

辽东湾顶部海区潮流与悬沙分布规律研究

刘 恒 魁

(国家海洋局海洋环境监测中心, 大连)

摘 要 本文基于大量现场实测海流和悬沙资料, 以及潮流场数值模拟结果, 定量地揭示出辽东湾顶部海区涨、落潮流平均流速和悬沙的分布规律. 研究成果表明, 本海区的海流以潮流占主导地位, 其主流向呈 NE-SW 向往复性流动, 与悬沙输沙方向大体一致. 东部潮流强于西部, 涨潮平均流速普遍大于落潮, 随着水深变浅, 平均流速由近岸向浅海递增, 呈幂函数分布规律. 而悬沙分布浓度高值区均位于河口近岸段, 向浅海递降, 其分布规律呈指数函数关系. 悬沙量分布为双台子河口之西高于东部, 涨潮悬沙量普遍大于落潮, 底层明显大于表层. 大潮(涨、落)平均流速和平均含沙量等值线分布趋势基本相一致, 但两者之间呈负相关线性关系.

关键词 辽东湾顶部海区 潮流场 悬沙

前 言

本文所讨论的辽东湾顶部浅海水域, 系指 $40^{\circ}30' \sim 41^{\circ}00'N$ 、 $121^{\circ}00' \sim 122^{\circ}10'E$ 范围之内, 约10m等深线以浅的区域. 该区域顶部沿海自东向西依次有辽河、双台子河、大凌河和小凌河等河流注入, 其多年平均入海径流量可达 $1.1 \times 10^{10}m^3$, 多年平均入海沙量可达 43×10^7t . 统计结果表明, 上述河流入海输沙量为本区沿海悬沙含量提供了相当丰富的物质来源. 其大量入海泥沙在水动力作用下, 以悬沙形式逐渐由近岸河口区向远岸区扩散. 由于现场实测资料所限, 以往涉及本区域有关海流和悬沙方面的报道尚不多见. 笔者以最新调查成果为依据, 适当参考某些历史资料, 借助潮流场数值模拟方法, 试图揭示本区域潮流与悬沙分布规律, 以期对预测河口区航道淤积问题和浅海工程规划设计等方面具有一定实用价值.

1 资料来源

文中主要利用本区域10个站点大潮期(1988年8月21~22日)海流和悬沙周日连续同步观测资料, 另外分别收集了8月份辽滨浅水区8个站点和海岸带10个站点准同步大面悬沙调查资料. 鉴于实测流站点密度不足, 进行了潮流场数值模拟, 最终给出了平均涨、落潮流流速定

量分布结果, 此乃对于分析悬沙时空变化规律及其运移路径提供了重要的水动力条件. 其调查站位布设详见图1.

