** 国家自然科学基金项目(41876092, 41776096, 41849903); 上海市教育委员会科研创新计划自然科学重大项目(2019-01-07-00-05-E00027); 国家重点研发计划项目(2016YFA0600903)

沉积物活动性的变化可以用来表述上述系统状态的转换。沉积物活动性是指一定时间段内海底沉积物处于活动状态的时间长度占整体时间的百分比<sup>[5]</sup>,由沉积物性质、临界起动剪切应力( $\tau_{cr}$ )和所处的水动力条件共同决定。影响 $\tau_{cr}$ 的沉积物性质包括粒度、密度、形状、含水率、生物作用等因素<sup>[6,7,8,9,10]</sup>。水动力状况决定底部沉积物承受的剪切应力大小,在近岸地区主要受波浪和潮流影响,表现为浪流联合剪切应力( $\tau_{cw}$ );当水深超过 20m,波浪产生的浪剪切应力( $\tau_w$ )在 $\tau_{cw}$ 中发挥的作用较小,而潮流产生的流剪切应力( $\tau_c$ )占据主导地位。当 $\tau_{cw}$ 超过 $\tau_{cr}$ 时,沉积物处于可起动状态<sup>[11,12]</sup>;如果后续有更强的水动力作用,沉积物就会被搬运。

对 $\tau_{cr}$ 的研究,归纳起来主要有 3 类方法。一是在室内或者现场布设模拟装置,同步测量水体的流速和浊度,将浊度发生突变的时刻判定为沉积物的临界起动时刻,用对应的水槽流速计算沉积物的 $\tau_{cr}$ <sup>[13,14,15,16,17,18]</sup>;二是进行现场水流和浊度的实时观测,将近底浊度增大速率最快的时刻作为临界起动时刻,用对应的现场流速计算得到 $\tau_{cr}$ <sup>[16,19,20]</sup>;三是测量沉积物的粒度、含水率和水体盐度等参数,通过经验公式算得沉积物的 $\tau_{cr}$ <sup>[21,22]</sup>。前两类方法比较接近原位沉积物的实际情形,测量结果与实际 $\tau_{cr}$ 更接近。但是,现场布置设备的难度大、耗时长、不易操作。相比之下,第三类方法的可操作性更强,易于获得沉积物的 $\tau_{cr}$ ,成为相关研究的首选方案。

近年来,越来越多的研究者发现,第三类方法计算粘性沉积物的 $\tau_{cr}$ 与现场观测结果之间有一定的误差<sup>[23,24]</sup>。因此, $\tau_{cr}$ 的现场观测技术日益受到重视而逐渐发展起来。目前,有一种便携的测量泥沙侵蚀特性的装置 CSM(Cohesive Strength Meter, 临界起动剪切力测量仪),其顶部的喷嘴向滩面喷射水流,同时利用内置光学传感器感知浊度变化来判断泥沙是否起动,具有测试时间短、样品需求量小的优点。尽管水流垂向喷射到沉积物表面后转向形成的剪切作用与天然水动力环境的剪切作用有些差异,但是对比实验显示这个方法切实可行,可以用来表征沉积物临界起动剪切应力的相对大小<sup>[18]</sup>。

本研究在长江水下三角洲采集箱式样和表层样,并进行定点沉积动力学连续观测;在室内实验室使用 CSM 测量箱式样的表层沉积物临界起动剪切应力(用 $\tau_{cr-M}$ 表示);测量表层样的含水率、粒度,用理论公式计算沉积物的临界起动切应力(用 $\tau_{cr-C}$ 表示);将长江水下三角洲的 $\tau_{cw}$ 与表层沉积物的 $\tau_{cr}$ 进行比较,分析表层沉积物的活动性,判断海底是否具备可侵蚀性。研究成果为长江水下三角洲的沉积动力态势评估提供参考,同时为地貌动力学数值模拟提供更准确的模型参数。

## 1 研究区概况

长江发源于青藏高原,河长 6300km,最终汇入东海。长江大通水文站多年平均年径流量约 893km<sup>3</sup>(1951~2015 年),2019 年的年径流量是 933km<sup>3</sup>;多年平均年输沙量约 3.68×10<sup>8</sup>t(1951~2015 年),2019 年的年输沙量是 1.05×10<sup>8</sup>t<sup>[25]</sup>。最近十多年来,长江向东海输入的径流量无显著变化,但输沙量大幅减小。

长江水下三角洲前缘的潮汐是中等强度,多年平均潮差与最大潮差分别为 2.67 和 4.62m。受地形影响,口门内是非正规半日潮;口门外是正规半日潮<sup>[26]</sup>。

长江口波浪以风浪为主,其次是涌浪。夏季偏南浪居多,冬季偏北浪居多,春秋季节是过渡阶段。涌浪多是偏东浪,其他方向的很少见<sup>[27,28]</sup>。

现代长江水下三角洲地形平坦,沉积厚度达 10~40m,沉积体系由粉砂质淤泥、粉砂和砂组成<sup>[29]</sup>。南北支、口外北部,123° E 区域以东是砂质沉积区。长江水下三角洲底床以粉砂和粘土质粉砂沉积物为主(图 1)。

