

渤海海峡沉积物输运的数值模拟^{*}

蒋东辉 高 抒[†] 程 鹏^{††}

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室 南京 210093)

[†](南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室 南京 210093)

^{††}(中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

提要 根据渤海海峡空间尺度的大小、潮流特征和沉积物的性质特征, 构造了一个平面二维沉积物输运数值模型。模拟结果显示, 在研究区内, 成山头附近的海底沉积物净输运向东南和东北, 渤海海峡西部的沉积物向西北输运, 北部大连沿岸的沉积物顺着辽东半岛向西南方向输运, 然后绕过辽东半岛的南端向北输运。在渤海海峡中部偏东, 沉积物的净输运趋势形成一个反时针方向的旋涡, 愈往中心沉积物的净输运率值愈小。海底冲淤趋势的计算结果与观测的结果相符, 且中部泥区和山东半岛北部近岸泥区正好对应于海底淤积区, 辽东半岛南岸的狭长泥带对应于淤积条带, 泥质区的边缘为冲刷区。

关键词 沉积物输运, 数值模拟, 泥质沉积, 渤海海峡

中图分类号 P737

渤海海峡形成于晚更新世晚期。海峡以细砂沉积为主, 海洋水动力在本区沉积中起着主导作用(刘振夏, 1982)。渤海海峡以泥质沉积为特征(秦蕴珊等, 1986), 物质主要来自渤海, 每年约有相当于黄河入海通量的 1% 的物质经由渤海海峡南部输往黄海(Martin *et al.*, 1993)。尹延鸿等(1994)分析探讨了渤海海峡区沉积物类型特征和分布规律, 发现沉积物的分区及其展布方向明显与本区的海流方向近于一致。1998 年 9 月和 1999 年 9 月, 根据在北黄海西部海区(即渤海海峡)进行的海洋地质与地球物理调查所获得的大量沉积物样品和实测数据, 程鹏等(2000)分析了沉积物样品的粒度、地球化学和粘土矿物成分, 进行了²¹⁰Pb 沉积速率测定及 ADCP 数据处理, 探讨了北黄海西部(渤海海峡)细颗粒沉积物的沉积特征和输运过程。

渤海海峡既有悬移质输运, 又有推移质输运, 然而迄今尚未建立统一的悬移质和推移质输运和海底冲淤的数值模型。董礼先等(1989)模拟了黄、渤海 M_2 潮流场与推移质搬运的关系, 认为潮流场在黄、渤海海区的沉积物输运中起主导作用。作者试图构造一个关于渤海海峡沉积物输运和海底冲淤的平面二维数值模型, 以进一步探讨渤海海峡的沉积动力特征。

1 研究区概况

渤海海峡位于北黄海西北部(图 1), 渤海海峡北部水深为 60—80m, 南部为 20—30m。

^{*} 国家自然科学基金资助项目, 49876018 号。蒋东辉, 男, 生于 1971 年 12 月, 博士, E-mail: dhjiang@ms.qdio.ac.cn

收稿日期: 2001-09-15, 收修改稿日期: 2002-05-15

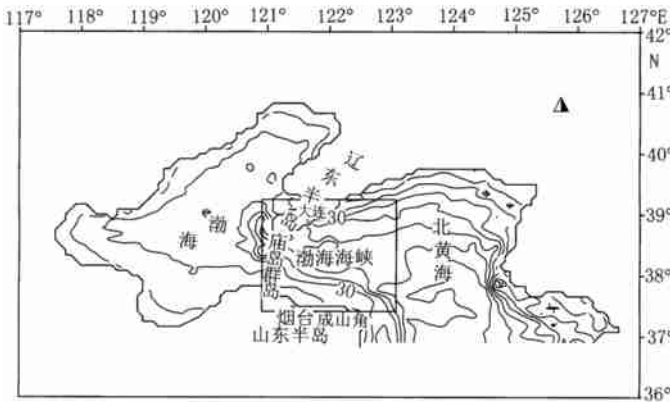


图 1 研究区位置图

Fig.1 Location of the study area

大陆和岛屿岬角附近海底沉积物类型主要是粗砂、砾石等粗颗粒沉积物。靠近山东半岛北岸为宽阔的水下阶地,等深线平行于海岸,坡度较小,仅为 5/10000,这里水流较弱,为细颗粒沉积物。成山头东侧有南北向的冲刷槽,北部水深达 60m 以上,南部水深 30—40m,是沿岸流和潮流长期冲刷的结果。

