

# 波浪、潮流和风暴潮耦合模式 及悬沙输移规律的研究<sup>\*</sup>

侯一筠 陈沫沫 尹宝树

(中国科学院海洋研究所)

近年来,由于河口、海岸地区的泥沙运动与港口、航道以及海岸的冲淤有着直接的关系,对一些海岸建筑物,比如防波堤、护岸工程等造成一定的威胁,甚至于使其完全丧失使用价值,造成巨大的损失。为此,人们越来越重视对这一问题的研究。本文为估计岸滩的冲淤变化和了解岸滩的演变规律,对影响泥沙运动的海洋动力要素进行了研究。

为研究悬沙的输移规律,建立了一个由两部分组成的二维悬沙模型系统:①水动力模式。建立了一个综合多因素的二维波浪、潮汐和风暴潮耦合模式,以此来研究波、潮、风暴潮间的相互作用,并为泥沙计算提供流速场。②二维悬沙模式。运用得出的流场来研究悬沙的输移扩散规律。其中所采用的波浪模式是将流对波浪场的影响同时加以考虑的耦合数学模型,将流速加入波能方程,并考虑由于水面的升降而产生的不定常水深对波浪场的影响,再将波浪场对流场的影响通过辐射应力、考虑波浪影响的底应力以及依赖波龄的表面风应力耦合到流场中,从而建立了一个综合多种因素的波浪、潮汐、风暴潮联合作用下的二维悬沙模型系统。并在此模型系统的基础上,对黄河口泥沙的输移问题作了探讨,为今后的防堤、护岸工程提供依据。

## 一、水动力模型系统

### 1. 波浪数值模式

本文采用的波浪模式是在 YW-SWP 模式的基础上,考虑了不定常水深和流场对波浪的影响,其中源函数也隐含了波流的相互作用。基本方程为

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \Delta_x \cdot [(C_g + \mathbf{u})E] + \frac{\partial}{\partial \theta} [C_\theta E] + \frac{\partial}{\partial f} [C_f E] = S \quad (1)$$

式中:  $E$  表示在点  $(x, y)$  处频率为  $f$ 、方向为  $\theta$  的组成波能量;  $C_g$ 、 $C_\theta$ 、 $C_f$  为波的传播速度,

$$C_g = \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right] \cdot C$$

\* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 4828 号。

中国科学院“九五”重大项目资助 KZ951-A1-405。

$$C_\sigma = \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left[ \frac{\partial d}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \Delta_x d \right] - C_g \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial s}$$

$$C_b = \frac{d\theta}{dt} = -\frac{1}{k} \left[ \frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial m} \right]$$

源函数  $S = S_{in} + S_{bo} + S_{br} + S_{nl}$ , 其中  $S_{in}$  为风能量输入源函数  $S_{in} = \alpha + \beta E$ , 式中:

$$\alpha = \begin{cases} \alpha_1 U^2 \cos(\theta - \psi); \\ 0 \end{cases} \quad (2)$$

$$f = f_{max}, \quad |\theta - \psi| \leq 90^\circ$$

$\alpha_1 = \frac{\alpha_0}{2\pi f_{max}}$ ,  $\alpha_0$  为可调系数;  $\psi$  为风向;  $\theta$  为波向;  $f$  为频率;  $f_{max}$  为最大频率;  $U$  为 10m

高处风速。  $\beta = \max \left\{ 0, \beta_0 \cdot 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_w} \omega \left[ 28 \frac{u_*}{C} \cos(\theta - \psi) - 1 \right] \right\}$ , 式中: 波速  $C = \frac{g}{2\pi f} \cdot \text{th} kh$ ;

$h = h(x, y)$  为未扰动水深;  $\omega = 2\pi f$ ;  $\beta_0$  为可调系数; 摩擦速度  $u_* = \sqrt{C_d} U$ ;  $S_{bo}$  为底摩擦耗散源函数。

$$S_{bo} = -\frac{\Gamma}{g^2 \text{sh}^2 kh}, \quad \Gamma = 0.038 m^2 / s^2 \quad (3)$$

$S_{br}$  为波破碎耗散源函数,

$$S_{br} = -\epsilon f^2 \left[ \iint E d f d \theta \right]^{0.25} E, \quad \epsilon = 4 \times 10^{-4} \quad (4)$$