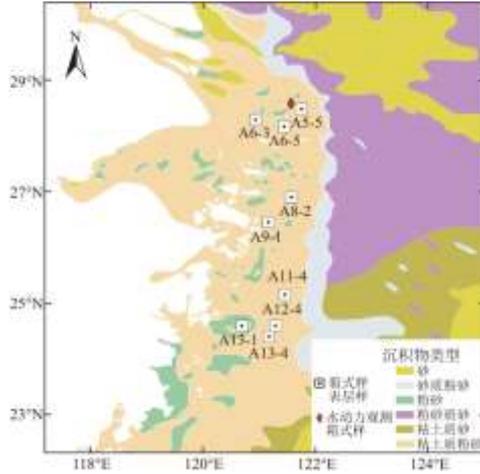


图1 沉积物采样及水动力观测站位图<sup>[30]</sup>

## 2 材料与方法

### 2.1 采样与观测

2019年3月(春季航次)和10月(秋季航次),两次搭乘国家自然科学基金委员会长江口公共航次的科考船采集沉积物样品,使用箱式采泥器获得9个短柱样,样品长度30~50cm不等。样品密封后备用。

2019年7月3日至8日,在长江水下三角洲前缘区域布设座底三脚架观测系统,连续进行5个全日潮周期的观测,获得同步的波浪、近底部流速等数据。三脚架上布设有:(1)自计式波潮仪(RBR-Solo,压力分辨率为0.001%),获取波浪的有效波高、波长、波数等信息;(2)声学多普勒高频点式流速仪(ADV,挪威 Nortek,流速分辨率1mm/s)。仪器布设情形和相关的设置参数见图2和表1。

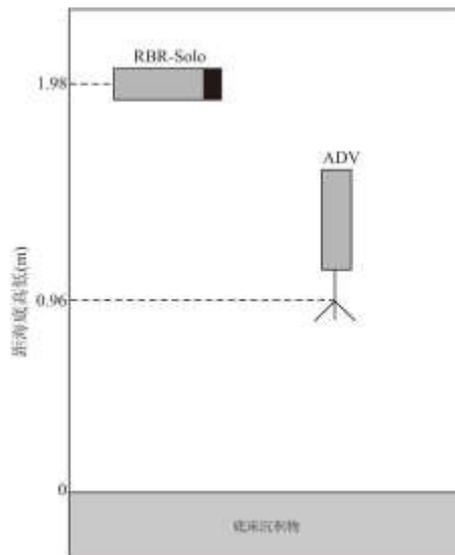


图2 三脚架仪器布设示意图

表 1 三脚架仪器采集和设置参数表

仪器名称	主要采集参数	采样频率 (Hz)	采样时间 (s)	采样间隔 (s)
ADV	三维流速、探头距海底距离	16	512	1200
RBR-Solo	水深、波高	4	512	600

由于保存和运输过程中的损失，在实验室测量短柱样的  $\tau_{cr-M}$  时缺失最表层的浮泥层，所以 2019 年 12 月在水动力观测站位又用箱式采泥器补充采集短柱样 1 根，并在船上当场测量表层  $\tau_{cr-M}$ 。

## 2.2 室内实验测试

### 2.2.1 粒度实验

使用 Malvern Mastersize 2000 型激光粒度仪测量沉积物的粒度，实验流程如下。第一步进行样品预处理，烧杯中放适量沉积物，加入 0.5mol/L 的六偏磷酸钠溶液，静置 12h 以上，并用超声波机器分散。第二步进行仪器准备工作，预热激光粒度仪 15~30min，清洗仪器三遍。第三步上机测试，选择手动模式，背景值稳定在 80 以下，激光强度等于 80% 时，加入样品，直至遮光度处于设置的范围区间，开始测量。最后，每个样品测量完成后，清洗激光粒度仪三次。本项工作在南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室完成。

### 2.2.2 CSM 测试

CSM 仪器包括 3 部分：CSM 仪器本体、气瓶、测量仓 (图 3)。使用 CSM 测量柱状样沉积物的临界起动气压，转换成对应的  $\tau_{cr-M}$ 。测量程序如下：(1) 固定样品，测量仓下口平行放置在沉积物表面，手动向测量仓中缓缓注入沉积物环境对应的海水，直至仓中水满；(2) 启动仪器，压缩空气 (气压已知) 驱动储水室水流进入测量仓；(3) 测量仓中的水流冲击沉积物表面，仓内透明度探头实时监测水体透明度 (初始状态为 100)；(4) 随着气压逐渐增加，对应的水流速度逐渐加大，样品表层的沉积物被少量侵蚀导致水体中浊度增加，当水体透明度下降到一定阈值下 (通常取 90) 认为是沉积物的临界起动时刻<sup>[10]</sup>；(5) 记录沉积物起动时刻的气压值，通过经验公式转换为对应的  $\tau_{cr-M}$ 。



图 3 CSM 仪器工作场景图

1. 气瓶, 2. 压缩气体输入口, 3. 储水室, 4. 测量仓

### 2.2.3 沉积物含水率测量

本文测量绝对含水率(沉积物中水的质量与沉积物干燥后的质量比)。用天平称取沉积物的质量后, 在 40℃的烘箱中烘干 48h(前后两次称重的误差不超过 0.05g), 得到水的质量和沉积物的干重。

## 2.3 数据处理

### 2.3.1 粒度数据处理

以  $1/4\Phi$  作为间隔, 采用矩法公式<sup>[31]</sup>, 计算得到沉积物的平均粒径、分选系数、偏态和峰态; 采用福克分类法的无砾沉积物三角分类图分析沉积物类型<sup>[32]</sup>。

### 2.3.2 沉积物的含水率数据处理

含水率计算公式如下:

$$w = \frac{m_1 - m_2}{m_2} \times 100\% \quad (1)$$

式中:  $m_1$  是沉积物湿重 (g);  $m_2$  是沉积物干重 (g)