渤海海峡潮汐以半日潮为主,

仅山东半岛和辽东半岛沿岸为不规则半日潮。海峡区的平均潮差约为 1m。K₁、O₁ 分潮无潮点在海峡南侧, M₂、S₂ 的无潮点在其东侧的成山头附近。潮流流速最强区出现在老铁山水道,约为 0.6—1.0m/s,山东半岛北部烟台外海有一弱流区,流速不到 0.2m/s,潮波在渤海海峡表现为明显的前进波(刘爱菊等,1984)。

2 研究方法

2.1 沉积物输运建模

取正交笛卡尔坐标系, (X, Y) 坐标面位于未扰动的平均海平面, X 轴向东为正, Y 轴向北为正, Z 轴垂直向上, 沿水深平均的平面二维水流运动方程组可以表示为:

水流连续方程

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial UH}{\partial X} + \frac{\partial VH}{\partial Y} = 0 \quad (1)$$

X 方向动量方程

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial X} + V \frac{\partial U}{\partial Y} - fV = -g \frac{\partial \zeta}{\partial X} - g \frac{(U^2 + V^2)^{1/2} U}{c^2(h + \zeta)} \quad (2)$$

Y 方向动量方程

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial X} + v \frac{\partial V}{\partial Y} + fU = -g \frac{\partial \zeta}{\partial Y} - g \frac{(U^2 + V^2)^{1/2} V}{c^2(h + \zeta)} \quad (3)$$

式中 U、V 表示深度平均流速在 X、Y 方向的分量, f 为科氏力, $f = 2\omega \sin \phi$, ω 为地球自转角速度, ϕ 为纬度, g 为重力加速度, c 为谢才系数, h 为海平面以下的水深, ζ 为水位(起算基准面为平均海平面), H 为全水深, $H = h + \zeta$, 野外观测期间风力很弱, 因此在动量方程中忽略了风应力项; 此外, 由于动量水平扩散项的作用是加强数值计算的稳定性, 而不会对计算的结果造成影响, 在本文中把该项忽略掉。

假定悬沙的水平速度和水流速度相同, 垂向积分悬沙质量守恒的三维扩散运动方程, 并应用海底和海面边界条件, 可得到二维悬沙平衡输运基本方程:

$$\frac{\partial HC}{\partial t} + \frac{\partial UHC}{\partial X} + \frac{\partial VHC}{\partial Y} = \frac{\partial}{\partial X} (HK_X \frac{\partial C}{\partial X}) + \frac{\partial}{\partial Y} (HK_Y \frac{\partial C}{\partial Y}) + \alpha \omega (\beta_1 C^* - \gamma_1 C) \quad (4)$$

式中 C 为悬沙浓度, K_X、K_Y 为水平方向的悬沙扩散系数, 式中 C* 为悬沙的挟沙力,

α 为泥沙恢复饱和系数, ω_s 为悬沙的沉降速度, β_1 、 γ_1 为判别系数:

$$\beta_1 = \begin{cases} 1 & \left(\overline{U} \geq u_c \right) \\ 0 & \left(\overline{U} < u_c \right) \end{cases}, \quad \gamma_1 = \begin{cases} 1 & \left(\overline{U} \geq u_f \right) \\ 0 & \left(\overline{U} < u_f \right) \end{cases} \quad (5)$$

式中 u_c 为泥沙起动流速, u_f 为泥沙悬浮流速, $\overline{U}$ 为 X 、 Y 方向垂向平均流速的合成。

推移质输沙率的计算采用 Hardisty(1983) 公式:

$$Q = k_1 (U_{100} - U_{100cr}) U_{100} \quad (6)$$

式中 Q 为推移质输沙率, U_{100cr} 为距海底 100cm 处推移质的临界起动流速, k_1 可以用沉积物中值粒径 D_{50} 进行相关分析得出, k_1 的计算式为(Wang *et al.*, 2001):

$$k_1 = \frac{1}{8.9(D_{50})^{0.29}} \quad (7)$$

式中 D_{50} 为中值粒径, 单位为 m, k_1 的单位为 $\text{kg} \cdot \text{s}^2 / \text{m}^4$ 。

推移质临界起动流速 U_{100cr} 根据 Miller 等(1977) 给出的沉积物起动流速计算公式:

$$U_{100cr} = 122.6d^{0.29} \quad d < 0.2\text{cm} \quad (8)$$

以上两式中 U_{100cr} 的单位为 cm/s , d 的单位为 cm 。但是 Miller 的临界起动流速公式只对非粘性沉积物颗粒适用。对于渤海海峡泥质沉积区的粘性颗粒, 采用 Sternberg 等(1985) 提出的图解法确定, 取其临界流速为 30cm/s 。

