

# POM 模式在河口湾污染物质输运过程模拟中的应用

管卫兵<sup>1,2,3</sup>, 王丽娅<sup>1</sup>, 潘建明<sup>3</sup>, 董礼先<sup>2,3</sup>

(1. 香港科技大学 海岸与大气研究中心, 香港 九龙; 2. 国家海洋局 海洋动力过程与卫星海洋学重点实验室, 浙江 杭州 310012; 3. 国家海洋局 第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012)

**摘要:** 具有复杂地形的河口湾, 由于冲淡水的影响, 湾内的流动具有很强的三维结构. 因此要再现河口湾各种过程, 必须进行三维数值模拟. 在实际应用中, 选用水平上采用正交曲线性网格和垂向上采用  $\sigma$  坐标的 POM 模式作为水动力模式比较合适. 本研究在 POM 模式的基础上添加了示踪粒子三维 Lagrange 运动轨迹计算及水质模块, 用以研究榆林湾水交换能力和污染物质输运过程.

**关键词:** 三维数值模式; 水交换; 污染物质输运; 榆林湾

中图分类号: P731

文献标识码: A

文章编号: 0253- 4193(2002) 03- 0009- 09

## 1 引言

河口湾兼具河口和湾双重特征: 上游有淡水输入而整体的动力条件又相对较弱, 造成的结果是水体的垂向混合差, 层化现象明显; 淡水在上层由主水道快速向外倾泻, 咸水则从下层入侵湾内, 即在纵向剖面存在一个余环流. 由于受冲淡水和地形的共同影响, 河口湾的水平流路也复杂多变. 由此可知, 河口湾的流动具有很强的三维结构, 任何一种二维模式(水平或垂向)都不可能正确反映这个结构. 出于计算量和简单性的考虑, 过去常常使用水平二维模式来进行环境影响评价研究, 但是由于其不能反映出表层冲淡水相对快速下泻这一重要特征, 故得出的结果过于保守, 计算获得的污染物质在河口湾内的滞留时间往往较实际要长. 为了改善这种状况, 必须使用三维数值模式, 而将广泛应用的普林斯顿海洋模式(POM)用作水动力模式不失为一种好的选择.

POM 模式计算机代码起源于 Alan Blumberg 和 George Mellor<sup>[1]</sup> 1987 年创建的模式. 其后在许多人的努力下, 该模式代码不断地得到改进, 并应用于各种海洋问题. POM 模式包括

收稿日期: 2001- 01- 08; 修订日期: 2001- 08- 27.

基金项目: 香港赛马会慈善信托基金会资助项目“珠江水域污染研究计划(PREPP)”; 国家海洋“863”计划资助项目(818- 09- 01) 国家海洋局青年海洋科学基金资助项目(97502).

作者简介: 管卫兵(1968-), 男, 江苏省南通市人, 副研究员, 硕士, 从事河口及陆架海洋过程的数值研究.

自由表面、非线性平流项、耦合的密度和速度场、径流、反映垂直混合的2阶湍流闭合模型等；并且它已被设计得很容易进行“真实”模拟；此外，水平面上的正交曲线性坐标和垂向的 $\sigma$ 坐标的结合可以使模拟者只对感兴趣区域处的网格进行加密处理，既可控制计算量，又不牺牲笛卡尔格点方案熟知的特性。在POM模式的基础上添加一些其他模块，即可被用来模拟污染物质输运过程和河口湾的水交换能力。

河口湾水交换能力的强弱，在很大程度上决定着港湾环境容量的大小。在河口湾内，潮流振幅和迟角空间分布的不均匀性是导致相邻水体之间交换的主要原因。此外，余环流在水交换过程中也起着重要的作用。利用Euler-Lagrange方法可研究相邻水体之间交换，这种方法是通过计算随水流动的中性示踪粒子的Lagrange运动来揭示各水体之间的交换过程<sup>[2,3]</sup>。污染物质运动本来就是Lagrange运动，故利用三维水动力模式下的Euler-Lagrange方法不仅可以研究河口湾的水交换能力，而且还可以给出污染物质三维运动轨迹、滞留时间、最终去向、影响层次和影响范围等。但是示踪粒子三维Lagrange运动轨迹的计算比较困难，在水平正交曲线性坐标和垂向 $\sigma$ 坐标下更是如此，在国内还鲜见这方面的研究。本文以榆林湾为例说明如何使用POM模式来研究河口湾的水交换能力和模拟污染物质输运过程。