$S_{nl}$  为波一波相互作用函数。由于计算波一波非线性相互作用项  $S_{nl}$  的复杂性, 采用参量化方法和适合中国海区特点的文氏理论风浪谱 (Wen S. C. et al., 1988) 作为控制谱形, 方向函数取为  $\frac{2}{\pi} \cos^2(\theta - \psi)$ 。

初始条件和边界条件:

(1) 初始条件 取  $E|_{t=0} = 0$ ;

(2) 边界条件 对固边界取  $E = 0$ ; 对开边界提出一个能量驱动方法以及涌浪传入渤海, 具体的做法是在开边界处假定波浪已达充分成长状态输入相应风速的 PM 谱值。

## 2 流场的基本方程和定解条件

笛卡儿坐标下,  $x$  轴向东为正,  $y$  轴向北为正, 平面二维非恒定流连续方程和动量方程分别为

$$\begin{cases} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h + \zeta)u] + \frac{\partial}{\partial y} [(h + \zeta)v] = 0 \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\tau_{ax} - \tau_{bx}}{h + \zeta} + A \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + R_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\tau_{ay} - \tau_{by}}{h + \zeta} + A \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + R_y \end{cases} \quad (5)$$

式中:  $u, v$  为流速在  $x, y$  方向的分量;  $h$  为未扰动水深;  $\zeta$  为海面相对未扰动水面的高度;  $\tau_{ax}, \tau_{ay}$  为风应力在  $x, y$  方向的分量;  $\tau_{bx}, \tau_{by}$  为底应力在  $x, y$  方向的分量;  $f$  为科氏参量;  $A$  为水平涡动黏性系数;  $R_x, R_y$  分别为辐射应力在  $x, y$  方向的两个分张量。

定解条件 初始条件,  $t = 0$  时,  $\zeta = 0, u = v = 0$ ; 闭边界, 法向流速为零 ( $V_n = 0$ ); 开

边界, 给出各点的潮位值, 表达式如下

$$\zeta(x, y, t) = \sum_{i=1}^2 f_i H_i(x, y) \cos[\sigma_i t + (v + u)_i - g_i] \quad (6)$$

式中:  $\zeta$  值由  $M_1$ 、 $M_2$  分潮叠加计算给出,  $M_1$  取  $K_1$  和  $O_1$  分潮的平均;  $H_i$ 、 $g_i$  为分潮的调和常数;  $(v + u)_i$  为各分潮的初相位;  $f_i$  为交点因子;  $t$  为时间。

### 3. 风应力项计算

风应力项  $\tau_{ax}$ 、 $\tau_{ay}$  的计算采用公式

$$\begin{cases} \tau_{ax} = \rho_a C_d |W| W_x \\ \tau_{ay} = \rho_a C_d |W| W_y \end{cases} \quad (7)$$

式中:  $C_d$  为拖曳系数, 无波浪影响时  $C_d = \lambda \left\{ \frac{0.4}{14.56 - 2 \ln W} \right\}^2$ ,  $\lambda = 1.1$ ;  $W$  为风速,  $W_x$  和  $W_y$  分别为  $W$  在  $x$ 、 $y$  方向的分量; 有波浪作用时先由式  $\frac{z_0}{H \frac{1}{3}} = 6.7 \times 10^{-4} \left( \frac{C_p}{w} \right)^{-2.6}$  计算出

海面粗糙度  $z_0$ ,  $C_p$  为相速度,  $H \frac{1}{3}$  为有效波高; 再由式  $C_d = \left[ \frac{k}{\ln \left( \frac{k}{z_0} \right)} \right]^2$  算出  $C_d$ ,  $k$  为 Karman 常数 0.4。风场资料是由岸边站资料修正的模型风场给出。

### 4. 底应力的计算

作用于风暴潮的底应力将受到底波浪边界引入的湍运动影响, 这样浅水区的海流不仅受到海底粗糙度的影响, 同时也受到波底边界层特性的影响。本文作者出于计算量和时间的考虑, 对这一问题采用了相对简单的表达式。在潮汐、潮流计算中底应力项采用公式

$$\begin{cases} \tau_{bx} = \rho \cdot r \cdot u \sqrt{u^2 + v^2} \\ \tau_{by} = \rho \cdot r \cdot v \sqrt{u^2 + v^2} \end{cases} \quad (8)$$