在海洋环境中, 距离海底 1m 处的流速 U_{100} 被认为对沉积物的搬运具有重要的作用(Gadd *et al.*, 1978)。由于文中应用的是二维潮汐潮流数学模型, 得到的是垂向平均流速, 因此, 需要利用垂向平均流速来估算 U_{100} 。

假定在计算区域的整个水深 H 内, 流速的剖面分布满足 Van Kaman-Prandtl 公式:

$$U = \frac{U_*}{\kappa} \ln \frac{Z}{Z_0} \quad (9)$$

式中 U 为距底高度 Z 处的流速, U_* 为摩阻流速, κ 为 Von Karmen 常数($= 0.4$), Z_0 为底床糙率或海底粗糙高度(Dyer, 1986)。在整个水深 H 内, 对(9)式进行深度积分平均, 可得摩阻流速 U_* 和 U_{100} 的计算表达式:

$$\overline{U} \cong \frac{U_*}{\kappa} \left[\ln \frac{H}{Z_0} - 1 \right] = \frac{U_*}{\kappa} \ln \frac{H}{eZ_0} = \frac{U_*}{\kappa} \ln \frac{0.368H}{Z_0} \quad (10)$$

$$U_* = \kappa \overline{U} / \ln \frac{0.368H}{Z_0} \quad (11)$$

$$U_{100} = - \frac{\ln Z_0}{\ln 0.368H - \ln Z_0} \overline{U} \quad (12)$$

式中 $\overline{U}$ 为深度积分平均流速。(10)式表明: 垂线平均流速等于 $0.368H$ 处的流速。

利用 1998 年 9 月 5 日—18 日在渤海海峡中部进行的 4 个 ADCP 定点观测站的 12.5h 垂向分层流速过程数据, 对(10)式进行了验证(如图 2), 除了 T4 站相关性差一点外(可能是野外观测受到天气、风浪等因素的影响), 其他 3 个测站相关系数达到了 0.9 左右。表明利用(12)式计算垂线平均流速是可行的。

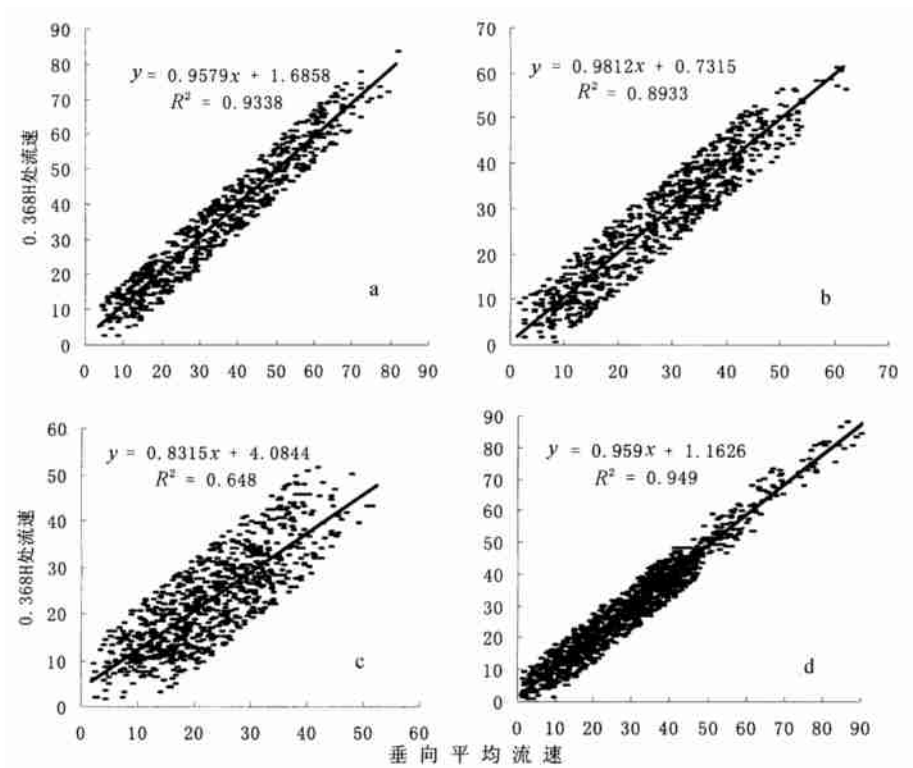


图 2 ADCP 测站垂向平均流速和 0.368H 处流速的对比(纵横坐标流速单位为 cm/s)