### 2.3.3 临界起动剪切应力数据处理

当 CSM 的测量仓水体透明度从 95 以上降低到 90 以下时, 视为沉积物发生了起动过程<sup>[24]</sup>。采用公式(2)计算沉积物起动时刻对应的  $\tau_{cr-M}$  ( $N \cdot m^{-2}$ )。

$$\tau_{cr-M} = 67 \times \left[ 1 - \exp\left(-\frac{x}{330}\right) \right] - 195 \left[ 1 - \exp\left(-\frac{x}{1623}\right) \right] \quad (2)$$

式中的  $x$  是临界起动气压 (kPa)。

沉积物以高含水率的粘性细颗粒沉积物为主时(中值粒径小于  $50 \mu m$ ), 采用公式 4 计算  $\tau_{cr-C}$ <sup>[22]</sup>:

$$s = \left( \frac{\rho_s}{\rho_w} - 1 \right) \quad (3)$$

$$\tau_{cr-C} = 0.05 + \beta \left\{ \frac{1}{\left[ \frac{\pi}{6} (sW+1) \right]^{\frac{1}{3}} - 1} \right\}^2 \quad (4)$$

式中： $\beta=0.3$  (适用于含水率相对较高的沉积物)； $w$  是含水率 (见公式 1)； $\rho_s$  是沉积物密度 (取  $2650\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ )， $\rho_w$  是海水密度 (取  $1030\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ )。

沉积物以非粘性粗颗粒沉积物为主时 (中值粒径大于  $50 \mu\text{m}$ )，采用公式 7 计算  $\tau_{cr}$ <sup>[21]</sup>：

$$D_* = \left[ \frac{sg}{\nu^2} \right]^{\frac{1}{3}} d_{50} \quad (5)$$

$$\theta_{cr} = \frac{0.30}{1+1.2D_*} + 0.055 \left[ -\exp(-0.020D_*) \right] \quad (6)$$

$$\tau_{cr-C} = \theta_{cr} (\rho_s - \rho_w) g d_{50} \quad (7)$$

式中： $\nu$  是海水动粘系数 (取  $1.36 \times 10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )； $D_*$  是沉积物粒径的无量纲参数； $\theta_{cr}$  从修正后的希尔兹曲线上取值<sup>[33]</sup>； $g$  是重力加速度 ( $9.8 \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ )； $d_{50}$  是沉积物的中值粒径 (m)。

#### 2.3.4 浪流联合剪切应力及水动力数据处理

根据波浪理论<sup>[34,35,36]</sup>，近地层水质点的峰值轨道位移 ( $\hat{A}_\delta$ ) 和峰值轨迹速度 ( $\rho \hat{U}_\delta$ ) 计算如下：

$$\hat{A}_\delta = \frac{H}{2 \sinh(kh)} \quad (8)$$

$$\hat{U}_\delta = \omega \hat{A}_\delta = \frac{\pi H}{T \sinh(kh)} \quad (9)$$

$$L = \frac{g}{2\pi} \tanh(kh) \quad (10)$$

$$k = \frac{2\pi}{L} \quad (11)$$

式中： $H$  是波高 (m)； $k$  是波数； $L$  是波长 (m)； $h$  是水深 (m)； $\omega$  是角速度 ( $\text{s}^{-1}$ )； $T$  是波周期 (s)。

浪剪切应力公式 ( $\tau_w, \text{N} \cdot \text{m}^{-2}$ ) 来自 van Rijn<sup>[21]</sup>，计算公式如下：

$$Re_w = \frac{\hat{U}_s \hat{A}_s}{\nu} \quad (12)$$

$$\theta_w = \begin{cases} 2Re_w^{-0.5}, & Re_w \leq 10^5 \\ 0.0521Re_w^{-0.187}, & Re_w > 10^5 \end{cases} \quad (13)$$

$$\tau_w = \frac{1}{4} \rho_w f_w \hat{U}_s^2 \quad (14)$$

式中： $f_w$ 是摩擦系数； $Re_w$ 是雷诺数。

三维正交瞬时流速可分解为  $U=ui\hat{+}vj\hat{+}wk\hat{}$ ，其中， $u$ 、 $v$ 和 $w$ 分别是3个正交方向 $i\hat{}$ 、 $j\hat{}$ 和 $k\hat{}$ 上的流速大小。3个方向上的流速分别由平均分量( $*_m$ )和脉动分量( $*_f$ )组成，即： $u=u_m+u_f$ 、 $v=v_m+v_f$ 、 $w=w_m+w_f$ 。

利用TKE(紊动动能法)、TKEw(垂向紊动动能法)、RS(雷诺应力法)<sup>[37,38,39]</sup>，分别计算流剪切应力( $\tau_{cr}(N \cdot m^{-2})$ )：

$$\text{TKE} \quad \tau_c = 0.19 * \frac{1}{2} \rho_w (\overline{u_f^2} + \overline{v_f^2} + \overline{w_f^2}) \quad (15)$$

$$\text{TKEw} \quad \tau_c = 0.9 \rho_w \overline{w_f^2} \quad (16)$$

$$\text{RS} \quad \tau_c = \rho_w \sqrt{\overline{u_f w_f^2} + \overline{v_f w_f^2}} \quad (17)$$

浪流联合剪切应力( $\tau_{cw}, N \cdot m^{-2}$ )根据下式计算<sup>[40]</sup>：

$$\tau_{cw} = \tau_c \left[ 1 + 1.2 \left( \frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3.2} \right] \quad (18)$$

