

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2019.01.009

山溪性强潮河口最大浑浊带形成机制及其模拟

张新周¹, 陈星², 窦希萍¹, 赵晓冬¹, 夏威夷¹, 缴健¹, 许慧¹

(1. 南京水利科学研究院港口航道泥沙工程交通行业重点实验室, 江苏 南京 210024;

2. 中交第四航务工程勘察设计院有限公司, 广东 广州 510230)

摘要: 为阐明强潮河口最大浑浊带的形成机制及其运动规律, 通过瓯江和椒(灵)江实测资料分析, 系统分析了强潮河口最大浑浊带形成的影响因素及其与河口地貌的响应关系。考虑黏性细颗粒泥沙运动特性和盐度的影响, 开发了强潮河口最大浑浊带数学模型, 对椒(灵)江枯季大潮最大浑浊带运移过程进行了模拟。结果表明: ①强潮河口最大浑浊带是潮波变形、咸淡水混合、泥沙再悬浮等复杂因素在一定河口边界和泥沙条件下相互作用的产物, 潮波变形和泥沙供给是影响最大浑浊带形成的关键因素。②强潮河口最大浑浊带模拟必须充分考虑潮流、盐淡水混合、泥沙周期性起动、絮凝和沉积压实等因素, 所建立的数学模型可用于强潮河口最大浑浊带研究。

关键词: 强潮河口; 水沙特性; 最大浑浊带; 形成机制; 数值模拟

中图分类号: TV142 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2019)01-0084-09

闽浙地区强潮河口枯水期潮流作用强, 涨潮流挟带泥沙可直达潮流界, 并形成最大浑浊带。近年来, 上游水库建设致使径流量及洪峰流量减小, 加之强潮顶托, 枯水期最大浑浊带向上游运移距离更远, 导致河道淤涨, 江水变浑, 严重影响水资源和航运资源开发与保护。强潮河口最大浑浊带形成机制及其模拟成为这类河口开发保护研究中的难点和热点问题。

许多学者针对河口最大浑浊带开展了研究, 就其成因和运动规律提出了各自的解释和模拟方法。在形成机制方面, 1893年法国强潮河口 Gironde 河口最大浑浊带研究表明, 最大浑浊带是由潮汐不对称以及剩余的密度环流引起^[1]。Mitchell^[2]发现盐水入侵是 Husdon 河口等缓混合河口最大浑浊带形成的主要机制。Uncles 等^[3]发现 Humber 河口最大浑浊带具有明显的季节变化, 重力环流和潮泵效应分别在洪、枯期起主要作用, 潮汐不对称和含沙量垂直梯度变化是最大浑浊带的控制因素。李九发等^[4]探讨了长江口最大浑浊带成因, 指出优势流和泥沙积聚再悬浮是长江河口最大浑浊带形成的主要机制, 且在洪季较为发育。庞重光 and 杨作升^[5]研究则表明, 泥沙异重流在黄河口最大浑浊带形成中起重要作用。沈焕庭等^[6]认为珠江口最大浑浊带的形成主要受潮动力、重力环流及泥沙再悬浮和沉积过程影响。最大浑浊带形成机制主要有^[7]: 泥沙沉降和起动滞后效应; 絮凝作用; 河口环流作用; 潮波变形引起的不平衡输沙; 潮流冲刷作用; 高浓度悬浮体的悬浮作用。由于研究对象和研究角度不同, 各类型河口最大浑浊带形成的主要机制各不相同。研究者针对瓯江和椒江口等强潮河口的研究表明, 强混合河口最大浑浊带的形成条件和缓混合河口有明显不同^[8]。在模拟方法方面, 主要有机制分解法、箱式模型和数值模拟等手段。朱建荣等^[9]应用改进的 ECOM 模式耦合泥沙运输模型, 研究了理想河口最大浑浊带形成的动力机制。王崇浩和韦永康^[10]建立了三维模型研究珠江口最大浑浊带的运动规律。

以往针对最大浑浊带的研究多集中于现场资料的分析 and 经验估算, 研究对象多为缓混合河口。而对于强潮河口最大浑浊带的形成机制及模拟方法研究不多。瓯江河口和椒(灵)江治理工程均涉及到强潮河口最大浑浊带问题, 本文通过对瓯江口和椒(灵)江治理工程实测资料分析, 研究强潮河口最大浑浊带的运动特征和

收稿日期: 2018-05-02; 网络出版日期: 2018-12-27

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20181224.1304.016.html>

基金项目: 国家重点研发计划资助项目(2016YFC0402307; 2017YFC0405400)

作者简介: 张新周(1979—), 男, 河南博爱人, 教授级高级工程师, 博士, 主要从事泥沙输移理论及河流模拟研究。

E-mail: zhangxz@nhri.cn

形成机制, 并自主开发最大浑浊带数学模型, 对枯水期椒(灵)江最大浑浊带运移过程进行模拟, 以期更深层次地阐明强潮河口最大浑浊带的形成机制及其影响因素, 为强潮河口治理和最大浑浊带研究提供借鉴。