Fig 2 Comparison between vertically averaged current velocities and the current velocities at 0.368H measured by an ADCP at 4 stations within the Bohai Strait
a 为 T1 站; b 为 T2 站; c 为 T4 站; d 为 T5 站

在悬沙数学模型中, 泥沙起动流速选用武汉水院公式¹⁾:

$$u_c = \left(\frac{H}{d} \right)^{0.14} \left[17.6 \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} d + 6.05 \times 10^{-7} \frac{10 + H}{d^{0.72}} \right]^{1/2} \tag{13}$$

泥沙悬浮流速采用沙玉清(1965)公式:

$$u_f = 0.812 d^{0.4} \omega_s^{0.2} H^{0.2} \tag{14}$$

悬沙的挟沙力选取窦国仁等(1995)公式:

$$C^* (\omega_s) = 0.023 \left[\frac{\gamma_s \gamma}{\gamma_s - \gamma} \frac{(U^2 + V^2)^{3/2}}{c^2 H \omega_s} \right] \tag{15}$$

对不能再悬浮泥沙粒径分组界限采用悬浮指标(陆永军等, 1993)的方法:

$$Z^* = \frac{\omega_s}{K u_*} \tag{16}$$

当 $Z^* \gg 5$ 时泥沙运动状态为推移质, 取 $Z^* = 5$ 时的沉速 ω_s 对应的泥沙粒径。

1) 武汉水利电力学院, 1981. 河流泥沙工程学(上册). 北京: 水利电力出版社, 52
©1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

沉降速度 ω_s 由下式计算(张瑞瑾, 1997):

$$\omega_s = \sqrt{\left[13.95 \frac{v}{d}\right]^2 + 1.09 \frac{Y_s - Y}{Y} g d} - 13.95 \frac{v}{d}$$

(17)

传统的方法均以泥沙输运率散度的正负来表征海底的冲淤状况,但是,根据散度的定义,散度的正负只能说明物质流出或进入某一系统,而不直接说明海底是冲还是淤。因此,采用海底泥沙通量来表征海底的冲淤状态,使之具有明显的物理意义。对于长为 ΔX 、宽为 ΔY 、水深为 H 的水柱,根据物质守恒定律,有:

$$\frac{\partial HC}{\partial t} + \frac{\partial Q_X}{\partial X} + \frac{\partial Q_Y}{\partial Y} + (Q_B + Q_S) = 0$$

(18)

式中 C 是悬沙浓度; Q_X 、 Q_Y 为泥沙输沙率在 X 、 Y 方向的分量; Q_B 为单位面积海底的泥沙通量; Q_S 为单位面积海面的泥沙通量。 Q_B 为正,表示海底冲刷; Q_B 为负,表示海底淤积;冲淤强度由 Q_B 量值的大小来描述。在本文的研究中,由于 Q_S 的量值非常小,忽略它不会影响最终的计算结果,因此在本文中没有考虑这一项。

2.2 数值方法

数值模拟已成为当今人类认识海洋环境沉积物输运的一个重要手段(白玉川等, 2000; 江文胜等, 2000),在确定沉积物输运数学模型之后,选择恰当的数值方法,是模拟计算成功的关键。

ADI 法(Alternating Direction Implicit Method)由于采用隐显交替的运算步骤,使误差的增长部分彼此抵消,因而稳定性好,较显式计算方法可允许采用较大的时间步长,同时较全隐格式又缩小了计算矩阵的尺度,在数值计算中得到了广泛的应用(张二骏等, 1985)。流场的计算和时间离散采用 ADI 方法。差分网格使用交错网格(Arakawa C 网格),如图 2 所示。