## 2 研究区域简介

榆林湾和三亚湾是紧邻三亚市的两大海湾。随着旅游业的发展和城市人口的增加，注入海湾的城市污水量不断加大，同时湾内不断发展网箱养殖业，也给海湾带来污染。近几年的水质监测说明湾内已存在富营养化状态，对三亚市热带海滨旅游资源和水产养殖都构成了严重威胁<sup>[4]</sup>。为保护三亚市海洋生态环境和海洋资源，必须进行系统的海域环境监测，并在此基础上进行深入的海洋环境容量研究。

研究海区包括榆林港、三亚港以及鹿回头角与榆林角之间的大东海、小东海(图1)。安游以北的区域我们称之为榆林湾。榆林湾为袋状湾，口门宽度约250 m，湾长约5.3 km，湾内最

宽处近2 km。榆林湾水深较浅，口门处最深为11.6 m，一般小于10 m。在安游附近的浅滩和斜对岸的较长的丁坝使水道有一个较大的弯曲，临近湾顶，水深更浅。湾的上游有大茅河输入淡水，但淡水流量较小，年平均流量为 $1.42 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

图1也给出了香港科技大学研究中心与国家海洋局第二海洋研究所于1997年9月的现场观测站位及1992年进行的历史观测站位。1997年调查包括32个水文水质大面观测站和3个水文水质连续观测站，而1992年只包括2个水文水质连续观测站和一个连续观测1个月的潮位站。

通过分析这些资料可知，整个海区属于混合潮型海区，流速较小，但受冲淡水和地形的影

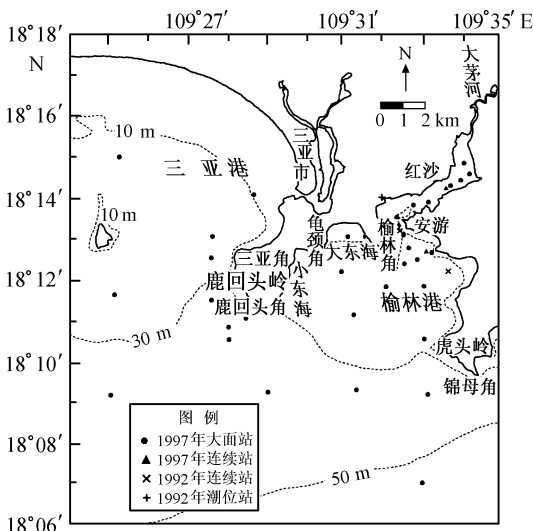


图1 研究区域地形及观测站位

响, 流路复杂多变, 流动有明显的垂向结构; 温盐的水平分布表现为近岸变化较大, 而在外海相对较为均匀. 榆林湾是一个层化很强的河口湾, 它的垂向混合很弱. 外海水域的水质良好, 仍属一类水体, 而榆林湾内海水则已有部分项目超标现象.

### 3 模型概述

本研究以 POM 模式为基础, 并添加了水质和示踪粒子三维追踪模块, 以下将对整个模型的要点作一简单介绍. 假设  $\vec{u}$  为水平速度矢量, 其对应速度分量  $(u, v)$ ,  $\Delta$  为水平梯度算子, 于是在  $(x, y, z)$  直角坐标下模式的方程组为

$$\Delta \cdot \vec{u} + w_z = 0, \quad (1)$$

$$\vec{u}_t + \vec{u} \cdot \Delta \vec{u} + w \vec{u}_z + f \vec{k} \times \vec{u} = - \Delta p / \rho_0 + (K \vec{u}_z)_z + \Delta (A \Delta \vec{u}), \quad (2)$$

$$\rho_g = - p_z, \quad (3)$$

$$e_t + \vec{u} \cdot \Delta e + w e_z = (K_e e_z)_z + \Delta (A \Delta e), \quad (4)$$

$$\rho = \rho(T, S), \quad (5)$$

式中,  $w$  为垂直速度;  $f$  为科氏参数;  $\rho_0$  参考密度;  $p$  和  $\rho$  分别代表压强和密度;  $e$  不仅可以表示温度  $T$  和盐度  $S$ , 还可以表示化学物质浓度, 在表示化学物质时式(4)中必须添加源、汇项以体现各种化学反应或衰减的量; 垂直涡动黏性系数  $K$  和扩散系数  $K_e$  由二阶湍流闭合关系获得<sup>[5]</sup>; 参数  $A$  代表水平黏性和扩散系数, 可以用 Smagorinsky 扩散公式来对其参数化:

$$A = C_a \Delta x \Delta y \langle u_x^2 + v_y^2 + 0.5(u_y + v_x)^2 \rangle^{1/2}, \quad (6)$$

其中,  $\Delta x, \Delta y$  为水平格距;  $C_a$  是一个常数, 取为 0.15.

在本研究中, 模式仅考虑盐度 ( $S$ ) 对斜压场的贡献而不计算温度场, 温度 ( $T$ ) 保持一常数 ( $T = 27^\circ \text{C}$ ).