1 山溪性强潮河口水沙特性分析

1.1 形态特征

图1和图2分别为瓯江和椒(灵)江河口形势图, 两河口均为喇叭型河口, 上游是流短势猛的山溪性河流, 口外则是强潮海区, 河口向上随着进潮量减小, 河宽逐步缩窄。瓯江感潮河段长83 km, 上游有圩仁水文站, 下游则为分汊型河道, 至河口灵昆岛, 经南北口分流入海。椒(灵)江主流全长209 km, 由上游支流(永安溪和始丰溪)、灵江、椒江、椒江口组成。上游有沙段和柏枝岙水文站, 两支流汇集于临海市西郊三江村, 至黄岩三江口为灵江主河段, 宽200~1400 m。三江口以下至口门为椒江, 宽880~1800 m, 椒江口向外为台州湾。

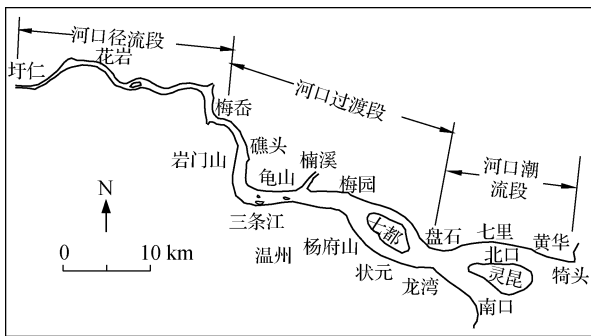


图1 瓯江河口形势

Fig.1 Diagrammatic sketch of Oujiang River

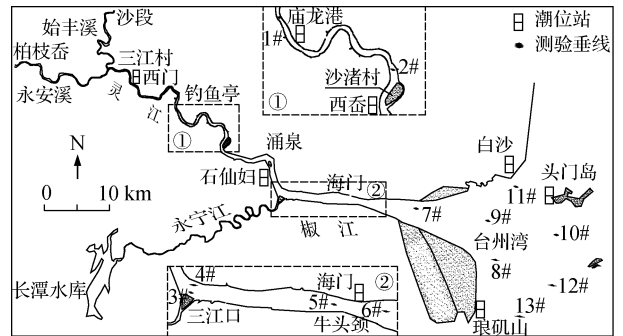


图2 椒江河口形势

Fig.2 Diagrammatic sketch of Jiaojiang River

1.2 水动力条件

瓯江和椒江径流量年内分配极不均, 汛期(4—9月)径流占全年总量的75%; 枯季(10月—3月)径流仅占全年的25%。洪水暴涨暴落, 洪峰一般持续1~2 d, 流量变幅极大。椒江记录到的最大洪峰流量为16300 m³/s(1962年), 最小流量仅为0.39 m³/s(1967年)。

瓯江口黄华站多年平均潮差4.5 m, 年最大潮差7.2 m。椒江口海门站多年平均年潮差4.0 m, 年最大潮差6.3 m。潮型均为规则半日潮, 潮波自外海经喇叭口型河口传入主河道, 随着河宽和水深减小, 潮波剧烈变形, 涨潮历时缩短, 落潮历时延长, 波形呈不对称, 且接近驻波。潮差沿程呈增大趋势, 至潮流界潮差迅速减小。

由于洪、枯季流量变幅大, 潮流界几乎在整个河口区移动, 枯季潮区界和潮流界距离非常近。径流对涨落潮流速影响较大, 上游流量越大, 落潮流速越大, 涨潮流速越小。瓯江上游径流超过5000 m³/s时, 温州已无涨潮流; 径流超过12000 m³/s时, 龙湾已无涨潮流。椒(灵)江枯季潮流界位于三江村上游, 当径流达2500 m³/s时, 潮流界下移至距口门仅20 km处; 当径流达7500 m³/s时, 河口区无涨潮流; 若遇特大洪水, 淡水舌可冲抵至口外25 km处。图3为椒(灵)江2013年12月枯季大潮和2014年6月洪季大潮沿程各站垂线平均流速变化, 涨落潮流速由海湾向上游逐渐增大, 至潮流界后又迅速减小, 涨潮流速大于落潮流速。

1.3 泥沙条件

瓯江和椒江径流携带的泥沙较少, 而海相输沙量较大。瓯江流域多年平均输沙量为189万 t/a, 圩仁站平均含沙量为0.165 kg/m³。椒(灵)江流域多年平均输沙量为122万 t/a, 沙段和柏枝岙站平均含沙量为0.236 kg/m³, 而椒江口一次大潮输沙量则超过100万 t。枯季含沙量呈现“两头小, 中间大”的分布特征, 即

有最大浑浊带形成和运动。瓯江口最大浑浊带位于龙湾至梅岙河段,涨、落潮含沙量峰值高达 $5 \sim 7 \text{ kg/m}^3$,平均含沙量为 $2 \sim 3 \text{ kg/m}^3$,含沙量沿程变化如图4所示。椒(灵)江最大浑浊带位于海门至庙龙港河段,最大浑浊带核心含沙量高达 30 kg/m^3 ,而同时上游径流含沙量在 0.2 kg/m^3 以下,河口含沙量在 0.5 kg/m^3 以下,2013年12月枯季大潮和2014年6月洪季大潮含沙量沿程变化如图5所示(垂线测站位置见图2)。含沙量水平和垂直梯度都很大,底层出现高含沙量,与缓混合河口比,垂向梯度要小一些。洪水期洪水具有稀释作用,高含沙量区被推至口门附近。