把一个时间步长 Δt 分成两个半步长 $1/2 \Delta t$,在前半个步长,沿 X 轴方向对 U 、 ζ 隐式求解,然后对 V 显式求解;后半步长,沿 Y 轴方向把 U 、 V 对调可依次求出 V 、 ζ 、 U 。这样随着时间的增加,即可获得不同时间层各个量的数值解。ADI 法的详细推导见曹振轶(1998)¹⁾,悬沙输运方程采用分步的方法求解(Shi *et al.*, 1996)。

2.3 计算区域和输入条件

数值模型计算范围为东经 $117^{\circ} - 127^{\circ} \text{E}$, $36^{\circ} 50' - 41^{\circ} \text{N}$ 。网格分辨率为 $5' \times 5'$ 。遵循 Courant-Friedrichs-Lewy 条件,取时间步长 $\Delta t = 180 \text{s}$ 。柯氏参数选为全域平均地理纬度 $\phi = 39^{\circ}$ 。

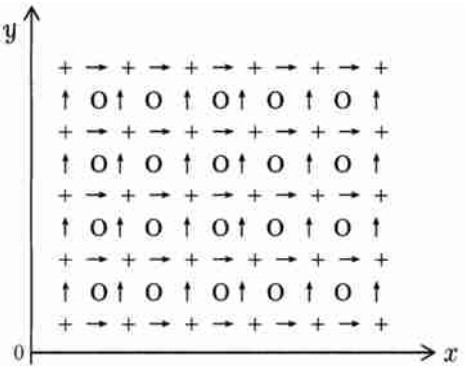


图 3 变量在网格中的定义

Fig. 3 Definition of variables in the grid system

图中+ 为水位点 ζ 、悬沙含量 C 、推移质
输运矢量 $\vec{Q}$ 、海底通量 Q_B ; $\circ$ 为水
深点; $\vec{u}$ 为流速 U ; $\vec{v}$ 为流速 V

1) 曹振轶, 1998. 黄河悬沙扩散的二维数值模拟. 青岛海洋大学硕士学位论文, 9—14
©1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

海域各点的水深从 1966 年版的中华人民共和国海军水道图(华北沿岸、东北海岸及朝鲜西岸)中的黄海北部及渤海上读取,然后订正到平均海面上。海底摩擦对于流动的影响最大,是以谢才系数表达的,其计算采用金子安雄(1975)的经验关系,谢才系数 $c = 1/n(\bar{h})^{1/6}$, $\bar{h}$ 是计算点周围水深的平均值; n 是曼宁系数,在本文中取为 0.02。

海底沉积物粒度参数取自全国海洋普查报告(秦蕴珊等, 1965¹⁾和程鹏, 2000²⁾中的粒度分析结果及其海底沉积物类型分布图)。研究区以外的区域参照 Saito 等(1994)的东中国海海底表层沉积物类型分布图。在计算区域内,最有可能影响到研究区(渤海海峡)的是携带巨量泥沙进入渤海的黄河。根据秦蕴珊等(1986)的研究,渤海海峡受黄河入海泥沙的直接影响较弱。因此假定黄河物质在进入渤海海峡之前已经历过沉降再悬浮,不存在从黄河直接输入渤海海峡的物质。

2.4 初始条件和边界条件的确定

2.4.1 初始条件 本模式初始条件涉及流速分量 U 、 V 、水位 ζ , 由于流速和水位对外界动力响应较快,初始场对最后趋于准定常的结果没有什么影响,因此,流速和水位的初值一般均取为零。在潮流场的计算达到稳定后,时间积分到 3 个 M_2 潮周期的时候,开始运行悬沙输运数学模型,悬沙浓度的初值由已有的资料(秦蕴珊等, 1965³⁾;程鹏, 2000⁴⁾)确定。

2.4.2 边界条件 对水位来说,在水域边界 Γ_1 上有:

$$\begin{aligned}\zeta(X, Y, t)|_{(X, Y) \in \Gamma_1} &= \zeta_t(X, Y, t)|_{(X, Y) \in \Gamma_1} \\ \zeta_t^m(X, Y, t)|_{(X, Y) \in \Gamma_1} &= \zeta^m \cos\left[\frac{2\pi}{T_m}k\Delta t - g_m\right]\end{aligned}$$