实际运行的模式在水平面上采用正交曲线性坐标和而在垂直方面上则取为  $\sigma$  坐标, 为此必须对控制方程作必要的转换, 有关细节见文献[1]. 利用 Ives 和 Zacharias<sup>[6]</sup> 概括的等角投影法生成整个计算区域的正交曲线性网格(图2), 对感兴趣的榆林湾、榆林港及附近区域进行了加密, 以达到足够的计算分辨率. 整个计算区域最小网格间距为 69 m, 最大为 1 155 m, 平均 281 m. 在垂向上, 整个数值模型具有 9 个  $\sigma$  层; 其中, 在表、底附近使用了对数关系加密层次, 以更好地分辨上层淡水和底边界层.

在模式计算区域中, 西、南两边界为水域开边界; 而北、东两边界分别有三亚河和大茅河的入口. 在本研究中, 不考虑海面风应力的作用, 也不考虑表层的浮力通量(盐通量); 模式是在侧边界条件的驱动下运行的.

在南边界, 模式使用由 4 个调和常数 ( $M_2, S_2, K_1$  和  $O_1$ ) 预报的潮位值给定边界上每个计算时刻的水位值. 外海区域的潮波大致上从东向西传播, 这一点已反映在调和常数中迟角的

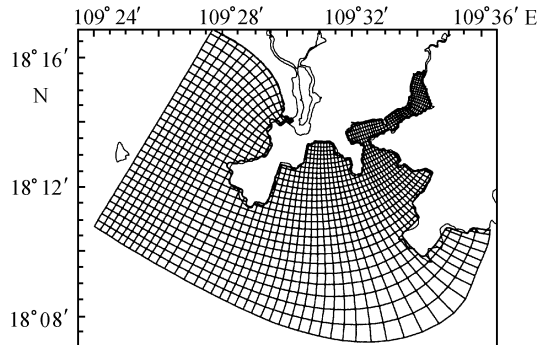


图2 模型水平网格分布

沿程变化上. 在西边界, 用 Sommerfeld 形式的辐射边界条件计算外模速度(垂向平均速度), 具体形式如下

$$U_t + cU_n = 0, \quad (7)$$

其中,  $U$  为对应边界的法向( $n$  向)外模速度;  $c = (gH)^{1/2}$  (这里,  $g$  表示重力加速度,  $H$  表示水深)是源自计算域内部的近边界处扰动的位相速度. 在北、东两河口边界, 给出外模速度随时间变化的表达式. 三亚河和大茅河雨季流量分别给定为  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  和  $3 \text{ m}^3/\text{s}$ .

至于盐度边界条件, 当边界上的流动处于流出计算区域的状态时, 区域内部的值需要被平流出来:

$$S_t + uS_n = 0, \quad (8)$$

其中,  $u$  为对应边界的法向( $n$  向)速度; 而当边界上的流动处于入流状态时, 则需给出边界上的盐度值, 给定方式使用 Thatcher-Harleman 型公式<sup>[7]</sup>, 其形式为

$$\begin{cases} S(t) = \alpha(t) S_{\max} + [1 - \alpha(t)] S_{\text{lws}}, & t_{\text{lws}} \leq t \leq t_{\text{lws}} + T_{\text{TH}}, \\ S(t) = S_{\max}, & t_{\text{lws}} + T_{\text{TH}} \leq t \leq t_{\text{hws}}, \end{cases} \quad (9)$$

其中,  $T_{\text{TH}}$  为 Thatcher-Harleman 时间延迟(返回时间), 即低潮位憩流时刻  $t_{\text{lws}}$  以后的  $T_{\text{TH}}$  时段内, 盐度将介于低潮位憩流时盐度值  $S_{\text{lws}}$  和最大盐度  $S_{\max}$  之间, 而此后一直到高潮位憩流时刻  $t_{\text{hws}}$  间的盐度均等于  $S_{\max}$ . 函数  $\sin^2(\theta)$  当自变量  $\theta$  处于  $0$  与  $\pi/2$  之间时的一个显著特性表现为: 曲线斜率以  $\pi/4$  轴对称, 自变量临近  $0$  与  $\pi/2$  时, 函数值变化较为平缓, 而当自变量等于  $\pi/4$  时, 函数值变化最快.  $\sin^2(\theta)$  函数的这一特性海洋中高潮位憩流与低潮位憩流之间的变化规律十分吻合: 临近憩流时刻, 流动弱, 盐度变化小, 而在中间时刻流动急, 盐度变化特别快. 低潮位憩流之后的返回过程与上述过程正好相反, 但因为外海有广阔水体稀释流出的水体, 故返回时间会缩短为  $T_{\text{TH}}$ . 出于这种考虑, 可将时间函数  $\alpha(t)$  定义为

$$\alpha(t) = \sin^2 \left[ \frac{1}{2} \pi \frac{t - t_{\text{lws}}}{T_{\text{TH}}} \right], \quad (10)$$