式中:  $r$  为底摩擦系数, 取  $r = n \cdot g / C_z^2$ ,  $C_z = 250h^{1/5}$ ;  $n$  为可调系数。

据 Soulsby 等(1993)研究, 在波浪、潮汐、风暴潮耦合计算中, 底应力由三部分组成, 一是海流的, 二是波浪的, 三是波流相互作用后派生的, 同时考虑到浪、流成任意角度的情况, 底应力项表达式如下

$$\begin{cases} \tau_{bx} = C_f \rho |U| u + \frac{\pi}{8} \rho f_w |U_w| u_w + \frac{B \rho}{\pi} \sqrt{2} (C_f f_w)^{1/2} |U| u_w \\ \tau_{by} = C_f \rho |U| v + \frac{\pi}{8} \rho f_w |U_w| v_w + \frac{B \rho}{\pi} \sqrt{2} (C_f f_w)^{1/2} |U| v_w \end{cases} \quad (9)$$

式中:  $u$ 、 $v$  分别为  $x$ 、 $y$  方向的流速分量;  $U = \sqrt{u^2 + v^2}$ ;  $U_w$  为波质点速度;  $u_w$  和  $v_w$  分别为  $U_w$  在  $x$ 、 $y$  方向的分量。

在浅水区波浪破碎前,  $U_w = \frac{\pi H_w}{T \sinh(kh)}$ 。式中,  $k$  为波数 ( $k = 2\pi/L$ ,  $L$  为波长);  $T$  为波周期;  $H_w$  为有效波高。

在波浪破碎后的破波带内,  $U_w = \alpha' \sqrt{gh}$ ,  $\alpha' = 0.3 \sim 0.6$ ;  $C_f = r$  为底摩阻系数;  $f_w$  为波浪底摩阻系数,  $f_w = 2 \left( \frac{U_w^2 T}{2\pi\nu} \right)^{1/2}$ ,  $\nu$  为水运动黏性系数,  $\nu = 10^{-6}$  ( $m^2/s$ )。  $B$  为波浪潮

流相互作用影响系数, 此值关系很复杂, 不易确定, 根据 Soulsby 等(1993)的研究, 它与波浪间的夹角有关, 当波浪与水流同向时,  $B = 0.9170$ ; 当两者垂直时,  $B = -0.1983$ ; 当夹角不确定时,  $B = 0.359$ 。

## 5. 应力的计算

辐射应力项各分量计算公式如下

$$\begin{aligned} S_{xx} &= \rho g \int_0^\infty \int_0^{2\pi} [(2n - 1/2) + n \cos^2 \theta] E(f, \theta) d\theta df \\ S_{xy} &= S_{yx} = \rho g \int_0^\infty \int_0^{2\pi} [n \sin \theta \cos \theta E(f, \theta)] d\theta df \\ S_{yy} &= \rho g \int_0^\infty \int_0^{2\pi} [(n - 1/2) + n \sin^2 \theta] E(f, \theta) d\theta df \\ n &= \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right] \end{aligned} \quad (10)$$

式中:  $E(f, \theta)$  为浅水方向谱;  $f$  为组成波频率;  $\theta$  为波向。

计算出  $S_{xx}$ 、 $S_{xy}$ 、 $S_{yx}$ 、 $S_{yy}$ , 即可由下式计算  $R_x$ 、 $R_y$

$$\begin{cases} R_x = -\frac{1}{\rho(h + \zeta)} \left\{ \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xx}}{\partial y} \right\} \\ R_y = -\frac{1}{\rho(h + \zeta)} \left\{ \frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right\} \end{cases} \quad (11)$$

## 二、悬沙模型

### 1. 悬沙对流扩散方程

$$\frac{\partial}{\partial t}(HC) + \frac{\partial}{\partial x}(HUC) + \frac{\partial}{\partial y}(HVC) + F_s = \frac{\partial}{\partial x} \left( HD_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( HD_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) \quad (12)$$