式中 ζ_t^m 、 g_m 、 T_m 分别为开边界各水位点上 M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1 的振幅、迟角和分潮周期;开边界上各水位点上的调和常数直接从海洋图集编委会(1993)编写的《渤海、黄海、东海海洋图集》⁵⁾摘取。开边界流速处理为法向无梯度,切向流速无流动。

在陆域边界 Γ_2 上: $V \cdot n = 0$, 其中 n 为陆域边界 Γ_2 的法向矢量, V 表示流速矢量;在水域边界 Γ_1 上,悬沙浓度的边值由已有的资料(秦蕴珊等, 1965³⁾;程鹏, 2000⁴⁾)确定。在陆域边界 Γ_2 上,有 $\frac{\partial C}{\partial n} = 0$ 。

3 模型计算结果

3.1 潮汐模型的验证

在渤海海峡区域,占主要地位是 M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1 4 个主要分潮,因此,作者计算了这四个分潮,以反映本研究区的潮汐潮流特征和控制沉积物输运的潮流状况。首先根据数值模式和开边界上这 4 个分潮的调和常数,计算出各网格点上这 4 个分潮的振幅和位相。

1) 秦蕴珊,赵一阳等,1965 全国海洋普查报告(地质部分). 中国科学院海洋研究所,1-51:1-84

2) 程鹏,2000 北黄海细颗粒物质的沉积特征与运输过程. 中国科学院海洋研究所博士学位论文,46-48

3) 秦蕴珊,赵一阳等,1965 全国海洋普查报告(地质部分). 中国科学院海洋研究所,1-49:1-299

4) 程鹏,2000 北黄海细颗粒物质的沉积特征与运输过程. 中国科学院海洋研究所博士学位论文,81-89

5) 海洋图集编委会编,1993 渤海、黄海、东海海洋图集(水文). 北京:海洋出版社,429-432

根据各分潮调和常数计算值与计算海区沿岸 42 个验潮站调和常数的误差比较(如表 1): 振幅差除个别测站达到 11cm 外, 绝大多数测站在几个厘米之内, 误差的平均值在 4cm 以内; 迟角差除个别测站达到 19° 外, 绝大多数在几度之内, 误差平均值在 7° 以内。模拟得到的各分潮的计算结果是合理的。

3.2 海底冲淤状况

若黄河物质在进入渤海海峡之前已经历过沉降-再悬浮过程, 因而黄河物质不能无沉降地直接输入渤海海峡, 则海底的冲淤演化状况的计算结果如图 4 所示。

表 1 42 个站位的分潮调和常数计算值与实测值的比较

Tab 1 Comparison between the calculated sub-tidal amplitudes/ phases and the observed ones at the coastal observation sites

分 潮	振幅: 实测 计算值 (cm)		迟角: 实测-计算值 (°)	
	最 大	平 均	最 大	平 均
M_2	11.66	4.13	13.48	4.58
S_2	10.27	2.68	19.22	6.70
K_1	4.74	2.58	14.15	5.32
O_1	4.82	2.50	17.18	6.84

从图 4 中可以看到, 北黄海中部的泥区基本上为淤积区, 其边界形状与泥区分布基本一致。在山东半岛北部近岸, 也有大片淤积区, 对应于山东半岛北侧海域的泥质沉积带。在辽东半岛沿岸有一条淤积带, 与该处的近岸狭窄泥质沉积条带相符合。在成山头、老铁山水道、辽东半岛南岸近海以及庙岛群岛附近为冲刷区, 与该处沉积物类型相符(砂质粉砂)。

3.3 沉积物净输运率

计算了一年沉积物净输运的大小和方向, 如图 5 所示。在研究区内, 沉积物输运的总体格局是: 成山头附近的海底沉积物净输运向东南, 往北转为东北和北方向。海峡西部的沉积物向西北输运, 北部大连沿岸的沉积物顺着辽东半岛向西南方向输运, 然后绕过辽东半岛的南端向北输运; 渤海海峡中部偏东, 沉积物的净输运趋势形成一个反时针方向的旋涡, 愈往中心沉积物的净输运量值愈小。山东半岛的北部近岸沉积物搬运的量值非常小。