这些模型已经广泛应用于临界剪切应力和浪流剪切应力的计算<sup>[41,42,43,44]</sup>。

### 3 结果

#### 3.1CSM 测量临界起动剪切应力、理论临界起动剪切应力特征

长江水下三角洲沉积物粒径较小，含水率高。研究区域的表层沉积物中值粒径变化范围是6.42~10.16  $\mu m$ ，平均值8.01  $\mu m$ (图6a)；沉积物类型是粉砂沉积物(图4)；沉积物组分以粉砂(平均值是70.9%)和粘土(平均值是27.4%)为主(图5)；含水率的变化范围是57.25%~95.10%，平均值是77.54%(图6b)。

从沉积物的临界剪切应力特征分布来看(图6c)，沉积物 $\tau_{cr-C}$ (春季航次)范围是0.08~0.12  $N \cdot m^{-2}$ 、平均值0.09  $N \cdot m^{-2}$ ； $\tau_{cr-M}$ (春季航次)的范围是0.03~0.29  $N \cdot m^{-2}$ 、平均值0.13  $N \cdot m^{-2}$ ； $\tau_{cr-W}$ (秋季航次)的范围是0.02~0.40  $N \cdot m^{-2}$ 、平均值0.20  $N \cdot m^{-2}$ 。2019年12月，水动力观测站位的表层沉积物实测 $\tau_{cr-W}$ (12月)是0.12  $N \cdot m^{-2}$ 。

#### 3.2 水动力观测站位的浪流特征

水动力观测站位位于长江水下三角洲前缘，主要受不正规半日潮影响，潮周期约 12.5h，有显著的潮汐不对称现象。一天之中的两个半日潮存在明显差异，本研究将两个连续的半日潮作为一个全日潮处理。共观测 5 个全日潮，依次命名为 T1~T5。根据潮汐的时间规律，T1~T2 为大潮，T3~T5 为中潮。计算  $\tau_c$ (夏季)时，对 TKE、TKEw、RS3 种计算的  $\tau_c$ 结果取平均值。观测期间，近底流速、水深、有效波高、有效波周期、浪剪切应力、流剪切应力和浪流联合剪切应力的时间序列特征展示在图 7。

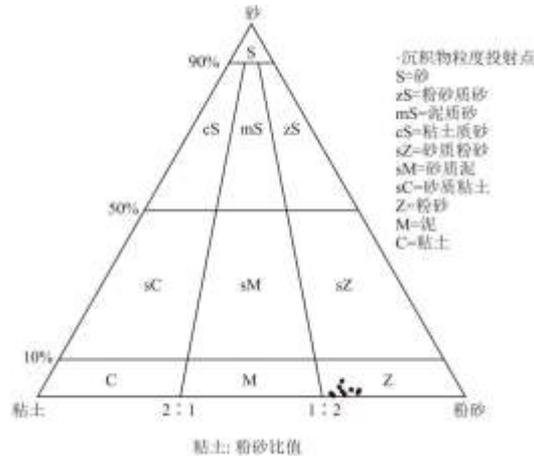


图 4 基于无砾沉积物三角图的沉积物类型统计<sup>[32]</sup>

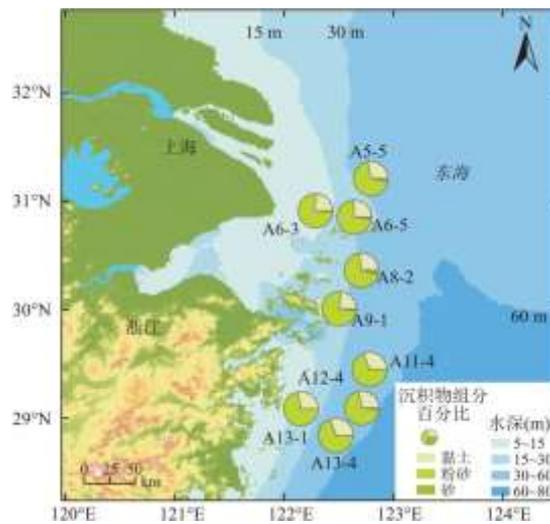


图 5 长江水下三角洲的沉积物组分特征图

2019 年 7 月，水动力观测站位的水深超过 20m，波浪对  $\tau_c$ (夏季)的贡献非常小。T1~T2 大潮期间，近底流速逐渐增大。T3~T5 中潮期间，近底流速逐渐变小。T1、T2 和 T5 观测期间，风浪较大，有效波高和  $\tau_v$ (夏季)明显比其他潮周期大。T1~T5 期间，潮流在  $\tau_c$ (夏季)中占据主导作用。大潮期间海面的风速高，有效波高和  $\tau_c$ (夏季)更大。