式中:  $F_s = -\alpha\omega(\beta S^* - \gamma C)$ ,  $C$  为垂线平均含沙量;  $U$ 、 $V$  为  $x$ 、 $y$  轴的垂线平均流速;  $H = h + \zeta$  为全水深;  $D_x$ 、 $D_y$  分别为  $x$ 、 $y$  方向的泥沙紊动系数;  $\omega$  为泥沙颗粒沉速;  $S^*$  为水流挟沙能力;  $\alpha$  为泥沙沉降几率, 参考值为  $0.67 \sim 0.84$ 。

### 2. 定解条件

(1) 初始条件  $C(x, y, z, t) |_{t=0} = C_0(x, y, z)$

(2) 边界条件 边界条件的正确与否直接影响到整个计算的精度, 因为边界条件的误差不像初始条件的误差那样在计算中可以逐步减弱。

对于开边界, 其来沙条件按边界入流与出流两种情况分别控制。

边界入流时

$$C(x, y, t) = C_A(x, y, t)$$

边界出流时

$$\frac{\partial}{\partial t}(HC) + \frac{\partial}{\partial x}(HUC) + \frac{\partial}{\partial y}(HVC) = 0$$

对于固边界, 取  $\frac{\partial C}{\partial n} = 0$ 。

### 三、计算方法及有关参数的选取

#### 1. 差分格式

采用“ADI”差分方法进行数值计算。首先提前四天进行潮汐、潮流的模拟,一直计算到风场起始时刻,在得到的稳定潮汐、潮流场上加上风应力项并在开边界加入潮汐边界条件,进行潮汐、风暴潮非线性耦合的数值模拟,在每一时间步,算出耦合水位和流速,然后将水位加到未扰动水深上,进行下一时间步波浪场的数值模拟,将计算出的波要素用于计算底应力,把计算出的底应力加到潮汐、风暴潮耦合计算中,得到新的水位和流速,如此进行下去,直到风过程结束,最终得到考虑波浪流相互作用下波浪场和流场。然后,运用得到的流场来计算泥沙的输运情况。

#### 2. 有关参数的选取

##### (1) 水流挟沙力 $S_*$

采用李昌华挟沙力公式(曹祖德、王运洪, 1994)

$$S_* = 0.0075 \left[ \frac{W^2}{\omega(h + \zeta)} \right]^{1.25} \quad (13)$$

式中:  $W^2 = U^2 + V^2$  为合速度,在有风浪的情况下,须考虑风浪掀沙的影响,  $W$  应包括波浪及风吹流的合成结果;  $\omega$  为泥沙的絮凝沉速。

##### (2) 絮凝沉速 $\omega$

泥沙颗粒的沉降速度与泥沙粒径、水深、流速、水流的紊动状况以及絮凝程度有关。在通常情况下,无论淤泥质泥沙在松散状态下的粒径多么小,其絮凝沉降的当量粒径均在  $0.015 \sim 0.03\text{mm}$  范围内,在淤泥质海岸的回淤问题计算中,絮凝沉速常取常值,即  $\omega = 0.0004 \sim 0.0005\text{m/s}$ 。

##### (3) 起动流速 $u_c$ 和不淤流速 $u_f$

水流流速增加到一定值时,底部泥沙颗粒由静止转入运动状态,相应的流速为起动流速;对应于某一初始含沙量的水体,含沙浓度达到饱和时相应的流速称为不淤流速。理论上认为,流速小于不淤流速时,泥沙将沉降淤积;而大于不淤流速时,泥沙始终保持悬浮状。起动流速采用武汉水院公式(武汉水利电力学院, 1982)

$$u_c = \left[ \frac{H}{d} \right]^{0.14} \left[ 17.6 \frac{\gamma_s - \gamma_0}{\gamma_0} d + 6.05 \times 10^{-7} \frac{(10 + H)}{d^{0.72}} \right]^{1/2} \quad (14)$$

不淤流速采用沙玉清公式(沙玉清, 1965)

$$u_f = 0.812d^{0.4} \omega^{0.2} H^{0.2} \quad (15)$$

##### (4) 河床表面泥沙干容重 $\gamma_b$

河床表面泥沙的干容重与孔隙率成反比,孔隙率与泥沙粒径成反比,河口床面泥沙干容重可近似表达为

$$\gamma_b = 1750d_{50}^{0.183} \quad (16)$$

式中:  $d_{50}$  取  $\text{mm}$  为单位。

##### (5) 泥沙扩散系数 $D_x$ 、 $D_y$

根据泰勒的理论,扩散系数表达式为

$$D = \alpha h U^* \quad (17)$$

式中:  $D$  为扩散系数;  $h$  为水深;  $U$  为摩阻流速;  $\alpha$  为经验系数, 一般可取  $0.4 \sim 0.8$ 。假定  $D_x = D_y$ , 并取  $\alpha = 0.6$ , 则有  $D_x = D_y = 0.6hU^*$ 。