瓯江和椒江的悬沙、床沙均呈现上游较粗下游较细的特征。瓯江河床底质中值粒径为 0.22 mm ,悬沙粒径为 $0.01 \sim 0.03 \text{ mm}$ 。椒(灵)江河床底质中值粒径为 $0.004 \sim 0.03 \text{ mm}$,悬沙中值粒径为 $0.005 \sim 0.010 \text{ mm}$ 。从椒(灵)江河道2013年12月悬沙和底质粒径的沿程分布来看(图6),椒(灵)江下游至河口悬沙和床沙粒径相近,悬沙、河床泥沙交换十分频繁。

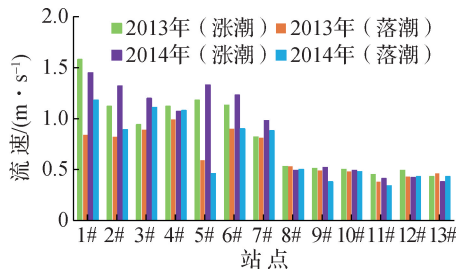


图3 椒(灵)江沿程各垂线平均流速变化
Fig.3 Variation chart of average velocities

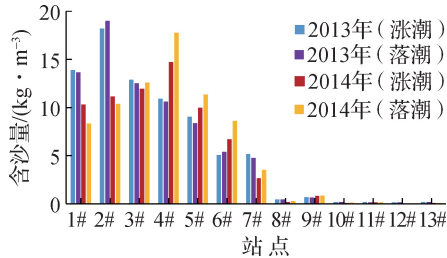


图5 椒(灵)江河道沿程垂线平均含沙量变化
Fig.5 Variation chart of sediment concentration

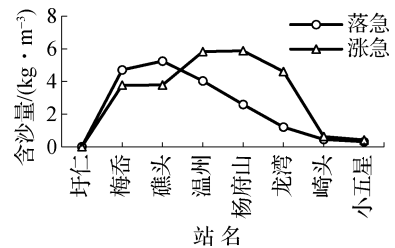


图4 瓯江沿程含沙量变化(径流量 $24 \text{ m}^3/\text{s}$)
Fig.4 Variation chart of sediment concentration

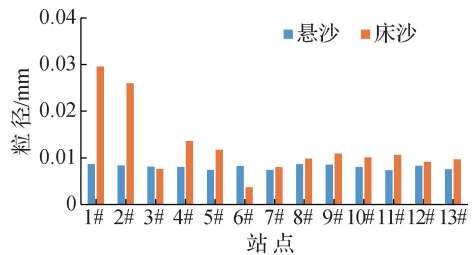


图6 椒(灵)江河道沿程悬沙和底质粒径
Fig.6 Grain size of suspended sediment and bed load

1.4 盐度

两河口均为强混合型河口,盐度分布呈现河口向上游逐渐减小的特征。瓯江枯水期表底层盐度差小于 0.5‰ 。梅岙—三条江盐度在 10‰ 以下,三条江—龙湾盐度为 $10\text{‰} \sim 20\text{‰}$,龙湾—崎头盐度为 $20\text{‰} \sim 30\text{‰}$;洪水期盐水只能上溯至龙湾附近。椒(灵)江表底层盐度一般相差 1‰ 左右。灵江河道盐度为 $3\text{‰} \sim 9\text{‰}$,椒江河道盐度为 $11\text{‰} \sim 18\text{‰}$,椒江河口及口外平均盐度为 $20\text{‰} \sim 30\text{‰}$ 。盐水上溯入侵和淡水发生掺混,致使潮流垂线流速分布和含沙量分布与一般明渠水流明显不同。

2 径、潮作用下最大浑浊带运动特征

洪季径流作用强,洪水稀释顶压高浓度悬沙向河口外移;枯季潮流起主导作用,极易发育最大浑浊带。瓯江圩仁站流量为 $21 \text{ m}^3/\text{s}$ 时最大浑浊带在状元至岩门山之间活动;流量为 $34 \text{ m}^3/\text{s}$ 时最大浑浊带在岩门山至龙湾之间活动;超过平均流量时,最大浑浊带下移至龙湾以下,随着洪水继续增大,最大浑浊带含沙量降低,并推至口门以外,最大浑浊带活动范围超过 20 km^2 。图7为椒(灵)江2014年6月14—15日现场实测大潮含沙量沿程分布图,观测期间上游径流小于 $100 \text{ m}^3/\text{s}$,外海潮差 4.5 m 。可以看出最大浑浊带在庙龙港

至海门河段(2#—6#测站间)运移, 距离超过 30 km。含沙量垂向分布表现为底部含沙量大, 表层含沙量小, 落潮期随着水深减小和潮流减弱, 泥沙向底部集聚, 含沙量显著增大, 形成浮泥。

