

# 风、潮对河流羽流发展影响的模型研究\*

刘 浩

(厦门大学海洋与环境科学学院, 厦门 361005)

(2005年12月12日收稿; 2006年3月20日收修改稿)

Liu H. Model study of the influence of wind and tide on the evolution of river plumes. *Journal of the Graduate School of the Chinese Academy of Sciences*, 2006, 23(6): 744~ 751

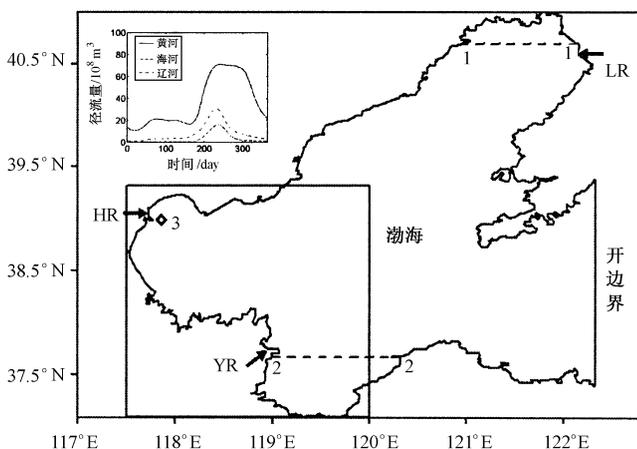
**摘 要** 采用三维斜压海流模型模拟了潮汐混合、离岸风以及上升流风对河流羽流发展的影响。尽管潮汐混合和风的搅动作用均能削弱河流冲淡水浮力引起的垂直层化现象, 但是其控制机制有所不同: 潮汐混合是通过湍流动能自下向上的耗散来完成的, 风搅动的方向恰好相反。通过检验河流羽流在潮汐和渤海夏季多年平均风场共同作用下的发展特征, 发现计算得到的表层海水盐度分布与实测值相当吻合, 因此可以认为河流羽流发展对于渤海夏季盐度分布起着重要作用。

**关键词** 渤海, 河流羽流, 垂直层化, 盐度

**中图分类号** P7

## 1 引言

河流在海水环境中的发展过程也是河载泥沙和各种污染物在海水中的输运过程, 因此一直受到海洋学家的关注。理论上认为: 浮在高盐海水上面的河流淡水冲出河口后首先向海拓展, 然后在科氏力作用下右转并沿岸流动(北半球), 形成所谓的河流羽流<sup>[1,2]</sup>。河流羽流的宽度以及沿岸前进的距离主要取决于河流径流量的大小, 并且海岸线的凸凹和海底起伏都可能导致河流羽流宽度的变化。由于在界面上受到水平剪切力的作用, 下层海水沿着与河流羽流发展方向相反的方向运动, 形成指向河口的左界沿岸的底层流。上述认识是基于河流羽流发展时不受到其他外力作用的理想情形, 而在实际海域中, 风场对上层羽流发展有着重要的影响, 不仅可能改变河流羽流发展的方向还能促进与下层海水的交换<sup>[3,4]</sup>; 另外在浅海环境中, 潮汐对河流羽流发展的影响也不能忽视, 它是导



进入渤海的 3 条河流: YR—黄河, HR—海河, LR—辽河; 1-1, 2-2 分别是在辽东湾和莱州湾选取的垂直断面; 矩形框用以显示水平流速矢量场。左上角的小图为 3 条河流 20 世纪 80 年代平均径流量的季节变化。

图 1 研究区示意图

\* 国家重点基础研究发展计划 973 计划(2005CB422301)资助

致上层河流冲淡水卷吸下层海水形成垂向混合的最主要动力机制. 正是由于上述两种机制对于河流羽流发展有着重要的意义, 本文借助一个三维斜压海流模型, 选取进入渤海的三条主要河流——黄河、辽河和海河为研究对象(其径流量为 20 世纪 80 年代多年的平均值<sup>[5]</sup>, 见图 1), 考察潮汐、离岸风和上升流风分别作用下河流羽流在渤海发展的基本特征, 最后通过模拟在潮汐和渤海夏季多年平均风场共同作用下河流冲淡水引起的渤海表层盐度分布, 以期了解河流冲淡水在渤海中的实际归宿.

## 2 模型描述

### 2.1 POM 的基本特征

本文使用的三维原始方程海洋模型是由 Mellor 和 Blumberg 开发的普林斯顿海洋模型(POM), 基本特征如下: 自由表面用于反映海面高度的变化; sigma 坐标适用于不规则的海底地形; 垂直混合和水平扩散分别采用 2.5 阶的 M-Y 湍流闭合模式<sup>[6]</sup> 和 Smagorinski 模式; 内外模态分离可以独立处理速度较慢的内重力波和速度较快的外重力波以提高计算效率; 温盐方程对流项的求解采用一阶迎风格式, 能够有效抑制虚假数值耗散的发生.