#### 四、模型系统的验证

渤海是一半封闭的浅陆架海, 平均水深  $20\text{m}$ , 关于其潮汐、潮流和风暴潮等海洋动力要素的特征已有丰富的观测资料及理论和数值研究成果(尹宝树等, 2001)。

渤海的大浪主要由寒潮所致, 波浪分布由辽东湾向南逐渐增大, 在莱州湾北部及渤海的中南部海域产生整个过程的大浪分布; 黄河口海域的大浪主要由寒潮所致, 方向大约为 NE 向; 另外, 在黄河口附近存在一个强流。因此, 该区域是波浪、潮汐、风暴潮相互作用的明显区域, 本文将以此作为重点研究区域。

另外, 渤海周围的几条河流中, 尤以黄河显著。黄河每年的泥沙流量约为  $1.1 \times 10^9\text{t}$ , 而其径流量则仅为  $49\text{km}^3$ 。黄河是渤海中泥沙的主要来源, 泥沙很细, 从粒径分析来看,  $0.016\text{mm}$  为其临界值。

风暴潮、浪、流对泥沙输运起着非常重要的作用, 一次强风暴潮、浪、流对拦门沙动态变化的强动力作用将超过数月无风暴潮、浪、流期间的动力作用。因此, 在研究泥沙的运动时应当重视各种因素的作用, 而且一定要把与风暴潮同时产生的波浪及风暴流结合起来研究, 风暴潮不仅使水位升高, 且使波浪和海流都成倍增大。黄河口泥沙受这些强动力过程的联合作用, 其动态变化必然剧烈。由此, 本文作者为研究在这些动力因素联合作用下黄河口泥沙的输运规律, 建立了一个浪、潮、风暴潮共同作用下的泥沙数学模型系统。

本文选取一个典型的寒潮过程(CY6404)进行波浪、潮汐和风暴潮耦合作用的研究。其计算网格如图 1 所示, 空间步长为  $15' \times 15'$ , 时间步长为  $7.5\text{min}$ 。

浪、潮和风暴潮耦合模拟的有效波高过程曲线比较(08-05-04-1964~08-07-04-1964)结果如图 2 所示。其中, WSTLU 表示采用改进后的波浪模式与潮流、风暴潮耦合作用的结果(图 6); WSTL 表示采用 YW-SWP 模式耦合计算的结果。由图可见, 采用改进后的波浪模式计算结果与实测更为符合。

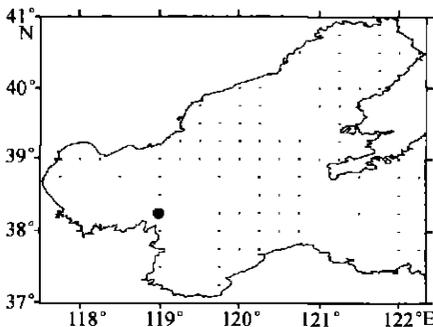


图 1 计算海域网格点及检验点

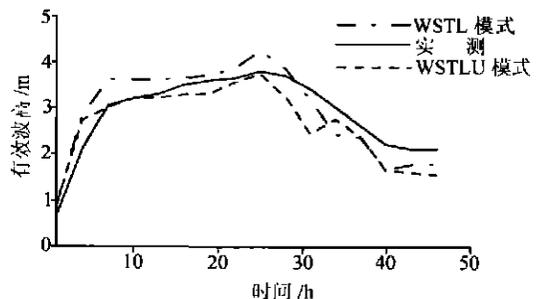


图 2 有效波高过程曲线比较

对悬沙模型系统的验证, 首先可以对模式的正确性进行检验, 称之为零测验。假定整个检验区域的泥沙初始浓度均为常数, 那么, 所有的泥沙来源均被切断; 所有的泥沙颗粒沉降速度为零; 在开边界上, 其泥沙浓度与内部区域相同。因此, 在此假定下, 泥沙浓度应永远保持为常数才能验证模型系统的有效性。在此检验过程中, 取初始泥沙浓度为  $40\text{mg/L}$ 。泥沙浓度分布的时间序列变化在  $I, J$  点不超过  $2\text{mg/L}$  (图 3)。图 4 显示模式运行 30d 后的整个区域的泥沙浓度分布情况, 明显可见泥沙浓度基本保持在  $40\text{mg/L}$  左右。