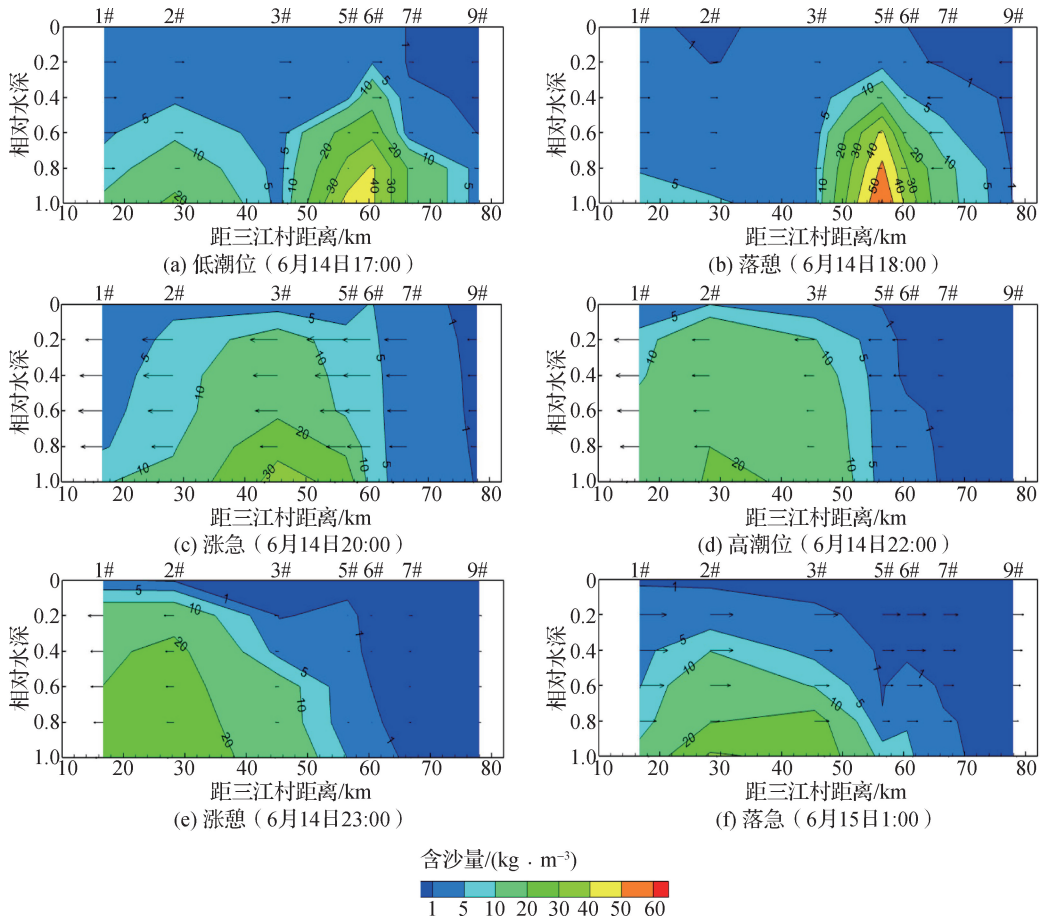


图 7 椒(灵)江 2014 年 6 月大潮典型时刻含沙量分布

Fig. 7 Profile of sediment concentration distribution at characteristic times of spring tide in June 2014

3 山溪性强潮河口最大浑浊带形成机制

3.1 最大浑浊带形成和运动的影响因素

(1) 径潮动力 强潮河口潮波上溯发生剧烈变形, 涨潮流速大而历时短, 浮泥遭受冲刷而悬浮于水中, 此时水深较大, 输沙量也大。落潮流速小而历时长, 流速和含沙量垂向分布发生变化, 泥沙逐步在底部汇聚, 底部流速较小使得泥沙输沙量减小, 涨落潮水平不对称运动驱使泥沙向上游搬运。憩流时刻泥沙运输则以垂向交换为主, 底部高浓度泥沙沉降淤积。泥沙随潮流水平和垂向的运动形成了最大浑浊带, 并随涨落潮流往复运移。洪季在径流作用下河道含沙量稀释减小, 浑浊带向下游移动, 洪水期浑浊带则消散。

(2) 盐度影响和絮凝作用 两河口最大浑浊带运动范围大致与 3‰ ~ 12‰ 盐度线的位置相当(图 8), 处于细颗粒泥沙絮凝最佳盐度范围, 表明盐度影响和絮凝作用对最大浑浊带的重要性。

(3) 密度环流 强潮河口不存在类似缓混合河口明显强劲的密度环流。但在憩流前后特定的条件下会有密度环流存在。图 9 为河口落憩时刻实测流速剖面图(Z/H 为相对水深), 表层仍是落潮而底层已开始涨潮, 这种垂向流速结构使得底层高浓度悬沙向上游搬运, 在落潮时带到下游的表层泥沙又被垂直环流从底部带回上游, 对最大浑浊带的形成起到周期性推动作用。强混合河口密度环流顶部与上游下泄泥沙在河口过渡段的中部相遇, 造成泥沙聚集, 使得最大浑浊带核心区含沙量大幅提高。