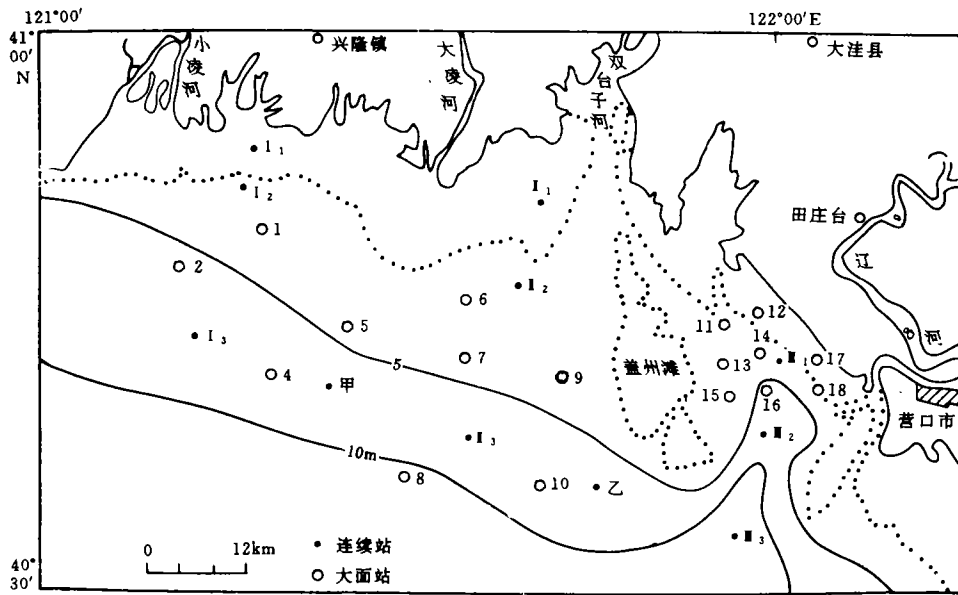


图1 海流和悬沙站位

2 潮流场数值模拟

辽东湾顶部海区的海流属于辽东湾海流系统的一部分, 主要由潮流、冲淡水流和风海流所组成, 其中潮流占据绝对优势. 同时, 由于本区处于众多入海河流冲淡水的交汇混合区, 潮流同冲淡水流的相互作用, 加之潮沟密布和潮滩复杂地形影响, 形成了该区独特的流场结构.

2.1 基本方程与边界条件

对于浅水区域海水的运动可由如下二维浅水方程来描述:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(H+h)U}{\partial x} + \frac{\partial(H+h)V}{\partial y} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial h}{\partial x} - fV + \frac{gU \sqrt{U^2 + V^2}}{C^2(H+h)} - \epsilon \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) = F_x, \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial h}{\partial y} + fU + \frac{gV \sqrt{U^2 + V^2}}{c^2(H+h)} - \epsilon \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) = F_y, \quad (3)$$

式中, 直角坐标系确定在平均海平面上, U 、 V 分别为 x 和 y 方向上的深度平均速度分量; h 代表自由面高度, H 为平均海平面深度; F_x 、 F_y 为 x 、 y 方向上的风应力分量, ϵ 为水平涡动粘滞系数, c 为 Chezy 系数, $c = \frac{1}{n} (H+h)^{2/3}$, n 为 Manning 系数; f 为柯氏参数, $f = 2\omega \sin\varphi$, ω 为地转角速度, φ 为地理纬度; g 为重力加速度; t 为时间变量.

边界条件分为开边界和闭边界两类. 在陆-水边界 (闭边界) 上规定法向速度为零, 即

$$\vec{V} \cdot \vec{n} = 0, \quad (4)$$

在水-水边界 (开边界) 上, 以给定的水位条件控制, 即

$$h(x, y, t) = \text{已知函数}. \quad (5)$$

2.2 有限元公式

根据 Galerkin 余量法, 可将方程组 (1) ~ (3) 代入边界条件写成加权剩余形式:

$$\int_{\Omega} \delta h \frac{\partial h}{\partial x} d\Omega - \int_{\Omega} \left[\frac{\partial \delta h}{\partial x} (H + h) U + \frac{\partial \delta h}{\partial y} (H + h) V \right] d\Omega = 0, \quad (6)$$

$$\int_{\Omega} \delta U \left[\frac{\partial U}{\partial x} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{gU \sqrt{U^2 + V^2}}{c^2(H + h)} + g \frac{\partial h}{\partial x} - fV - F_x \right. \\ \left. + \epsilon \left(\frac{\partial \delta U}{\partial x} \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial \delta U}{\partial y} \frac{\partial U}{\partial y} \right) \right] d\Omega = 0, \quad (7)$$

$$\int_{\Omega} \delta V \left[\frac{\partial V}{\partial x} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{gV \sqrt{U^2 + V^2}}{c^2(H + h)} + g \frac{\partial h}{\partial y} + fU - F_y \right. \\ \left. + \epsilon \left(\frac{\partial \delta V}{\partial x} \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial \delta V}{\partial y} \frac{\partial V}{\partial y} \right) \right] d\Omega = 0. \quad (8)$$

将计算区域 Ω 剖分成 m 个三角单元, 对 U 、 V 、 h 采用线性插值函数逼近:

$$U = N_a U_a, \quad V = N_a V_a, \quad h = N_a h_a, \quad (9)$$

式中, N_a 是线性插值函数, U_a 、 V_a 和 h_a 分别是三角形单元顶点上的 x 、 y 方向的速度分量和水位值.