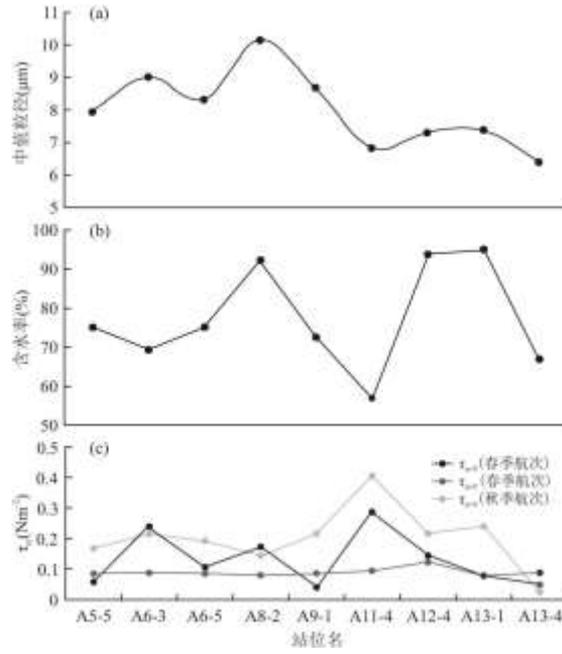


图 6 长江水下三角洲的沉积物中值粒径(a)、含水率(b)、剪切应力(c)特征图

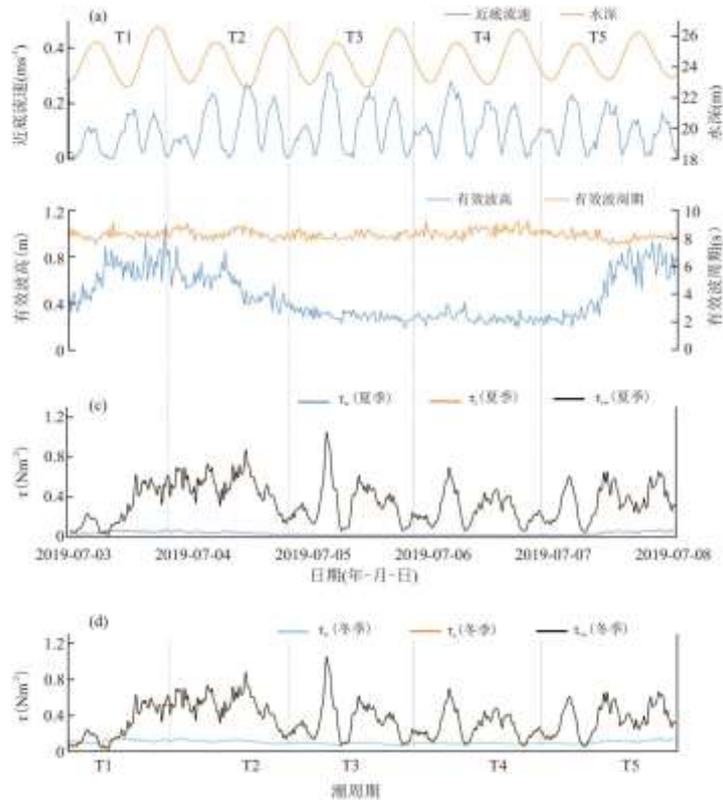


图 7 水动力观测站位的近底流速与水深(a)、波浪特征(b)、夏季剪切应力(c)和冬季剪切应力(d)时间序列图

### 3.3 A5-5 和 A6-3 站位沉积物活动性特征

2019年3月,在A5-5站位采取的表层沉积物含水率75.10%, $\tau_{cr-c}$ (春季航次) $0.08N \cdot m^{-2}$ ,CSM测量的短柱样沉积物 $\tau_{cr-M}$ (春季航次)为 $0.06N \cdot m^{-2}$ 。2019年10月在A5-5站位再次采集表层样和短柱样,测得表层沉积物含水率是55.83%, $\tau_{cr-c}$ (秋季航次)是 $0.09N \cdot m^{-2}$ , $\tau_{cr-M}$ (秋季航次)是 $0.17N \cdot m^{-2}$ 。

2019年3月,在A6-3站位采取的表层沉积物含水率69.43%,计算得到 $\tau_{cr-c}$ (春季航次)为 $0.09N \cdot m^{-2}$ ,CSM测量短柱样沉积物 $\tau_{cr-M}$ (春季航次)为 $0.24N \cdot m^{-2}$ 。2019年10月,再次在A6-3站位采取表层样和短柱样,表层沉积物含水率66.77%, $\tau_{cr-c}$ (秋季航次)为 $0.09N \cdot m^{-2}$ ,用CSM测量短柱样沉积物 $\tau_{cr-M}$ (秋季航次)为 $0.21N \cdot m^{-2}$ 。

## 4 讨论

### 4.1 长江水下三角洲底层沉积物活动性

长江水下三角洲冬季和夏季的潮流相差不大,波浪相差较大,冬季的平均有效波高约 $1.0 \sim 1.2m$ <sup>[45,46]</sup>。为了研究冬季的沉积物活动性特征,假设冬季的浪流情境为:有效波高较夏季观测期间增加0.8m,潮流强度与夏季持平,二者结合得到 $\tau_{cw}$ (冬季)的变化曲线(图7d)。用2019年夏季实测的水动力数据结合春季航次采集的底质沉积物,用模拟出来的2019年冬季水动力数据结合秋季航次采集的底质沉积物,分析夏、冬两季(表2)沉积物的活动性:当 $\tau_{cw}$ 大于 $\tau_{cr}$ 时,沉积物处于可起动状态;当 $\tau_{cw}$ 小于 $\tau_{cr}$ 时,沉积物处于稳定状态。

A5-5站位和水动力观测站位距离接近,二者的水动力条件类似。对比A5-5站位沉积物的 $\tau_{cr}$ 和水动力观测站位的 $\tau_{cw}$ (表3),在夏季情境下,沉积物可起动时间比例是94.4%( $\tau_{cw}VS \tau_{cr-c}$ )和98.1%( $\tau_{cw}VS \tau_{cr-M}$ );冬季情境下,底质和浪流条件发生变化,沉积物可起动时间比例是94.4%( $\tau_{cw}VS \tau_{cr-c}$ )和82.4%( $\tau_{cw}VS \tau_{cr-M}$ )。

表2 4种不同的沉积物活动性情境模式

情境模式	潮流切应力取值	波浪切应力取值	底质
夏季	$\tau_c$ (夏季)	$\tau_w$ (夏季)	春季航次沉积物
冬季	$\tau_c$ (夏季)	$\tau_w$ (冬季)	秋季航次沉积物
1980年代夏季	$\tau_c$ (夏季)	$\tau_w$ (夏季)	基于资料和测量数据推算沉积物粒径、含水率
1980年代冬季	$\tau_c$ (夏季)	$\tau_w$ (冬季)	基于资料和测量数据推算沉积物粒径、含水率