根据本区的粒径趋势分析, 渤海海峡南侧的沉积物不仅有向东的净输运趋势, 还有强

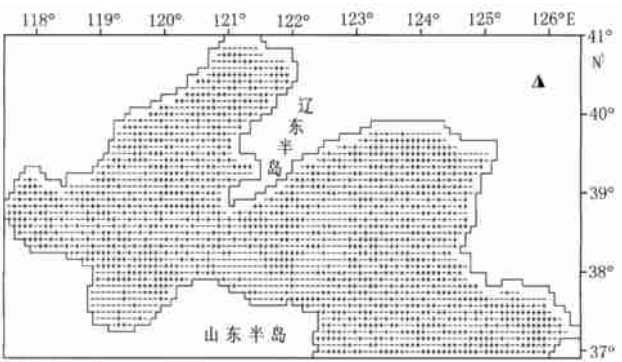


图 4 海底冲淤分布图(正号表示冲, 负号表示淤)
Fig 4 Distribution of erosion(positive sigh) and accretion(negative) areas

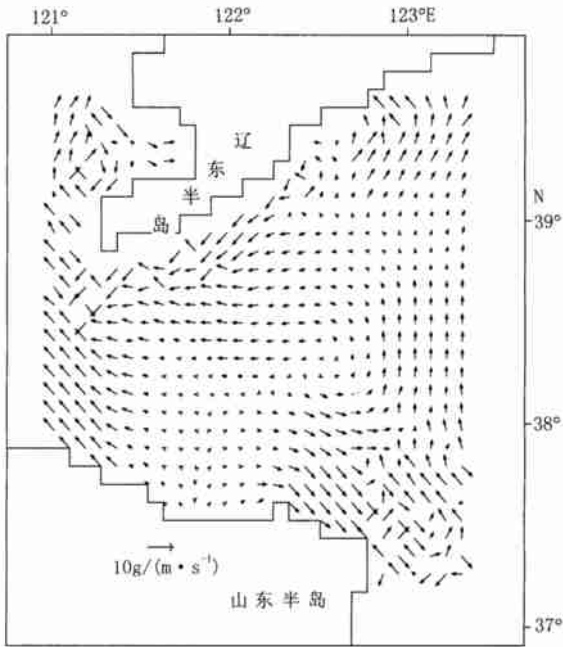


图 5 渤海海峡沉积物净输运矢量图

Fig 5 Vedorgraph of net sediment transport over the Bohai Strait region

烈的向东北(北黄海中部)的净输运趋势,而这一趋势没有被以往的研究指明(程鹏等, 2000)。将图 5 与粒径趋势分布图进行对比发现,在渤海海峡南侧两者是一致的。然而,在北侧的辽东沿岸和西侧的庙岛群岛附近,两者存在着很大的差距。这种差别是由于底质条件不符合该方法的前提条件。此外,粒径分析方法的采样间距不能跨越不同的沉积环境等(程鹏等, 2000),该趋势图的采样间距达 20—30km,这可能会对粒径趋势分析结果产生影响(从沉积物类型分布图和海底冲淤图来看,采样间距跨越了沉积和冲刷两种沉积环境)。

4 结语

4.1 建立了统一的悬移质和推移质输运和海底冲淤的平面二维数值模型,以模拟渤海海峡沉积物输运格局和海底冲淤演变。

4.2 沉积物净输运率计算结果显示,在

研究区内,成山头附近的海底沉积物净输运向东南,往北转为东北和北方向;渤海海峡西部的沉积物向西北输运,北部大连沿岸的沉积物顺着辽东半岛向西南方向输运,然后绕过辽东半岛的南端向北输运。在渤海海峡中部偏东,沉积物的净输运趋势形成一个反时针方向的旋涡,愈往中心沉积物的净输运量值愈小。

4.3 海底冲淤趋势图与沉积物的分布对应良好,中部泥区和山东半岛北部近岸泥区正好对应于海底淤积区,辽东半岛南岸的狭长泥带也对应于淤积条带,泥质区的边缘为冲刷区。这一计算结果与观测结果相符。