2.3 输入条件和结果验证

整个区域剖分成 2 377 个单元、1 265 个节点, 水深由海图水深订正到平均海平面深度; 时间步长 $\Delta t = 124s$, 柯氏参数按当地地理纬度取 $\varphi = 40.5^\circ$, 开边界水位以调和常数输入, 其形式为 $h = h_i \cos(\delta_i t - g_i)$, 其中 h_i 、 g_i 、 δ_i 为各分潮的振幅、迟角和角频率; 本计算中取 $\epsilon = 0$; 不考虑风和其他外力, $F_x = F_y = 0$; 计算从静水起动, 即 $h^{-\frac{1}{2}} = U^0 = V^0 = 0$.

为了验证计算结果的正确性, 选择了计算区域内站点 II_3 、 III_2 的实测流速与计算流速相比较, 各个站位的计算流速的时变过程及量值与实测资料基本相一致 (图 2). 验证结果表明, 本研究所建立的环流有限元模型具有良好的稳定性和计算精度. 数值模拟结果真实地重现了计

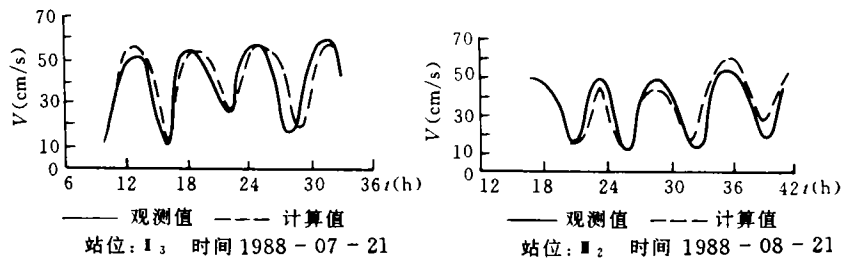


图2 流速计算值与观测值的比较

算海区的实际潮波运动过程.

模拟海区位于辽东湾顶部的浅海区域, 本区域具有驻潮波特点, 属于正规半日潮流区, 其主流向呈 NE-SW 向, 平均流速等值线在东部水域大致呈舌状分布, 而在西部近乎与等深线平行. 涨、落平均潮流强度的分布大体与湾顶等深线相适应 (图3和图4). 由上图可知, 强潮流处于南部较深水域, 平均涨、落潮流流速一般分别为40cm/s 和30cm/s 左右, 辽河口外盖州滩东南侧急流区平均涨潮流速可达50cm/s. 自双台子河口以西海域, 滩面平坦, 流速分布比较均匀, 且自深水区向浅水区均匀递减, 靠近岸边处平均流速仅为10cm/s 左右. 平均涨、落潮流流速等值线分别介于10~40cm/s 和10~30cm/s. 总之, 涨、落潮平均流速分布趋势基本相一致, 普遍为平均涨潮流速大于平均落潮流速.