返回时间的大小取决于计算区域外流的总体状况. 在外海边界, 由于历史观测资料的缺乏, 只能根据大面观测资料给出外海各点盐度的最大值. 此外, 我们对 Thatcher-Harleman 时间延迟  $T_{\text{TH}}$  的敏感性也进行了分析; 结果表明, 该时间因子影响不大, 因为开边界处水体混合程度较好, 亦即盐度梯度较小. 在两河口边界, 仿效海边界盐度边界条件形式, 给出了当地瞬时盐度与最小盐度值  $0$  及高潮憩流时盐度值之间的关系, 并通过敏感性试验给定适当的  $T_{\text{TH}}$  值(最终取值为  $1 \text{ h}$ ), 来正确反映河口的盐度梯度, 进而正确反映河口环流的垂直结构.

中性示踪粒子的轨迹可通过对三维模式中速度场的数值积分来求得. 确定给定时刻 Lagrange 示踪粒子位置的数值技术细节可参见文献[8, 9]. 其主要过程是, 首先将速度场线性插值到粒子位置而获取粒子位置上的速度值. 在计算中, 曾尝试改用三次函数插值方法代替线性插值, 但计算得到的粒子轨迹并没有实质性的改变. 有了速度场后, 就可以使用如下的 4 阶 Runge-Kutta 积分格式来计算粒子在时刻  $\Delta t$  后的新位置:

$$\left. \begin{aligned} \vec{x}_{n+1} &= \vec{x}_n + \frac{\vec{k}_1}{6} + \frac{\vec{k}_2}{3} + \frac{\vec{k}_3}{3} + \frac{\vec{k}_4}{6} \\ \vec{k}_1 &= \Delta t \times \vec{v}(t, \vec{x}_n) \\ \vec{k}_2 &= \Delta t \times \vec{v}\left(t + \frac{\Delta t}{2}, \vec{x}_n + \frac{\vec{k}_1}{2}\right) \\ \vec{k}_3 &= \Delta t \times \vec{v}\left(t + \frac{\Delta t}{2}, \vec{x}_n + \frac{\vec{k}_2}{2}\right) \\ \vec{k}_4 &= \Delta t \times \vec{v}\left(t + \Delta t, \vec{x}_n + \vec{k}_3\right) \end{aligned} \right\}, \quad (11)$$

其中,  $\vec{x}_{n+1}$  代表先前在  $\vec{x}_n$  的粒子经过  $\Delta t$  时间按速度  $\vec{v}$  移动的新位置;  $\vec{k}_i$  为 Runge-Kutta 系数. 在具体计算中, Runge-Kutta 法比 Euler 向前法具有更高的精度和更宽的时间步长限制. 在水平正交曲线性坐标和垂向  $\sigma$  坐标下, 为了能够使用式(11)进行积分计算, 必须先行进行一系列转化. 将计算得出的水平速度除以对应的网距, 垂直速度除以水深, 使它们均转变成无维速度量. 水平坐标采用格点序号表示(相同变量相邻格点间的间隔为 1), 垂向坐标则沿用  $\sigma$  坐标. 将这些无维量代入式(11)中即可进行粒子轨迹追踪计算, 画图输出时则需再将粒子位置转换回原先的坐标形式. 为了保持足够的计算精度, 计算粒子轨迹时所用的时间步长不宜过大.

## 4 结果分析

模式计算的起始时间为 1997 年 8 月 1 日 0 时, 整个区域的盐度初始值为 26. 为了使盐度分布达到平衡状态, 利用给定的边值条件连续积分模式 1 个月, 从而消除初始值对模式结果的影响. 同时利用随后 1 个月的计算结果对各计算点进行调和与分析, 得出整个计算海区的潮流椭圆常数和余流值.

将湾内计算水位和用 4 个调和常数预报潮位作了比较, 同时也比较了 1997 年 3 个连续站位置流速、流向及盐度的计算结果与观测结果. 潮位模拟值在位相上稍稍超前于预报值; 至于潮振幅方面, 在低潮位时, 两者吻合得很好, 但在高潮位时, 模拟值略大于预报值; 总体上模拟值和预报值之间表现出很好的一致性. 流速、流向的计算值和实测值量值基本一致, 可以满足进一步研究的要求. 而从 3 个连续站的模式计算盐度值和观测值之间比较可知, 模式也较好地反映出盐度的变化规律.