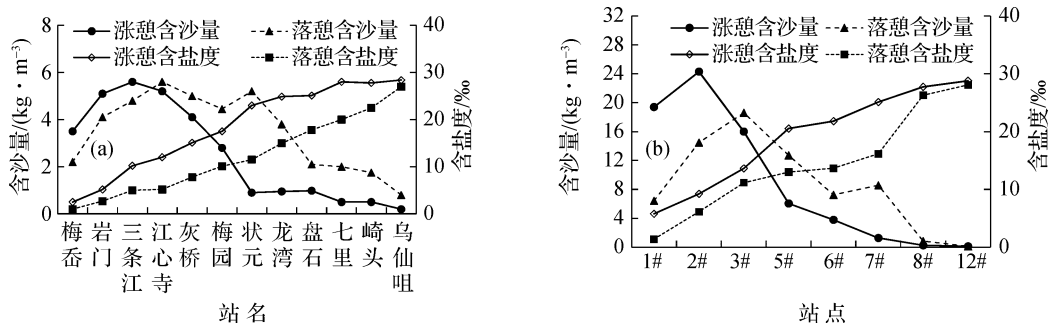
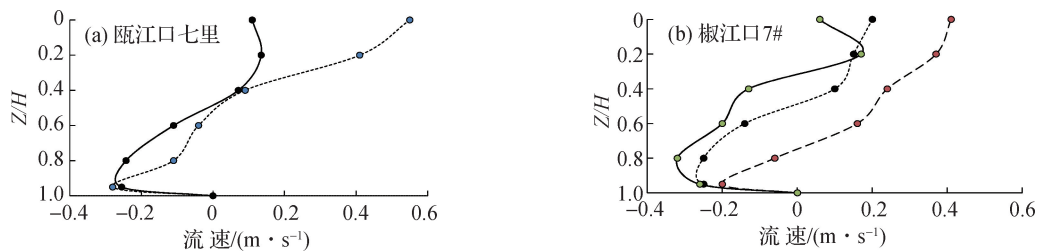
图8 涨、落憩时刻含沙量和含盐度沿程分布^[8]Fig. 8 Distribution chart of sediment concentration and salinity along river^[8]

图9 河口落憩时刻流速剖面

Fig. 9 Velocity profile in repose time

(4) 泥沙的再悬浮和沉积 从椒(灵)江河床底质沉积密实和起动实验结果(图10)看,新淤泥容重较小,起动流速也很小。表明河床泥沙活动性极强,河口半日潮周期性变化使得细颗粒泥沙沉积和固结缓慢,很小的潮流速即可将刚落淤的泥沙冲起悬浮,泥沙常处于悬浮—沉降—起动再悬浮的运动状态,河床面形成一个由细颗粒黏性悬沙、高含沙浓度层、浮泥体和底质构成的沉积系统。一般涨潮流速均可将河道新淤泥沙悬扬并输运至上游,有利于最大浑浊带的形成和运移。

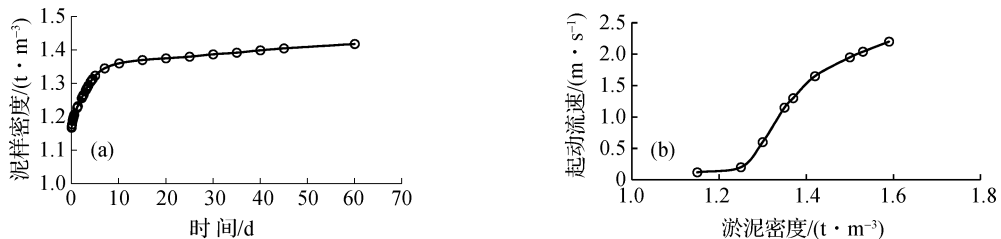


图10 椒(灵)江河床底质沉积密实和起动特性

Fig. 10 Deposition and starting characteristics of bed load

3.2 最大浑浊带成因和动力机制

从动力机制看,径、潮动力洪、枯交替,彼此消长是影响最大浑浊带形成和运动的关键因素,径流、潮流、盐度分布、絮凝沉降和垂向环流共同引导泥沙在特定区段集聚,涨落潮运动的不对称直接影响最大浑浊带的形成。垂直密度环流也周期性的起到推动作用。河口区盐淡水的混合产生的密度环流以及对细颗粒黏性泥沙起到的物化作用,随着涨落潮流速周期变化,引起含沙量垂向上的周期性变化。从泥沙条件看,河道存在着丰富的细颗粒泥沙,尤其是椒江河道20世纪90年代大规模的采砂使得河床较粗的砂质类泥沙被取走,覆盖于整个江道河床的泥沙均为细颗粒泥沙。口外海湾底部和两侧长久以来形成的浅滩也增加了高含沙量浑浊带形成的泥沙来源。总而言之,山溪性强潮河口最大浑浊带是在径潮相互作用、潮波变形(潮流不对称往复运动)、咸淡水混合、泥沙絮凝沉降再悬浮等复杂动力因素在一定河口边界(指数型收缩河口形态)和泥沙条件下相互作用的产物,潮波变形和泥沙供给是影响最大浑浊带形成的关键因素,从动力机制和运移特征上都有异于缓混合河口。

4 山溪性强潮河口最大浑浊带运移过程模拟

4.1 水流泥沙运动方程

在河口地区, 二维潮波运动可采用下列控制方程:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial Hu}{\partial x} + \frac{\partial Hv}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial Hu}{\partial t} + \frac{\partial Huu}{\partial x} + \frac{\partial Huv}{\partial y} = -gH \frac{\partial Z}{\partial x} - \frac{\partial H \overline{u'u'}}{\partial x} - \frac{\partial H \overline{u'v'}}{\partial y} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho} + fHv \quad (2)$$

$$\frac{\partial Hv}{\partial t} + \frac{\partial Huv}{\partial x} + \frac{\partial Hvv}{\partial y} = -gH \frac{\partial Z}{\partial y} - \frac{\partial H \overline{v'u'}}{\partial x} - \frac{\partial H \overline{v'v'}}{\partial y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho} - fHu \quad (3)$$