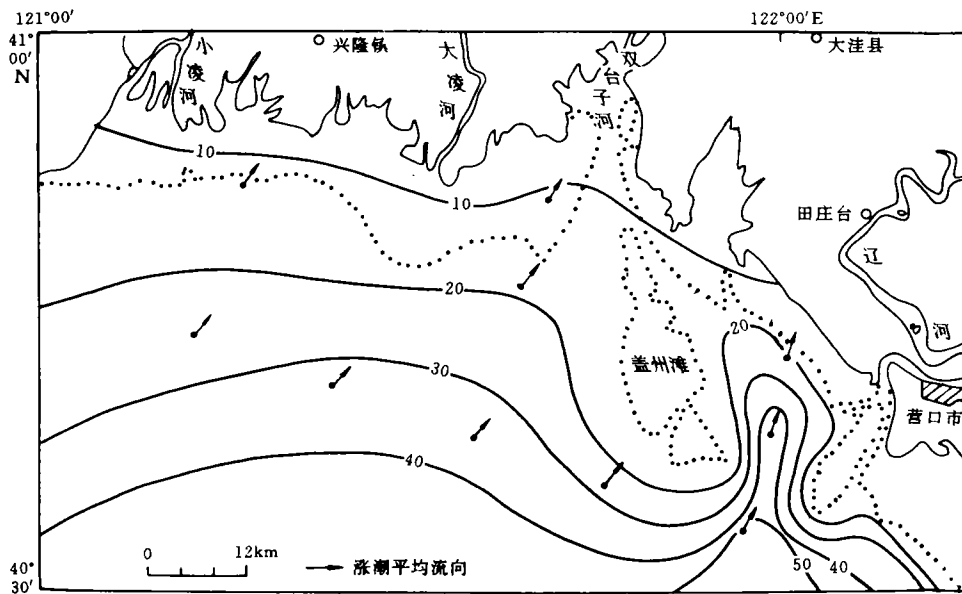


图3 涨潮平均流速等值线 (中层)

3 悬沙浓度分布特征

调查区位于辽河和大凌河河口区之间, 海岸为平原型淤泥质海岸, 除双台子河口外, 岸线基本夷平. 本区潮间浅滩滩面由粘土质粉砂和粉砂组成. 沿岸由于大规模养虾筑坝, 滩面高潮位发生改易. 在潮流的作用下, 人工堆积来沙亦向海输送, 岸线向海推移. 辽东湾顶部海区泥沙来源以河流输沙为主, 这些河流携带的泥沙成为本海区悬浮泥沙的含量、潮滩、冲淤变化的主要控制原因之一.

3.1 悬沙浓度的平面分布

本调查区域各层涨、落潮平均含沙量等值线 (大潮) 的平面分布示于图5和图6. 显而易见, 东部含沙量等值线亦呈舌状分布, 双台子河口以西平均含沙量等值线大致与平均流速等

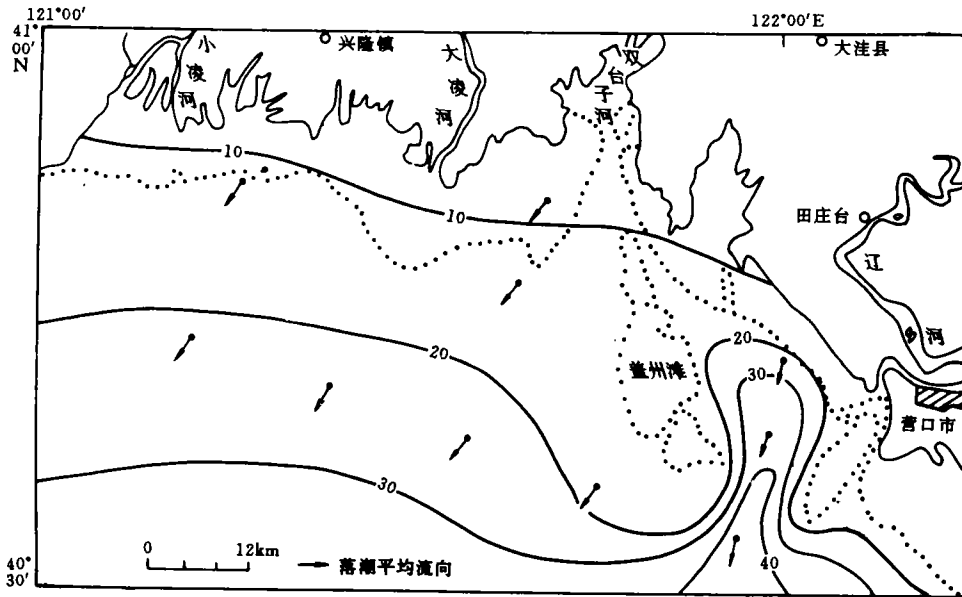


图4 落潮平均流速等值线(中层)