### 4.1 余环流分布

欧拉余流是指海域内某确定网格点上隐含在流动中的非周期性成分, 它由斜压余流、风生余流和潮余流 3 部分组成. 欧拉余流反映了在潮汐作用下, 水体的长期平均迁移趋势, 因此可作为讨论某特定海区水体自净能力的一个重要特征参数.

图 3 是用最小二乘法从连续一个月的模拟中获得的余流分布. 从图可以看出, 表层余流显著大于底层. 由于模式没有考虑风的作用, 表层余流主要由冲淡水和地形效应引起. 榆林湾内主水道表层余流在 10 cm/s 左右, 并一律向海流动. 出榆林湾口后, 在科氏力的作用下表层余流不断右拐, 过了榆林角后表层余流转向东流, 鹿回头岭岸线又使其转向南流, 在鹿回头角右侧存在一反时针旋转的涡. 在外海, 冲淡水和地形效应引起的表层余流流向东南. 在锦母角右侧流的隐蔽区, 出现一个强度较大的逆时针转向涡. 此外, 在榆林角和龟颈角之间的大东海海域的表层存在一个范围较大的弱顺时针转向涡. 三亚河冲淡水主要流向西南, 但也有

部分水体绕过三亚角东流的迹象.

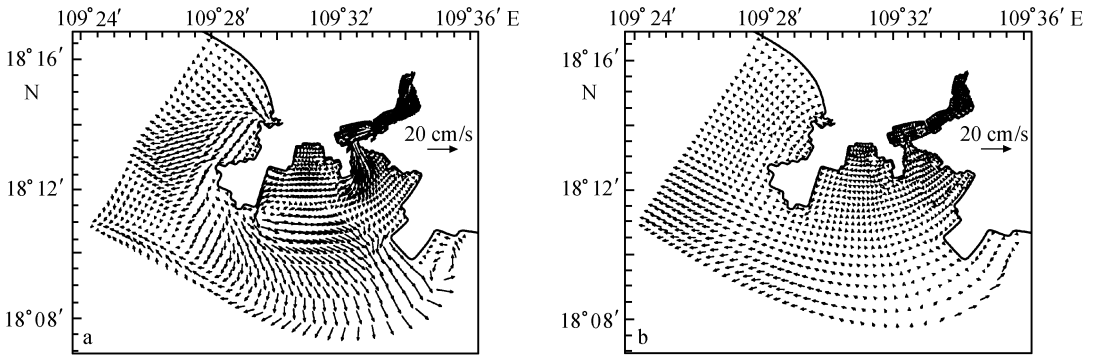


图 3 表层 (a) 和底层 (b) 的余流分布

底层除外海和榆林湾口处余流稍大外, 其他区域余流均相当微弱, 量级在  $2 \text{ cm/s}$  之下. 底层大部分区域的方向与表层相异甚至相反. 如榆林湾内底层余流在主水道全为上溯流, 这说明榆林湾纵向剖面存在一个余环流, 淡水从上层外泻, 咸水从下层入侵. 水平上, 在口门附近的底层对称性地存在两个余流涡.

从榆林湾水平余流主水道分量的纵向剖面分布来看, 上面一薄层冲淡水体(厚度一般小于  $1 \text{ m}$ )快速向海流动, 而中、下层被上溯的咸水占据. 由于受底摩擦的影响, 临近底层的余流较小.

#### 4.2 示踪粒子的模拟试验

示踪粒子的运动轨迹不仅与粒子投放的初始时刻有关, 而且还与粒子投放的初始位置有关. 图 4a 画出了粒子在小潮高平潮时的释放位置, 在榆林湾计算区域内, 在水平方向上每隔  $47 \text{ m}$ , 垂直方向每隔上  $0.2 \text{ m}$  放置一个示踪粒子, 共  $43\,535$  个. 这样每个示踪粒子代表着相同体积的水体, 可对其运动作统计分析.

图 4b~ d 分别为释放 1, 5, 10 d 后表、中、底层粒子的分布. 释放 1 d 后, 表层有 40% 的示踪粒子冲出榆林湾口散布于湾外近岸区域, 中层有 23.7% 的水质点离开榆林湾, 而底层只有 6.4% 的水体被置换. 释放 5 d 后, 已有半数以上(70.2%) 的示踪粒子冲出湾口, 离开榆林湾的粒子散布于湾外广阔海区, 同时也有部分粒子跑出了计算区域. 散布于湾外粒子的分布并不均匀而呈补丁状, 反映出粒子离开榆林湾后的流动状态. 释放 10 d 后, 总计有 90.8% 水体被置换.