表3 A5-5站位沉积物活动时间比例

情景模式	$\tau_{cw}$ (夏季)对比 $\tau_{cr-c}$ (春季航次)	$\tau_{cw}$ (夏季)对比 $\tau_{cr-M}$ (春季航次)	$\tau_{cw}$ (冬季)对比 $\tau_{cr-c}$ (秋季航次)	$\tau_{cw}$ (冬季)对比 $\tau_{cr-M}$ (秋季航次)
夏季情境-大潮	92.0%	96.0%	-	-
夏季情境-中潮	96.2%	99.6%	-	-
夏季情境平均	94.4%	98.1%	-	-

冬季情境-大潮	-	-	92.0%	84.7%
冬季情境-中潮	-	-	96.2%	81.0%
冬季情境平均	-	-	94.4%	82.4%

A6-3 站位和水动力观测站位的距离同样接近，二者的水动力条件类似。对比 A6-3 站位沉积物的  $\tau_{cr}$  和  $\tau_{cw}$  (表 4)，在夏季情境下，沉积物可起动时间比例为 93.6% ( $\tau_{cw}$  VS  $\tau_{cr-c}$ ) 和 67.3% ( $\tau_{cw}$  VS  $\tau_{cr-M}$ )；冬季情境下，沉积物可起动时间比例为 95.2% ( $\tau_{cw}$  VS  $\tau_{cr-c}$ ) 和 72.3% ( $\tau_{cw}$  VS  $\tau_{cr-M}$ )。

表 4 A6-3 站位沉积物活动时间比例

情景模式	$\tau_{cw}$ (夏季) 对比 $\tau_{cr-c}$ (春季航次)	$\tau_{cw}$ (夏季) 对比 $\tau_{cr-M}$ (春季航次)	$\tau_{cw}$ (冬季) 对比 $\tau_{cr-c}$ (秋季航次)	$\tau_{cw}$ (冬季) 对比 $\tau_{cr-M}$ (秋季航次)
夏季情境-大潮	92.0%	70.0%	-	-
夏季情境-中潮	94.7%	65.5%	-	-
夏季情境平均	93.6%	67.3%	-	-
冬季情境-大潮	-	-	92.7%	73.3%
冬季情境-中潮	-	-	96.9%	71.6%
冬季情境平均	-	-	95.2%	72.3%

A5-5 站位沉积物在冬季情境和夏季情境的活动时间比例均超过 80%，且在夏季情境的活动时间比例高于冬季情境；A6-3 站位的沉积物在冬季情境和夏季情境的活动时间比例均超过 65%，在两种情境下的活动时间比例相差不大，在冬季情境的活动时间比例略高于夏季情境。

综上，长江水下三角洲前缘区域，在大部分时间内，底层沉积物都处于可活动状态。遇上大风天气甚至台风天气，沉积物被起动、悬浮的概率会显著增加。

#### 4.2 长江水下三角洲沉积物活动性变化

沉积物的临界起动剪切应力受到众多因素的共同作用，同时有明显的地域差异性<sup>[12, 47]</sup>。长江水下三角洲沉积物具有含水率高、粒径小、沉积物以粘性沉积物为主的特点，沉积物的临界起动剪切应力和含水率、有机质含量的关系更紧密<sup>[24, 48, 49]</sup>。因此，推测三峡大坝建设前长江水下三角洲沉积物的临界起动剪切应力以含水率和中值粒径作为主要参数。

结合前人的研究资料，三峡大坝建设前的 1982 年，长江水下三角洲前缘区域的沉积物的中值粒径范围是 2.7~7.6  $\mu\text{m}$  (平均值 5.59  $\mu\text{m}$ )<sup>[50, 51]</sup>。由于时间太久，无法找到该时期沉积物的含水率资料。根据我们的测量结果，结合收集的资料<sup>[52]</sup>，目前长江水下三角洲 11 个样品的沉积物中值粒径与含水率有如下关系：中值粒径范围 5.08~7.51  $\mu\text{m}$ 、平均值 6.68  $\mu\text{m}$ ，对应含水率范围 50.0%~106.0%、平均值 80.3%。据此推算，1982 年长江水下三角洲区域沉积物的含水率在 80%左右，根据公式 (3) 和 (4) 计算得

到相应的  $\tau_{cr-c}$  约为  $0.08N \cdot m^{-2}$ 。

在三峡大坝建成前后,可以认为长江水下三角洲水动力条件与现在相比变化不大,但是底质的粒度有所不同,沉积物的活动性也随之发生变化。仍然用夏季水动力数据和模拟的冬季水动力数据,结合上文推算的1982年底质沉积物数据,设置三峡大坝建成前的夏季情境和冬季情境,每种情境模式对应不同的潮流、波浪、底质的组合(表2)。比较1982年  $\tau_{cr-c}$  估计值( $0.08Nm^{-2}$ )和  $\tau_{cr}$ (图7),推算出三峡大坝建成前的夏季情景和冬季情景的沉积物活动时间比例分别是94.4%和96.3%(表5)。