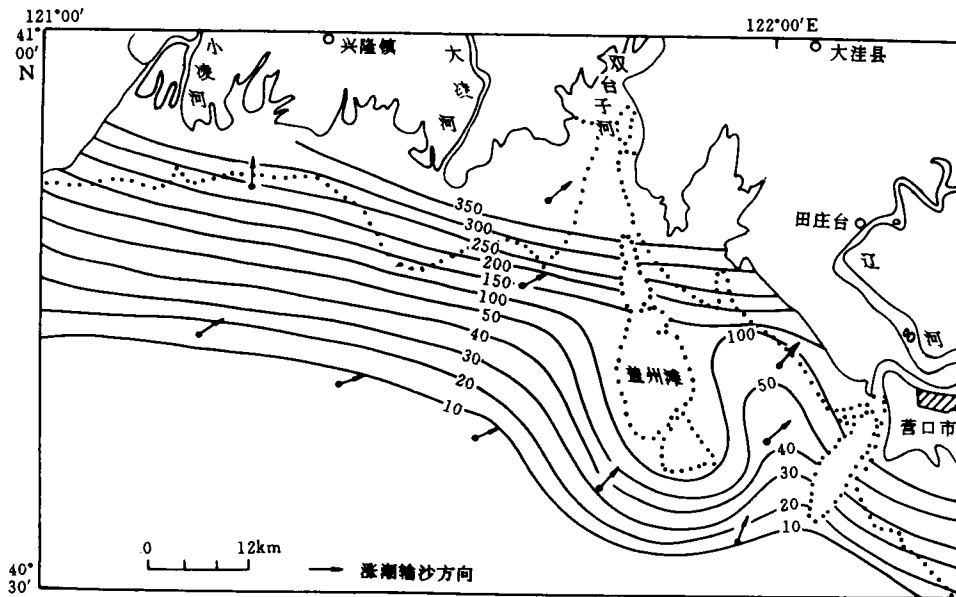


图5 各层涨潮平均含沙量等值线

值线平行. 各层涨潮平均含沙量由近岸河口区以很大的浓度梯度向浅海降低, 其含沙量等值线介于 $10\sim 350\text{mg}/\text{dm}^3$; 以双台子河和大凌河河口区平均含沙量最高. 盖州滩东侧辽河口附近水域含沙量等值线介于 $10\sim 100\text{mg}/\text{dm}^3$ 之间, 亦以河口区平均含沙量较高. 各层落潮与涨潮平均含沙量分布趋势基本相似, 但平均含沙量明显降低, 双台子河、大凌河和辽河河口区附近, 平均含沙量等值线分布范围分别为 $5\sim 150\text{mg}/\text{dm}^3$ 和 $5\sim 50\text{mg}/\text{dm}^3$.