以上这些统计数字将更清晰地反映在图 5 中. 总体上, 榆林湾内剩余的粒子随着时间的推移在不断的减少, 表层的减少速度快于中、底层, 总数的减少速度与中层的相当. 所有的曲线均非单调下降, 还有一些小峰存在, 说明在离开榆林湾的粒子中还有少量粒子又重新回到榆林湾. 如果将示踪粒子数减少至原来的  $1/e \approx 37\%$  所花费的时间定义为冲洗时间(flushing time), 则由图 5 可知, 表、中、底 3 层的冲洗时间分别为 2.2, 3.8 和 6.0 d, 总的冲洗时间为 4.0 d.

模式计算的是雨季小潮时释放粒子的情况, 所得的冲洗时间应大于雨季其他潮时, 但这正是我们想求的极端情况. 从计算结果来看, 雨季榆林湾的冲洗时间比较短, 说明其水交换能力较强. 将大茅河流量设为零后重新运行模式, 其结果是表、中、底 3 层的冲洗时间分别为 7.0, 10.0 和 13.0 d, 总的冲洗时间为 10.0 d(见图 6).

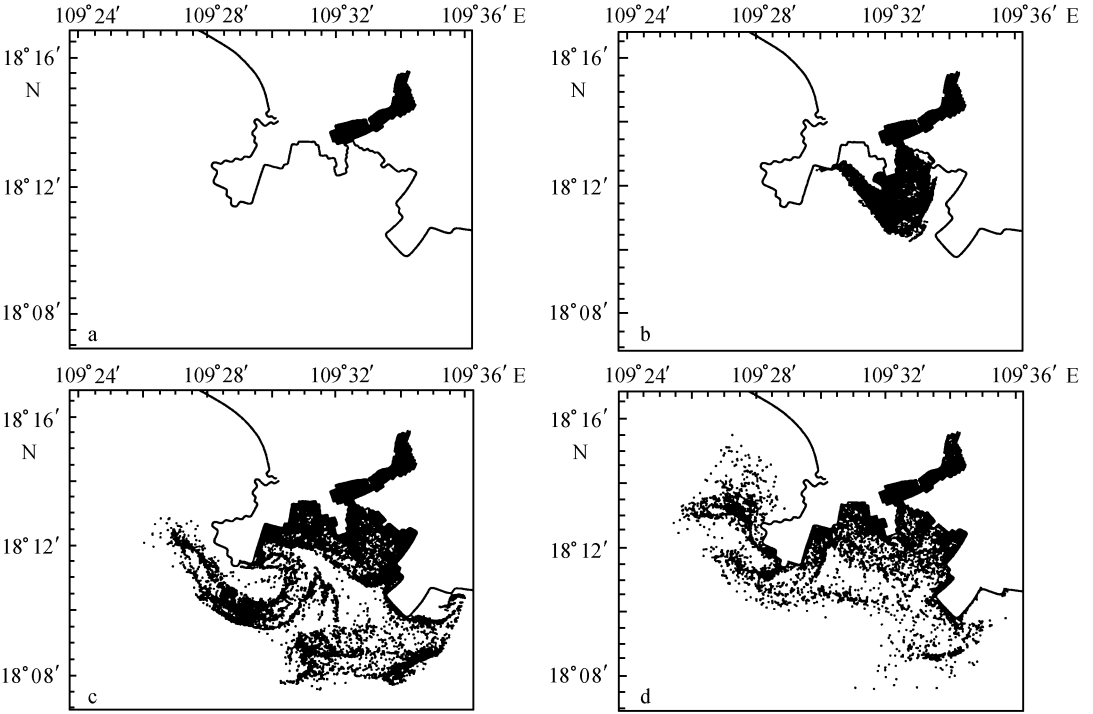


图4 总示踪粒子初始 (a), 1 d (b), 5 d (c) 及 10 d (d) 时的位置

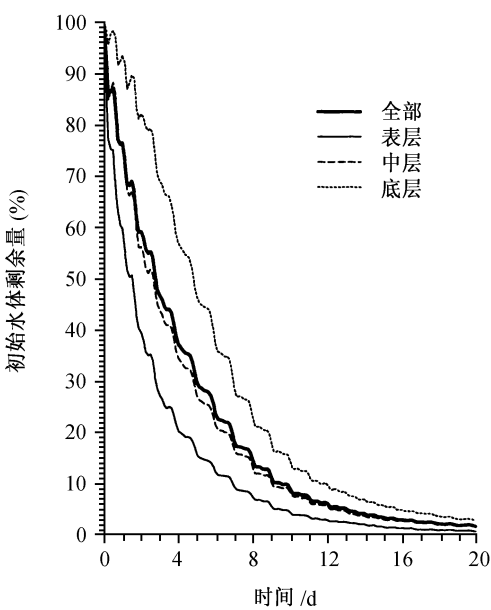


图5 初始榆林湾水体剩余量变化曲线

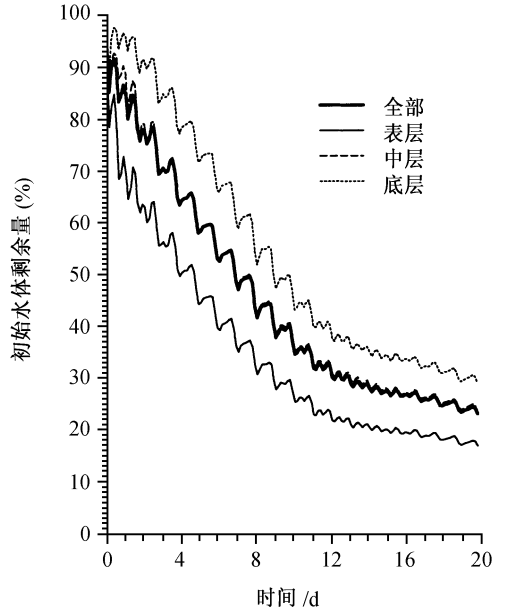


图6 同图5, 只是将大茅河流量设为零

大茅河流量设为零后, 榆林湾的冲洗时间增大至雨季时的 2.5 倍左右. 这说明大茅河流量虽然相当微弱, 但对榆林湾的水交换起了十分重要的作用. 大茅河冲淡水出现使整个榆

林湾的纵向余环流, 虽然一定量的物质可能会在这里被捕获, 但最显著的作用还是咸水由底部顶托原先的水体使其被上部快速下泻的冲淡水带出海湾. 这个实验还说明, 榆林湾雨季水交换能力较强, 而其他季节其水交换能力有所减弱. 水交换能力的减弱将不利于湾内营养物质的排出, 容易造成富营养化. 虽然雨季榆林湾水交换能力较强, 但雨季从湾上游大茅河带来的营养物质也多于其他季节. 调查表明榆林湾正日益富营养化, 这说明生活污水和网箱养殖的持续污染已超出了榆林湾的自净能力.