式中: u 、 v 为 x 、 y 方向流速分量; Z 为水位; H 为水深; $f = 2\omega \sin\varphi$ 为科氏力系数 (ω 为地球自转角速度); $(\tau_{sx} - \tau_{sy})$ 为表面风应力项; $(\tau_{bx} - \tau_{by})$ 为底部床面阻力项; g 为重力加速度; $\overline{u'u'}$ 、 $\overline{u'v'}$ 、 $\overline{v'u'}$ 、 $\overline{v'v'}$ 为雷诺应力项。

二维盐度方程可采用下式:

$$\frac{\partial HC}{\partial t} + \frac{\partial HuC}{\partial x} + \frac{\partial HvC}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(H\varphi_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H\varphi_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) \quad (4)$$

式中: C 为含盐度; φ_x 、 φ_y 为 x 、 y 方向的扩散系数。

二维悬移质不平衡输移方程可采用下式:

$$\frac{\partial HS}{\partial t} + \frac{\partial HuS}{\partial x} + \frac{\partial HvS}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(H\varepsilon_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H\varepsilon_y \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \alpha\omega(S_* - S) \quad (5)$$

式中: S 为含沙量; ε_x 、 ε_y 为坐标系 x 、 y 方向的泥沙扩散系数; α 为悬沙沉降几率; ω 为悬沙沉速; S_* 为水流挟沙力。

4.2 求解方法

根据坐标转换关系, 采用自主开发程序^[11]将笛卡尔坐标下的控制方程转换成平面为一般曲线坐标下的通用方程, 采用有限体积法对通用方程进行离散, 方程求解采用水位校正法求解耦合水位速度场, 求解代数方程组时采用交替方向隐式迭代方法。

4.3 参数确定

(1) 水流挟沙力考虑河道底部新淤泥的特性, 采用罗肇森浮泥水域挟沙力计算公式^[12]。

$$S_* = 0.296\gamma_s \left(\frac{\gamma}{\gamma_w} \right)^{12.8} \frac{U^2}{gH} \quad (6)$$

式中: γ_s 为泥沙颗粒容重; γ_w 为泥沙湿容重; γ 为水体容重; U 为流速。

(2) 黏性泥沙沉降速度椒(灵)江及台州湾悬沙粒径较细, 属于黏性沙范畴, 含沙量也大, 泥沙沉速计算必须考虑絮凝作用、含沙量及流速变化的影响, 进行泥沙沉降速度计算时, 采用曹祖德公式计算, 计算参数含义及取值方法参考文献[13]。

$$\omega = \omega_0 K_f \frac{1 + 4.6S^{0.6}}{1 + 0.06V^{0.75}} \quad (7)$$

4.4 模型计算范围及网格划分

数学模型上边界位于始丰溪沙段水文站和永安溪柏枝岙水文站, 外海东边界位于 -30 m 等深处, 南北边界距离 60 km。采用不等距网格划分, 网格数 $700 \times 200 = 140\,000$ 个。

4.5 模型验证

工程水域进行了多次水文测验, 收集了大量水文观测资料(测站位置见图2)。数学模型采用 2013 年 12

月4日14:00—5日22:00枯季实测大潮资料进行了潮位、流速、流向、含沙量验证(图11),并模拟了枯季大潮期最大浑浊带运动过程。模型上游在沙段和柏枝岙水文站给定实测流量过程,外海边界通过验证调试给定潮位过程。

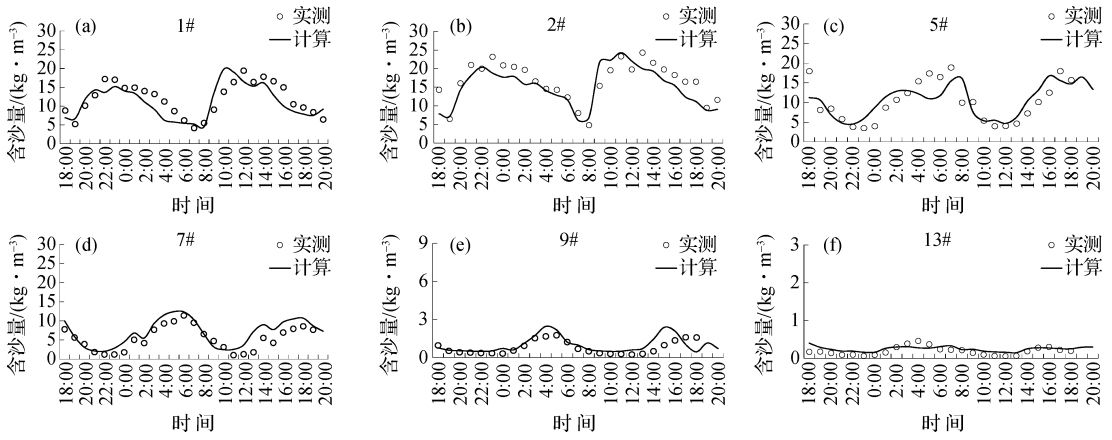


图11 含沙量过程验证

Fig. 11 Verification of sediment concentration

4.6 椒(灵)江最大浑浊带运动特征分析

图12为2013年12月枯季大潮不同时刻浑浊带运动数模计算结果。涨潮初期,最大浑浊带(含沙量大于 20 kg/m^3)主要集中在椒江口涌泉至海门河段。随着涨潮动力增强,椒江口泥沙被带起上溯, 5 kg/m^3 含沙量