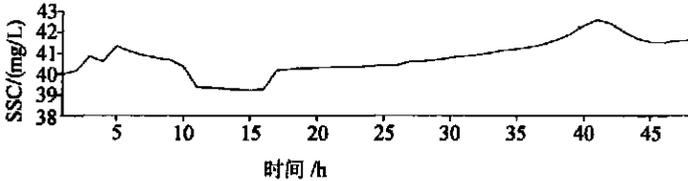


图 3 泥沙浓度分布的时间序列( $I=7, J=6$ )

模拟试验时间为 1964 年 4 月。由于没有连续的实测资料, 只能采用多年来统计的径流量和泥沙来量进行模拟。初始浓度取整个区域为零, 运行过程中, 径流量和泥沙来量均为常数, 统一取泥沙来量为  $54.7\text{mg/L}$ , 径流量为  $1870\text{mg/L}$  (见图 5、图 6)。由图 5、图 6 可看出, 黄河的泥沙进入渤海后主要沿两个方向输移: 一个朝西北方向进入渤海湾; 另一个则沿东南方向进入莱州湾。泥沙进入莱州湾后并不沿海岸输运, 首先运动到湾的中部, 然后才沿着岸线运动。随后, 将有一些泥沙沿岸线向东北方向运动并通过渤海海峡。进入渤海湾的泥沙通常沿南岸向西运动, 其卫星观测资料表明: 沿渤海湾的南岸总存在着高浓度的悬浮物 (图 4~6 中  $I$  为横坐标,  $J$  为纵坐标, 分辨率为  $15' \times 15'$ )。

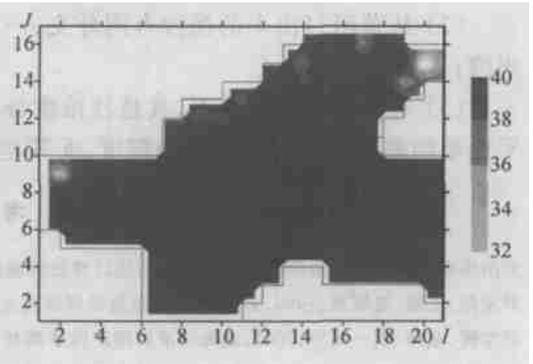


图 4 模式运行 30d 后泥沙的浓度 ( $\text{mg/L}$ ) 分布

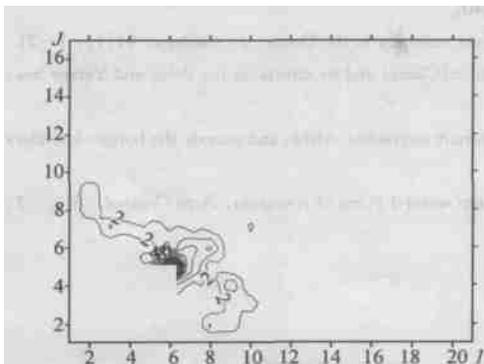


图 5 潮流作用模式运行 31d 后泥沙的浓度 ( $\text{mg/L}$ ) 分布

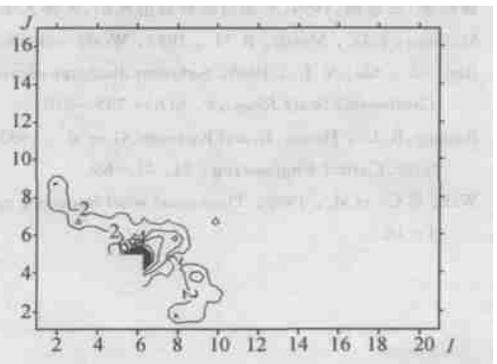


图 6 WSTLU 模式运行 31d 后泥沙的浓度 ( $\text{mg/L}$ ) 分布

由图还可看出,泥沙浓度的高值区在黄河口处分别向东南和西北方向延伸,且在河口的东北部出现低浓度区,这与计算结果相符。

另外,将图 5、图 6 比较可知,在有风浪的情况下,其悬沙浓度分布情况有了显著改变,整个海区总体含沙量水平比单纯潮流作用提高较大的幅度,尤其是在近岸带,风浪也是泥沙输运的动力因素。