分析图 3 和图 4 可知, 欧拉余流分布基本上反映了较长期物质的运输趋势. 从两图上都可以看出, 榆林湾水质对大东海和小东海海域均有较大的影响. 榆林湾水体甚至可以越过鹿回头岭进入三亚港(见图 4c), 这一点在表层的余流图(见图 3a)上虽不能发现, 但可从底层的余流图(见图 3b)中发现它的踪迹.

## 5 讨论

如果记录示踪粒子每一计算时刻所在的位置, 就可以给出该示踪粒子的运移轨迹. 在本研究中, 每个释放点上示踪粒子会循着其独特的运动轨迹移动, 也就是说, 如果每个释放点同时释放多个示踪粒子, 那么这些示踪粒子的运移轨迹将完全相同. 但假如在示踪粒子追踪过程中考虑亚网格尺度湍流对粒子运动的影响, 即计算公式(11)时在对应的流速分量上增加与当地扩散混合状况相适应的流速脉动部分, 情况将会发生改变. 计算流速脉动分量的常用的方法有两种: 一是随机走动的 Markov 链模型<sup>[10]</sup>, 二是 Monte-Carlo 法<sup>[11]</sup>. 引入湍流混合效应后, 示踪粒子由于湍流随机运动可以从既定的一个轨迹跳到另一轨迹中去. 就本研究而言, 如果考虑亚网格尺度湍流效应, 每个示踪粒子的运移轨迹都将会发生改变. 但由于湾内混合差, 示踪粒子在湾内运动轨迹的变化相对较小. 而在湾外, 混合强又加上流的切变大, 粒子的运动轨迹将会发生较大的改变. 考虑湍流混合效应后, 关于榆林湾冲洗时间的计算结果会有所改变, 但由于本研究使用了大量的示踪粒子进行统计平均, 故这种改变将不会十分明显.

榆林湾内存在较大规模的网箱养殖业, 过剩饵料和鱼类粪便使得底部沉积物中含有大量有机物质. 此外, 上游河流也带来了不少的污染物质. 为了研究沉积物释放和河流挟带的 COD 对榆林湾的影响, 设计了一些方案进行数值模拟. 模拟表明, 较高的底部沉积物 COD 释放通量的存在, 使得养殖区 COD 浓度维持在一个较高值随潮波动. 随着养殖区的不断扩大和养殖产量的不断提高, 底部 COD 释放通量可能将有所加大. 实际上, 养殖中的过剩饵料除沉积于底部外, 还有一定数量的饵料直接溶于或悬浮于水中. 所以, 过剩饵料的影响将大于我们只考虑沉积物释放的情况, 是湾内污染的一个重要来源. 河流 COD 对表层的影响大于底层, 且由于物理稀释作用, 河流 COD 通量形成的 COD 浓度的沿程变化表现为由内向外递减. 由于底部 COD 释放通量小于河流 COD 通量, 故底层的 COD 浓度一般小于表层.