表5 推算三峡大坝建成前(1982年)长江水下三角洲沉积物活动时间比例

情景模式	$\tau_{cr}$ (夏季)对比 $\tau_{cr-c}(0.08N \cdot m^{-2})$	$\tau_{cr}$ (冬季)对比 $\tau_{cr-c}(0.08N \cdot m^{-2})$
1982年夏季情境-大潮	92.0%	-
1982年夏季情境-中潮	96.0%	-
1982年夏季情境-平均	94.4%	-
1982年冬季情境-大潮	-	92.7%
1982年冬季情境-中潮	-	98.7%
1982年冬季情境-平均	-	96.3%

长江入海泥沙通量减少情况下,长江水下三角洲表层沉积物出现粗化现象<sup>[52,53,54,55]</sup>,  $\tau_{cr}$  变大,表层沉积物的活动性较30年前有所降低。

## 5 结论

长江水下三角洲前缘区域的沉积物成分以粉砂为主,中值粒径较小,含水率较高,  $\tau_{cr-c}$  和  $\tau_{cr-M}$  在量级上一致。

水文观测站位的  $\tau_{cr}$  中,  $\tau_c$  占据主导作用,表层沉积物大部分时间处于可以被起动的活动状态,一旦遇上风浪甚至台风天气,沉积物被起动的概率增加,被侵蚀搬运的可能性增加。

在长江入海泥沙通量骤减的情况下,水下三角洲前缘区域的沉积物粒径变粗,与三峡大坝建成之前相比,沉积物被起动的难度增加,可活动的时间比例降低。

### 参考文献:

[1]SYVITSKI J P M,VOEROESMARTY C J,KETTNER A J,et al.Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean[J].Science,2005,308(5720):376-380.

[2]WALLING D E.Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers[J].Geomorphology,2006,79(3/4):192-216.

- 
- [3]MILLIMAN J D, FARNSWORTH K, L. River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis[M]. 2013.
- [4]YANG S L, MILLIMAN J D, P. LI, et al. 50,000 dams later: Erosion of the Yangtze River and its delta[J]. Global Planetary Change, 2011, 75(1-2): 14-20.
- [5]高抒, 方国洪, 于克俊, 等. 沉积物输运对砂质海底稳定性影响的评估方法及应用实例[J]. 海洋科学集刊, 2001.
- [6]NOWELL A R M, JUMARS P A, ECKMAN J E. Effects of biological activity on the entrainment of marine sediments[J]. Marine Geology, 1981, 42: 133-153.
- [7]AUSTEN I, ANDERSEN T J, EDELVANG K. The influence of benthic diatoms and invertebrates on the erodibility of an intertidal mudflat, the danish wadden sea[J]. Estuarine Coastal Shelf Science, 1999, 49(1): 99-111.
- [8]DE WIT J P, KRANENBURG C. The wave-induced liquefaction of cohesive sediment beds[J]. Estuarine Coastal Shelf Science, 1997, 45(2): 261-271.
- [9]MYRHAUG D, HOLMEDAL L E, RUE H. Erosion and deposition of mud beneath random waves[J]. Coastal Engineering, 2006, 53(9): 793-797.
- [10]CHEN Y N, THOMPSON C E L, COLLINS M B. Saltmarsh creek bank stability: Biostabilisation and consolidation with depth[J]. Continental Shelf Research, 2012, 35: 64-74.
- [11]BLACK K S, PATERSON D M. Measurement of the erosion potential of cohesive marine sediments: A review of current in situ technology[J]. Journal of Marine Environmental Engineering, 1997, 4(1): 43-83.
- [12]HOUWING E J. Determination of the critical erosion threshold of cohesive sediments on intertidal mudflats along the Dutch Wadden Sea Coast[J]. Estuarine Coastal and Shelf Science, 1999, 49(4): 545-555.
- [13]DENNETT K E, STURM T W, AMIRTHARAJAH A, et al. Flume Studies on the Erosion of Cohesive Sediments[J]. Water Resources Engineering, 1995: 199-203.
- [14]MCNEIL J, TAYLOR C, LICK W. Measurements of erosion of undisturbed bottom sediments with depth[J]. Journal of Hydraulic Engineering-ASCE, 1996, 122(6): 316-324.
- [15]ABERLE J, NIKORA V, WALTERS R. Effects of bed material properties on cohesive sediment erosion[J]. Marine Geology, 2004, 207(1-4): 83-93.
- [16]ABERLE J, NIKORA V, WALTERS R. Data interpretation for in situ measurements of cohesive sediment erosion[J]. Journal of Hydraulic Engineering-Asce, 2006, 132(6): 581-588.
- [17]WIDDOWS J, BRINSLEY M D, BOWLEY N, et al. A benthic annular flume for in situ measurement of suspension feeding / biodeposition rates and erosion potential of intertidal cohesive sediments[J]. Estuarine Coastal and Shelf Science, 1998, 46(1): 27-38.