## 五、结 论

本文所建立的二维悬沙模型系统能较好地模拟悬沙的输移规律,但限于时间和计算量的考虑,采用了较粗的网格;另外,由于泥沙的输移往往是与底床变形相联系,因而应在计算中加入此项研究;因缺乏实测资料,本文仅对泥沙的输运规律进行了探讨,得到以下结论:

- (1) 悬沙浓度的高值区在黄河口附近;
- (2) 从黄河口出来的泥沙有两分支,一支沿渤海湾南岸进入渤海湾,另一支则进入莱州湾;
- (3) 在有风浪的情况下,其悬沙浓度分布情况有了显著改变,整个海区总体含沙量水平比单纯潮流作用提高较大的幅度,尤其是在近岸带,风浪也是泥沙输运的动力因素。

## 参 考 文 献

- 方国洪等, 1990, 渤海油田海洋环境条件数值计算及区域性研究, 第四册, 中国科学院海洋研究所, 78.
- 尹宝树、王涛、范顺庭, 1994, YW-SWP 海浪值预报模式及其应用, 海洋与湖沼, 25(3): 293~300.
- 尹宝树、王涛、侯一筠等, 2001, 渤海波浪和潮汐风暴潮相互作用对波浪影响的数值研究, 海洋与湖沼, 32(1): 109~116.
- 王涛等, 1996, 埭岛海域海底长期冲淤变化规律及海水动力因素长期演化规律调查研究 第一分册, 中国科学院海洋研究所, 98.
- 沙玉清, 1965, 泥沙运动学引论, 中国工业出版社, 324.
- 武汉水利电力学院, 1982, 河流泥沙工程学, 水利出版社, 220.
- 罗肇森, 1992, 潮汐通道口拦门沙航道的淤积计算, 海洋工程, 156.
- 曹祖德、王运洪, 1994, 水动力泥沙数值模拟, 天津大学出版社, 240.
- Milliman, J. D., Meade R. H., 1983, World-wide Delivery of river sediment to the Ocean, *J. Geology*, 91(1): 1~21.
- Ren, M., Shi, Y. L., 1986 Sediment discharge of the Yellow River(China) and its effects on the Bohai and Yellow Sea *Continental Shelf Research*, 6(6): 785~810.
- Soulsby, R. L., Hamm, L. and Klopfman, G. et al., 1993, Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer, *Coastal Engineering*, 21, 41~69.
- Wen, S. C. et al., 1988, Theoretical wind frequency spectra in deep water-I Form of spectrum, *Acta Oceanol. Sin.*, 7: 1~16.

# A WAVE-TIDE-SURGE INTERACTION NUMERICAL MODEL AND ITS APPLICATION IN THE STUDY OF SUSPENDED SEDIMENT TRANSPORT<sup>\*</sup>

HOU Yijun, CHEN Momo, YIN Baoshu

(*Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences*)

## Abstract

A numerical model is applied here to simulate the transport of SS (suspended sediment). The whole model mainly consists of two parts:

One is the hydrodynamic model, the synchronous coupling of a modified second-generation wave model and a two-dimensional tide-storm-surge model, which provides the wave factors, 2-D current velocity and the sea surface elevation, and is used to study the interaction of waves, current, and storm surge. Storm-induced currents clearly affect the wave characteristics, especially the wave height.

The other is the SSC model, which uses the current data acquired from the above model to drive the movement of the SS, to simulate the distribution of SS. In the period of strong wind and surge, the SSC varies much more than that driven by puretidal currents, especially in the coastal zone, where wave also plays an important role in the process of SS transport, and can increase the SSC greatly.

Here we apply this model system to simulate the transport of the SS discharged from the Yellow river. The results showed that: the high SSC area is around the Yellow River Mouth. There are two branches of SPM from the Yellow River. One goes into the BoHai Gulf along its southern coast, while the other into the Laizhou Gulf and then transports out of the BoHai Sea through the BoHai Strait.