## 6 结语

榆林湾是一个具有复杂地形的河口湾, 由于大茅河淡水的影响, 湾内的流动具有很强的三维结构. 因此要再现榆林湾各种过程, 必须进行三维数值模拟. 在实际应用中, 选用水平方向上采用正交曲线性网格和垂直方向上采用  $\sigma$  坐标的 POM 模式作为水动力模式, 并在此基础上添加了示踪粒子三维 Lagrange 运动轨迹计算及水质模块, 用以研究榆林湾余环流分布、水



交换能力和污染物质的运输途径,同时还研究了上游淡水流量在榆林湾水交换中所起的作用。研究表明:榆林湾是一个层化很强的河口湾,它的垂向混合十分的弱;榆林湾水交换能力也因此表现出明显的垂向差异,雨季表、中、底3层的冲洗时间分别为2.2、3.8和6.0 d,总的冲洗时间为4.0 d;虽然大茅河流量相当微弱,但对榆林湾的水交换起了十分重要的作用。

### 参考文献:

- [1] BLUMBERG A F, MELLOR G L. A description of a three dimensional coastal ocean circulation model[A]. HEAPS N. Three-Dimension Coastal Ocean Models [C]. American Geophysical Union, 1987. 1—16.
- [2] SIGNELL R P, GEYER W R. Numerical simulation of tidal dispersion around a coastal headland [A]. CHENG R T. Residual Currents and Long-term Transport: Coastal and Estuarine Studies, Vol. 38[C]. New York: Springer-Verlag, 1990. 210—222.
- [3] SIGNELL R P, BUTMAN B. Modeling tidal exchange and dispersion in Boston Harbor[J]. Journal of Geophysical Research, 1992, 97(c10): 15 591—15 606.
- [4] 陈介中, 李炎, 张海生, 等. 海南三亚近岸海洋环境质量的调查与评价[R]. 香港: 香港科技大学研究中心, 1997.
- [5] MELLOR G, YAMADA T. Development of turbulence closure model for geophysical fluid problems[J]. Rev Geophys Space Phys, 1982, 20(C4): 851—875.
- [6] IVES D C, ZACHARIAS R M. Conformal mapping and orthogonal grid generation[J]. Journal of Propulsion and Power, 1989, 5(3): 327—333.
- [7] THATCHER M L, HARLEMAN R F. A mathematical model for the prediction of unsteady salinity intrusion in the estuaries[B]. Report No. 144[R]. Massachusetts Institute of Technology, 1972.
- [8] HEDSTROM K S. User's Manual for a Semi-spectral Primitive Equation Regional Ocean-circulation Model, Version 3. 0. Tech Note FY90- 2[M]. Inst of Nav Ocean, Stennis Space Cent, Miss, 1990. 82.
- [9] HOFMANN E E, HEDSTROM K S, MOISAN J R, et al. The use of simulated drifter tracks to investigate general transport patterns and residence times in the coastal transition zone[J]. J Geophys Res, 1991, 96: 15 041—15 052.
- [10] AWAJIT A. Water mixing in a tidal current and the effect of turbulence on tidal exchange through a straight[J]. J Phys Oceanogr, 1982, 12: 501—514.
- [11] MAIER-REIMER E, SUNDERMANN J. On tracer methods in computational hydrodynamics[A]. ABBOTT M B, CUNGE J A. Engineering Applications of Computational Hydraulics, Vol. I[C]. Pitman, 1982. 198—217.

## Application of the Princeton Ocean Model to investigating pollutant transport in a firth

GUAN Wei-bing<sup>1,2,3</sup>, WONG Lai-ah<sup>1</sup>, PAN Jian-ming<sup>3</sup>, DONG Lixian<sup>2,3</sup>

(1. Center for Coastal and Atmospheric Research, Hong Kong University of Science and Technology, Clear Water Bay, Hong Kong; 2. Key Lab of Ocean Dynamic Processes and Satellite Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012 China; 3. Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012)

**Abstract** Flows in firths exhibit obvious 3-D structure due to the complex topography and runoffs. Three-D modeling should be performed in order to reproduce various processes existing in firths. In practice, it is quite suitable to choosing the POM model, which uses orthogonal curvilinear coordinates in the horizontal and  $\sigma$  coordinate in the vertical as the hydrodynamic part of the modeling system. Combined with a 3-D Lagrangian drifter tracking module and a water quality module, the POM model is utilized to study water exchange and pollutant transport in the Yulin Firth.

**Key words:** 3-D numerical model; water exchange; pollutant transport; Yulin Firth