- 
- [18] WIDDOWS J, FRIEND P L, BALE A J, et al. Inter-comparison between five devices for determining erodability of intertidal sediments[J]. *Continental Shelf Research*, 2007, 27(8):1174-1189.
- [19] SALEHI M, STROM K. Measurement of critical shear stress for mud mixtures in the San Jacinto estuary under different wave and current combinations[J]. *Continental Shelf Research*, 2012, 47:78-92.
- [20] MENG X M, JIA Y G, SHAN H X, et al. An experimental study on erodibility of intertidal sediments in the Yellow River delta[J]. *International Journal of Sediment Research*, 2012, 27(2):240-249.
- [21] VAN RIJN L, C. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas[M]. Aqua Publications, Amsterdam, the Netherlands, 1993:96-106.
- [22] TAKI K. Critical shear stress for cohesive sediment transport[J]. *Proceedings in Marine Science*, 2001, 3:53-61.
- [23] 侯伟, 贾永刚, 宋敬泰, 等. 黄河三角洲粉质土海床临界起动切应力影响因素研究[J]. *岩土力学*, 2011(S1):376-381.
- [24] TOLHURST T J, BLACK K S, SHAYLER S A, et al. Measuring the in situ erosion shear stress of intertidal sediments with the Cohesive strength meter (CSM) [J]. *Estuarine Coastal & Shelf Science*, 1999, 49(2):281-294.
- [25] 中华人民共和国水利部. 中国河流泥沙公报 2019[M]. 中国水利水电出版社, 2019.
- [26] 陈吉余, 张重乐. 长江河口及其邻近海域的自然环境[J]. *华东师范大学学报: 自然科学版*, 1987(2):90-98.
- [27] 李鹏. 长江供沙锐减背景下河口及其邻近海域悬沙浓度变化和三角洲敏感区淤积响应[D]. 华东师范大学, 2012.
- [28] 恽才兴. 长江河口近期演变基本规律[M]. 北京: 海洋出版社, 2004.
- [29] 丁平兴. 近 50 年我国典型海岸带演变过程与原因分析[M]. 科学出版社, 2013.
- [30] 石学法. 中国近海海洋——海洋底质[M]. 海洋出版社, 2014.
- [31] MCMANUS J. Grain size determination and interpretation[J]. *Techniques in Sedimentology*, 1988:63-85.
- [32] FOLK R L, ANDREWS P B, LEWIS D W. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand[J]. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1970, 13(4):937-968.
- [33] SOULSBY R. Dynamics of marine sands[C]. Thomas Telford, 1998.
- [34] SHI B W, YANG S L, WANG Y P, et al. Relating accretion and erosion at an exposed tidal wetland to the bottom shear stress of combined current-wave action[J]. *Geomorphology*, 2012, 138(1):380-389.
- [35] ZHU Q, YANG S L, MA Y X. Intra-tidal sedimentary processes associated with combined wave-current action on

---

an exposed, erosional mudflat, southeastern Yangtze River Delta, China[J]. *Marine Geology*, 2014, 347:95-106.

[36]徐圣. 台风“兰恩”期间长江口南槽沉积动力过程[D]. 华东师范大学, 2020.

[37]SOULSBY R L, HUMPHERY J D. Field Observations of Wave-Current Interaction at the Sea Bed[J]. *Water Wave Kinematics*, 1990, 178:413-428.

[38]KIM S C, FRIEDRICH C T, MAA J P Y, et al. Estimating bottom stress in tidal boundary layer from Acoustic Doppler Velocimeter data[J]. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 2000, 126(6):399-406.

[39]STAPLETON K R, HUNTLEY D A. Seabed stress determinations using the inertial dissipation method and the turbulent kinetic energy method[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1995, 20(9):807-815.

[40]SOULSBY R L, S C. Bed shear-stresses under combined waves and currents on smooth and rough beds(TR 137) [M]. 2005.

[41]ANDERSEN T J, FREDSOE J, PEJRUP M. In situ estimation of erosion and deposition thresholds by Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) [J]. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 2007, 75(3):327-336.

[42]VAN DE KOPPEL J, VAN DER WAL D, BAKKER J P, et al. Self-organization and vegetation collapse in salt marsh ecosystems[J]. *American Naturalist*, 2005, 165(1):E1-E12.

[43]GREEN M O, COCO G. Review of wave-driven sediment resuspension and transport in estuaries[J]. *Reviews of Geophysics*, 2014, 52(1):77-117.

[44]ZHU Q, VAN PROOIJEN B C, WANG Z B, et al. Bed shear stress estimation on an open intertidal flat using in situ measurements[J]. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 2016, 182:190-201.

[45]兰庭飞. 风浪影响下潮汐河口湍流混合过程观测研究: 以长江口为例[D]. 南京大学, 2020.

[46]谢冬梅, 陈永平, 张长宽. 东中国海波浪分布特征研究 [J]. *水运工程*, 2015 (2):189-196.

[47]BALE A J, WIDDOWS J, HARRIS C B, et al. Measurements of the critical erosion threshold of surface sediments along the Tamar Estuary using a mini-annular flume[J]. *Continental Shelf Research*, 2006, 26(10):1206-1216.

[48]郑杰文, 贾永刚, 刘晓磊, 等. 现代黄河三角洲沉积物临界剪切应力研究[J]. *海洋学报*, 2015, 37(3):86-98.

[49]时连强, 李九发, 应铭, 等. 现代黄河三角洲潮滩原状沉积物冲刷试验[J]. *海洋工程*, 2006, 24(1):46-54.

[50]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]. 华东师范大学, 2006.

[51]LUO X, X YANG, et al. The impact of the Three Gorges Dam on the downstream distribution and texture of sediments along the middle and lower Yangtze River (Changjiang) and its estuary, and subsequent sediment dispersal

---

in the East China Sea[J]. *Geomorphology*, 2012, 179:126-140.

[52] 杨海飞. 长江及其水下三角洲沉积物的沿程格局和近期变化[D]. 华东师范大学, 2018.

[53] 陈沈良, 杨世伦, 吴瑞明. 杭州湾北岸潮滩沉积物粒度的时间变化及其沉积动力学意义[J]. *海洋科学进展*, 2004(3):55-61.

[54] 杨欧, 刘苍宇. 长江口北支沉积物粒径趋势及泥沙来源研究[J]. *水利学报*, 2002, 000(2):79-84.

[55] 谢文静, 高抒, 杨旻. 长江口水下三角洲粒度与  $^{210}\text{Pb}$  特征的空间分布[J]. *第四纪研究*, 2012, 32(6):1121-1131.