参 考 文 献

尹延鸿,周青伟,1994. 渤海东部地区沉积物类型特征及分布规律. 海洋地质与第四纪地质,14(2): 47—54
白玉川,顾元炎,蒋昌波,2000. 潮流波浪联合输沙及海床冲淤演变的理论体系与其数学模型. 海洋与湖沼, 31(2): 186—196
江文胜,孙文心,2000. 渤海悬浮颗粒物的三维输运模式 I . 模式. 海洋与湖沼, 31(6): 682—688
刘爱菊,尹逊福,卢 铭,1984. 黄海潮汐特征(II). 黄渤海海洋, 2(2): 24—27
刘振夏,1982. 黄海表层沉积物的分布规律. 海洋通报, 1(1): 43—51
陆永军,刘建军,1993. 荆江重点浅滩整治的二维动床数学模型研究. 泥沙研究, 1: 37—51
沙玉清,1965. 泥沙运动学引论. 北京:中国工业出版社, 88
张二骏,张东升,王绍全等,1985. 二维非稳定流数值研究的某些进展. 海洋通报, 4(5): 57—60
张瑞瑾,1997. 河流泥沙动力学. 北京:中国水利水力出版社, 50

- 金子安雄, 崛江毅, 村上和男, 1975. 港湾研究所技术报告. 14(1): 3—61
- 秦蕴珊, 李 凡, 1986. 黄河入海泥沙对渤海和黄海沉积作用的影响. 海洋科学集刊, 27: 125—135
- 程 鹏, 高 抒, 2000. 北黄海西部海底沉积物粒度特征和净输运趋势. 海洋与湖沼, 31(6): 604—615
- 董礼先, 苏纪兰, 王康 , 1989. 黄渤海潮流场及其与沉积物搬运的关系. 海洋学报, 11(1): 102—114
- 窦国仁, 董风舞, Xibing Dou, 1995. 潮流和波浪的挟沙能力. 科学通报, 40(5): 443—336
- Dyer K R, 1986. Coastal and estuarine sediment dynamics. New York: John Wiley & Sons, 77
- Gadd P E, Lavelle J W, Swift D J P, 1978. Estimate of sand transport on the New York shelf using near bottom current meter observations. Journal of Sedimentary Petrology, 48: 239—252
- Hardisty J, 1983. An assessment and calibration of formulation for Bagnold's bedload equation. Journal of Sedimentary. Petrology, 53: 1007—1010
- Martin J M, Zhang J, Shi M C *et al*, 1993. Actual flux of the Huanghe (Yellow River) Sediment to the western Pacific Ocean. Netherlands Journal of Sea Research, 31 (3): 243—254
- Miller M C, McCave I N, Komar P D, 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. Sedimentology, 24: 507—527
- Saito Y, Yang Z, 1994. The Huanghe River: its water discharge, sediment discharge and sediment budget. Journal of Sediment Society, Japan, 40: 7—17 (in Japanese with English abstract and captions)
- Shi F Y, Zhen L Y, 1996. A BFG model for calculation of tidal current and diffusion of pollutants in nearshore areas. Acta Oceanologica Sinica, 15(3): 283—296
- Sternberg R W, Laren L H, Mial UY T, 1985. Tidally driven sediment transport on the East China Sea. Continental Shelf Research, 4: 105—120
- Wang Y P, Gao S, 2001. Modification to the Hardisty equation, regarding the relationship between sediment transport rate and particle size. Journal of Sedimentary Research, 71: 118—121

MODELLING SEDIMENT TRANSPORT IN THE BOHAI STRAIT

JIANG Dong-Hui, GAO Shu⁻, CHENG Peng⁻

(*Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071; Ministry of Education Key Laboratory for Coast and Island Development, Nanjing University, Nanjing, 210093*)

⁻(*Ministry of Education key Laboratory for Coast and Island Development, Nanjing University, Nanjing, 210093*)

⁻(*Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*)

Abstract A 2-D horizontal numerical model is designed to study bed-load and suspended load transport over the Bohai Strait region, taking into account the characteristics of the tides and sediment distribution patterns. The results indicate that in the study area net sediment transport near Chengshantou (the sedimentation part of the region) is directed towards the southeast and northeast; in the western Bohai Strait it is towards the northwest, along the eastern coast of Liaodong Peninsula towards the southwest, and along the western coast of the Peninsula towards the north. In the eastern central Bohai Strait, the net sediment transport pattern is characterized by an anti-clockwise eddy. The calculated patterns of seabed accretion/erosion are generally consistent with *in situ* observations. Furthermore, the central mud area and the coastal areas of Shandong Peninsula coincide with the accretional areas defined by the model, and the narrow mud strip along the southern coast of Liaodong Peninsula also corresponds to the accretional areas according to the model output, with erosion occurring on the edge of the mud deposits.

Key words Sediment transport, Numerical simulation, Mud deposits, Bohai Strait