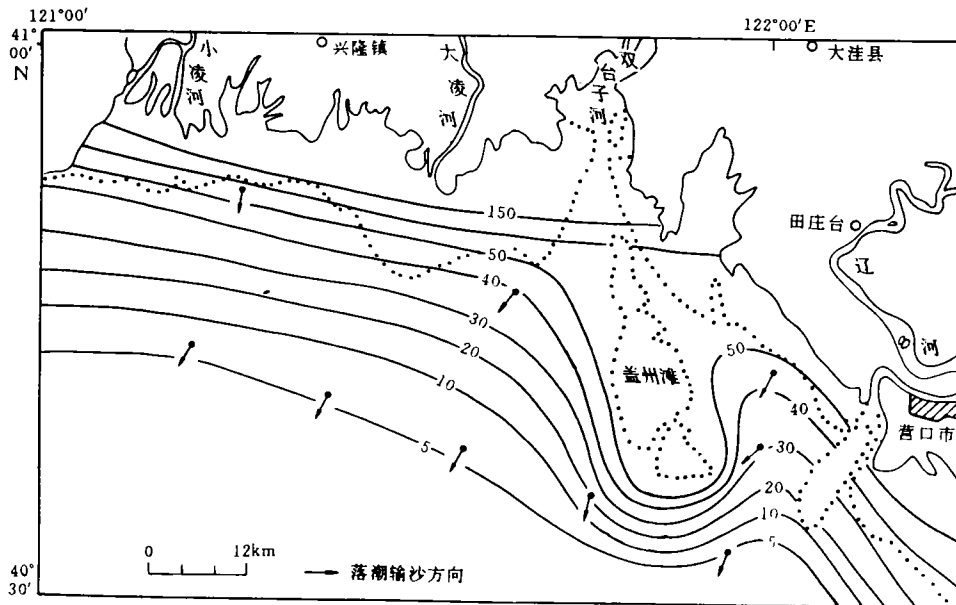


图6 各层落潮平均含沙量等值线

3.2 悬沙的剖面分布

$I_1 \sim I_3$ 剖面悬沙随水深的变化关系如图7所示. 由图7可见, 含沙量均由表层至底层递增, 诸水层含沙量均由近岸河口区向浅海区域递减, 且呈扩散分布状态.

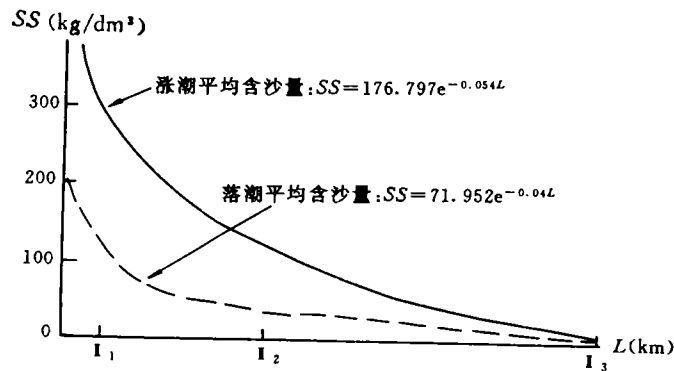


图7 悬沙剖面变化

3.3 输沙方向

辽河、双台子河和大凌河系

以含细粒或高悬浮物为其主要特征的河流. 在输入泥沙过程中, 呈高度混浊水系覆盖于辽河水下三角洲各个区域. 当这些径流进入汇水盆地后, 总是减少注入水流的动能, 从而降低对沉积物的搬运能力. 在注入水流的惯性力及伴生的湍流扩散、水下底面摩擦以及冲淡水密度差的综合作用下, 河流携带的泥沙按重力分异, 在潮流搬运下进行扩散运移.

由图5和图6所知, 输沙方向基本与潮流主流向相吻合, 即涨潮输沙方向多偏 NE, 落潮输沙方向偏向 SW. 由此可见, 潮流是决定悬沙运移路径的主要环境动力, 尤其涨潮平均含沙量明显大于落潮, 致使近岸河口区处于淤积状态.

3.4 纵向平均含沙量与流速随距离变化关系

图8和图9分别给出了 $I_1 \sim I_3$ 断面涨、落潮各层平均含沙量和平均流速随距离变化关系. 由图8可见, 濒临近岸水域涨、落潮平均含沙量均较高, 尤其涨潮平均含沙量更高. 且均由近