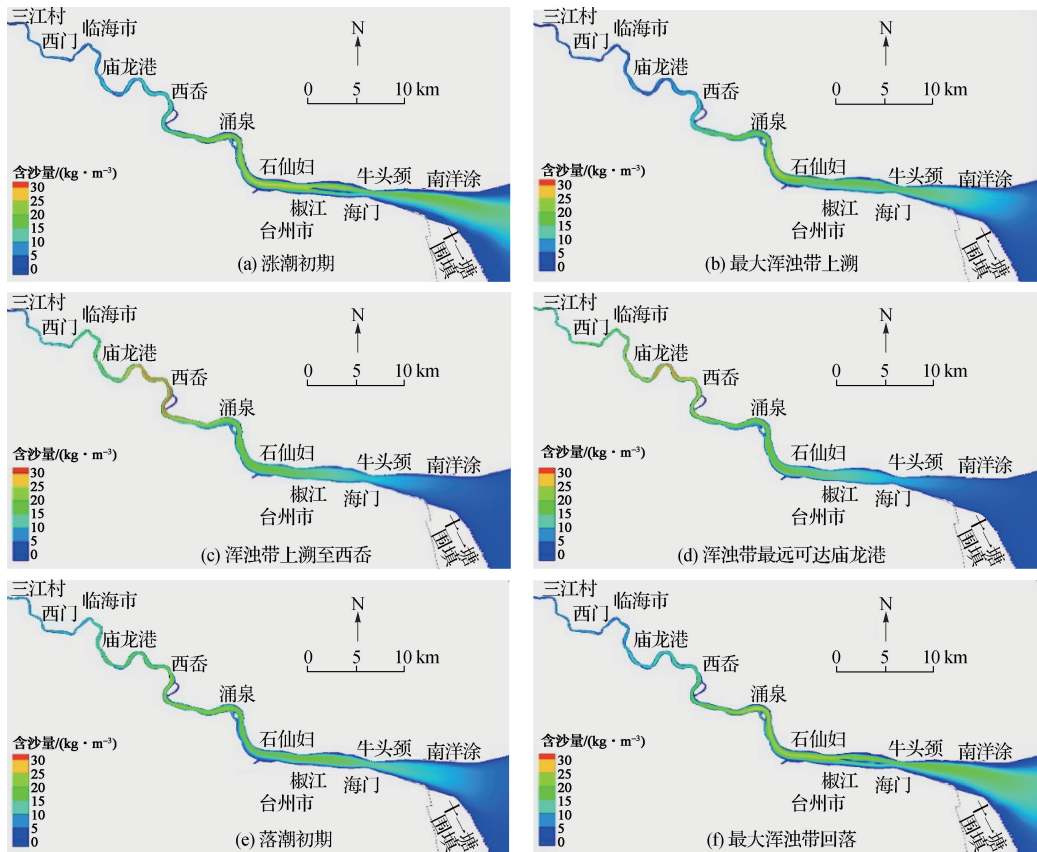


图12 典型时刻浑浊带运动过程

Fig. 12 Motion process of maximum turbidity zone at typical time

带上溯至三江村附近。最大浑浊带上溯集中于西岙至石仙妇河段。涨潮末期最大浑浊带含沙量进一步增大, 最大超过 25 kg/m^3 , 最远可达到庙龙港附近。落潮时, 最大浑浊带随落潮流回落至椒江口。整体上看, 枯季大潮期最大浑浊带主要在庙龙港至三江口河段往返运动, 活动距离超过 30 km。

5 结 论

(1) 潮波变形和泥沙供给是影响强潮河口最大浑浊带形成的关键因素, 潮波变形导致涨落潮的不对称性形成斯托克斯输移, 是最大浑浊带向上游运移的动力机制。河床细颗粒高含沙量泥沙为最大浑浊带的形成提供了丰富的泥沙来源。

(2) 缓混合河口最大浑浊带的位置与滞流点、盐水楔顶端及拦门沙位置大体上一致, 最大浑浊带在洪季较为发育, 位于河口拦门沙附近。强潮河口最大浑浊带多在枯季大潮发育, 最大浑浊带活动区和口外水流扩散区形成河口内外两个沉积隆起区。

(3) 强潮河口河床面形成一个由细颗粒黏性悬沙、高含沙浓度层、浮泥体和底质构成的沉积系统, 泥沙运动的模拟必须充分考虑径流、潮流、盐淡水混合、黏性细颗粒泥沙周期性的起动、絮凝沉降和沉积密实等因素。

参考文献:

- [1] DOXARAND, FROIDEFOND JM, LAVENDER S, et al. Spectral signature of highly turbid waters application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentration[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 81: 149-161.
- [2] MITCHELL S B. Discussion on the effect of fresh water flow on siltation in the Humber estuary[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2005, 62(4): 725-729.
- [3] UNCLES R J, STEPHENS J A, LAW D J. Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Floccs, fluid mud, stationary suspension sand tidal bores[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2006, 67(1/2): 30-52.
- [4] 李九发, 何青, 徐海根. 长江河口浮泥形成机理及变化过程[J]. *海洋与湖沼*, 1992, 32(3): 302-309. (LI J F, HE Q, XU H G. The fluid mud transport processes in Changjiang River estuary[J]. *Oceanology et Limnology Sinica*, 1992, 32(3): 302-309. (in Chinese))
- [5] 庞重光, 杨作升. 黄河口最大浑浊带特征及其时空演变[J]. *黄渤海海洋*, 2000, 18(3): 40-46. (PANG C G, YANG Z S. Characteristics and evolutions of turbidity maximum at the Yellow River estuary[J]. *Journal of Oceanography of Huanghai and Bohai Seas*, 2000, 18(3): 40-46. (in Chinese))
- [6] 沈焕庭, 贺松林, 茅志昌, 等. 中国河口最大浑浊带刍议[J]. *泥沙研究*, 2001(1): 23-29. (SHEN H T, HE S L, MAO Z C, et al. On the turbidity maximum in the Chinese estuaries[J]. *Journal of Sediment Research*, 2001(1): 23-29. (in Chinese))
- [7] 王飞, 张龙军. 高浑浊度河口沉积物的沉积机理评述[J]. *海洋湖沼通报*, 2004(2): 21-29. (WANG F, ZHANG L J. A review of the deposit mechanisms of sediment in estuaries of high turbidity[J]. *Transaction of Oceanology and Limnology*, 2004(2): 21-29. (in Chinese))
- [8] 吴超羽. 瓯江河口最大浑浊带成因探讨[D]. 上海: 华东师范大学河口海岸研究所, 1981. (WU C Y. Discussion on the cause of turbidity maximum zone in Oujiang estuarine [D]. Shanghai: Estuarine and Coastal Research Institute of East China Normal University, 1981. (in Chinese))
- [9] 朱建荣, 傅德健, 吴辉, 等. 河口最大浑浊带形成的动力模式和数值试验[J]. *海洋工程*, 2004(2): 66-73. (ZHU J R, FU D J, WU H, et al. The dynamic model and numerical experiment of estuarine maximum turbidity zone[J]. *The Ocean Engineering*, 2004(2): 66-73. (in Chinese))
- [10] 王崇浩, 韦永康. 三维水动力泥沙输移模型及其在珠江口的应用[J]. *中国水利水电科学研究院学报*, 2016(4): 246-252. (WANG C H, WEI Y K. Three dimensional model of sediment transport in the Pearl River estuary[J]. *Journal of China Institute of Water Resources and Hydropower Research*, 2016(4): 246-252. (in Chinese))

- [11] 张新周, 窦希萍, 王向明, 等. 感潮河段丁坝局部冲刷特性及其模拟[J]. 水科学进展, 2012, 23(2): 222-228. (ZHANG X Z, DOU X P, WANG X M, et al. 3-D numerical modeling of local scour processes around spur dikes in tidal rivers[J]. *Advances in Water Science*, 2012, 23 (2): 222-228. (in Chinese))
- [12] 罗肇森, 罗勇. 浮泥挟沙力和输沙规律的研究和应用[J]. 泥沙研究, 1997(4): 42-46. (LUO Z S, LUO Y. Study on fluid mud-carrying capacity, sediment transport and their application[J]. *Journal of Sediment Research*, 1997(4): 42-46. (in Chinese))
- [13] 曹祖德, 肖辉. 利用水文测验资料预测海床冲淤演变趋势[J]. 水运工程, 2010(2): 20-22. (CAO Z D, XIAO H. Seabed evolution forecast by hydrologic data[J]. *Port and Waterway Engineering*, 2010(2): 20-22. (in Chinese))

Study on formation mechanism of turbidity maximum zone and numerical simulations in the macro tidal estuaries*

ZHANG Xinzhou¹, CHEN Xing², DOU Xiping¹, ZHAO Xiaodong¹, XIA Weiyi¹, JIAO Jian¹, XU Hui¹

(1. *Nanjing Hydraulic Research Institute, Key Lab of Port, Waterway and Sedimentation Engineering of the Ministry of Transport, Nanjing 210024, China*; 2. *CCCC-FHDI Engineering Co., Ltd., Guangzhou 510230, China*)

Abstract: To illustrate the formation mechanism and movement characteristics of the maximum turbidity zone in the strong-tidal estuary, this study systematically investigated the main factors affecting the formation of the maximum turbidity zone and its response relationship with estuarine landforms in the well-mixed estuary by analyzing the measured data. By considering the effects of viscous fine sediment movement characteristics and the influence of salinity, this study developed a mathematical model of the maximum turbidity zone in the strong-tidal estuary, which was used to simulate the migration process of the maximum turbidity zone in the dry season of the Jiao (Ling) River. The results show that: the maximum turbidity zone in the strong-tidal estuary arises from the interactions of complex dynamic factors (e. g., tidal wave deformation, saltwater-freshwater mixing, sediment flocculation and re-suspension) under certain estuary boundary and sediment conditions. Also, tidal wave deformation and sediment supply are the key factors affecting the formation of the maximum turbidity zone. In addition, this study revealed that simulations of the largest turbidity zone in the strong-tidal estuary should fully consider the all the factors, such as tidal current, saltwater-freshwater mixing, periodic movement of viscous fine sediment, flocculation and sediment compaction. The mathematical model can be used to study maximum turbidity zone in strong-tidal estuary.

Key words: macro tidal estuaries; flow-sediment characteristic; maximum turbidity zone; formation mechanism; numerical simulation

* The study is financially supported by the National Key R&D Program of China(No. 2016YFC0402307; No. 2017YFC0405400).