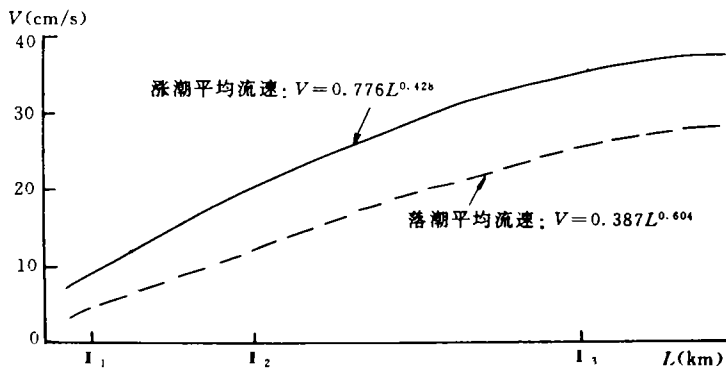


图8 平均含沙量随距离变化关系

布规律,其相应关系式分别为 $V=0.776L^{0.428}$ 和 $V=0.387L^{0.604}$. 其相关系数分别为 $r=0.983$ 和 $r=0.993$. 大潮期涨、落潮平均流速和平均含沙量呈负相关线性关系,涨潮和落潮分别依从于 $SS=324.637-9.937V$ 和 $SS=78.068-2.939V$. 其相关系数分别为 $r=-0.974$ 和 $r=-0.957$.

4 结论

该海区潮流主流向呈 NE-SW 向往复性运动,基本与输沙方向一致. 涨潮平均流速大于落潮,东部潮流强于西部,浅海区强于河口区域. 涨、落潮平均流速分别介于 $10\sim 50\text{cm/s}$ 和 $10\sim 40\text{cm/s}$. 平均流速与平均含沙量分布趋势相类似,但两者之间存在负相关线性关系. 东部平均含沙量低于双台子河之西部,河口区平均含沙量高于浅海区域,涨、落潮平均含沙量分别介于 $10\sim 350\text{cm}^3/\text{dm}^3$ 和 $5\sim 150\text{mg}/\text{dm}^3$. 涨、落潮平均含沙量和流速随距离的变化关系分别呈指数和幂函数分布规律. 剖面分布显示出表层含沙量普遍小于底层,且由近岸河口区向浅海区呈扩散运移趋势. 上述平均流速与平均含沙量分布特征及其时空变化规律表明,近岸河口区附近明显呈落淤状态.

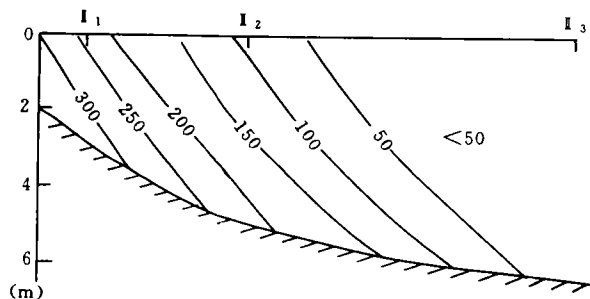


图9 平均流速随距离变化关系

参考文献

- [美] J J 康纳, D A 勃来皮埃著, 吴望一译. 流体流动的有限元法. 北京: 科学出版社, 1981
- 吴江航等. 计算流体力学的理论、方法及应用. 北京: 科学出版社, 1988
- 陈金斯等. 珠江及其河口的悬浮颗粒物. 海洋学报, 1986, 8(1): 53~60
- 张忍顺. 江苏省淤泥质潮滩的潮流特征及悬移质沉积过程. 海洋与湖沼, 1986, 17(3): 235~244
- 孙志林. 中国强混合河口最大浑浊区成因研究. 海洋学报, 1993, 15(3): 63~71
- 窦振兴等. 渤海潮流及潮余流的数值计算. 海洋学报, 1981, 3(3): 10~15
- 张存智等. 具有潮滩移动边界的浅海环流有限元模型. 海洋学报, 1990, 12(1): 1~13

岸河口区向浅海区域递减,涨、落潮平均含沙量随距离均呈指数函数分布规律,其对应关系式分别为 $SS=176.797e^{-0.054L}$ 和 $SS=71.952e^{-0.04L}$. 其相关系数分别为 $r=-0.992$ 和 $r=-0.979$. 如图9所示,涨、落潮平均流速均由河口区向浅海区递增,且随距离呈幂函数分布