### 2.2 河流的数值处理

本文之所以选取黄河、海河和辽河作为研究对象, 除了其径流量较大外, 还因为这 3 条河恰好依次从莱州湾、渤海湾、辽东湾入海. 由图 1 显示的径流量季节变化可以看到: 3 条河流均为季节性河流, 河流冲淡水主要集中在每年的 6 月到 9 月侵入渤海, 因此调查河流羽流在这段时间内的发展特征具有显著的实际意义.

随时间变化的河流径流量  $Q(t)$  是河流模型唯一需要知道的参数. 仿照 Vassiliki 的做法, 河口被设计为一个点源, 河流冲淡水注入到该点源所在网格的第一个 sigma 层, 进而引起水位的变化, 其关系式可表示如下

$$\frac{d\eta}{dt} = \frac{Q(t)}{\Delta x \Delta y \Delta \sigma}. \quad (1)$$

其中,  $\eta$  为水位;  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  分别是点源所在网格的长和宽;  $\Delta \sigma$  是第一个 sigma 层的厚度.

### 2.3 边界条件

外模态流速在渤海开边界上采用如下辐射边界条件

$$u_n = u_T + \sqrt{g/H}(\eta - \eta_T). \quad (2)$$

式中,  $u$  和  $u_T$  分别是垂向平均流速和垂向平均的潮流速度;  $n$  代表垂直于开边界的法向单位矢量, 向外为正;  $\eta$  和  $\eta_T$  分别是水位和潮位.

潮位可以表示为 8 个分潮—— $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$ ,  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$  和  $K_2$  的叠加, 如下

$$\eta_T = \sum f_i H_i \cos[\omega_i \cdot t + (v_i + u_i) - g_i]. \quad (3)$$

式中,  $f_i$  是交点因子;  $v_i$ ,  $u_i$  分别是格林威治初始相位和交点订正角;  $\omega_i$  潮汐角频率;  $g_i$ ,  $H_i$  分别是迟角和振幅; 下标  $i$  指示分潮.

内模态流速以及温度、盐度在开边界上采用 POM 模式本身的辐射边界条件.

动量方程在海面和海底的垂直边界条件分别为

$$\frac{K_M}{D} \left[ \frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] = - \rho_a C_D [U_w^2 + V_w^2]^{1/2} (U_w, V_w) \quad \sigma \rightarrow 0, \quad (4a)$$

$$\frac{K_M}{D} \left[ \frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] = C_b [U^2 + V^2]^{1/2} (U, V) \quad \sigma \rightarrow -1. \quad (4b)$$

式中,  $K_M$  为垂直方向的涡黏度系数;  $D = H + \eta$ ,  $H$ ,  $\eta$  分别为水深和水位;  $U$ ,  $V$  分别为海水沿  $x$ ,  $y$  方向的流速分量;  $\rho_a$  为空气密度;  $U_w$ ,  $V_w$  分别为海面 10m 处的风速分量.  $C_D$  为海面拖拽系数, 根据 Large 和 Pond<sup>[7]</sup> 的经验公式确定. 谢才系数  $C_b$  可由下式确定

$$C_z = \max \left[ \frac{0.2k^2}{[\ln\{(1 + \sigma_{bb-1})H/z_0\}]^2}, 0.001 \right] \quad (5)$$

式中,  $k = 0.4$  为 Von Karman 常数;  $z_0$  是渤海海底粗糙度, 取  $0.01\text{m}$ ;  $\sigma_{bb-1}$  为靠近海底的 sigma 层厚度;  $0.001$  是渤海海底的最小拖拽系数。

为了消除海表热通量引起的海水层化对河流冲淡水浮力引起的层化的影响, 海表和海底的热通量设为  $0$ , 同时海表和海底的盐通量也设为  $0$ 。

## 2.4 模型安排

水平计算域采用  $2' \times 2'$  的网格, 垂直方向取  $10$  个 sigma 层.  $3$  条河流均被设为盐度为  $0$  的淡水, 海水盐度为  $30\text{psu}$ , 结果分析时取  $29.5\text{psu}$  的等盐度线为环境海水与羽流的分界线; 海水和河水的温度同为  $22^\circ\text{C}$ , 该值是  $4$  个月的平均值。

河流羽流数值积分的时间是从  $6$  月  $1$  日到  $9$  月  $30$  日. 潮汐从积分开始时就已加入. 夏季盛行的南风 and 东风分别在  $8$  月  $1$  日加到模型中, 模型采用  $5\text{m/s}$  的均匀风速, 目的是考察风向对羽流发展的影响。

## 3 潮汐羽流

渤海的潮运动以  $M_2$  分潮为主, 其平均潮差在辽东湾和渤海湾较大, 分别达到  $2.5\text{m}$  和  $2\text{m}$ , 在莱州湾较小, 不到  $1\text{m}$ . 潮差的大小在某种程度上反映了潮汐垂向混合作用的强弱, 因此也就决定了局部海域潮汐羽流不同的发展特征. 为了考察潮汐作用对河流羽流发展的影响, 图  $2$  给出了在有和没有潮汐作用下

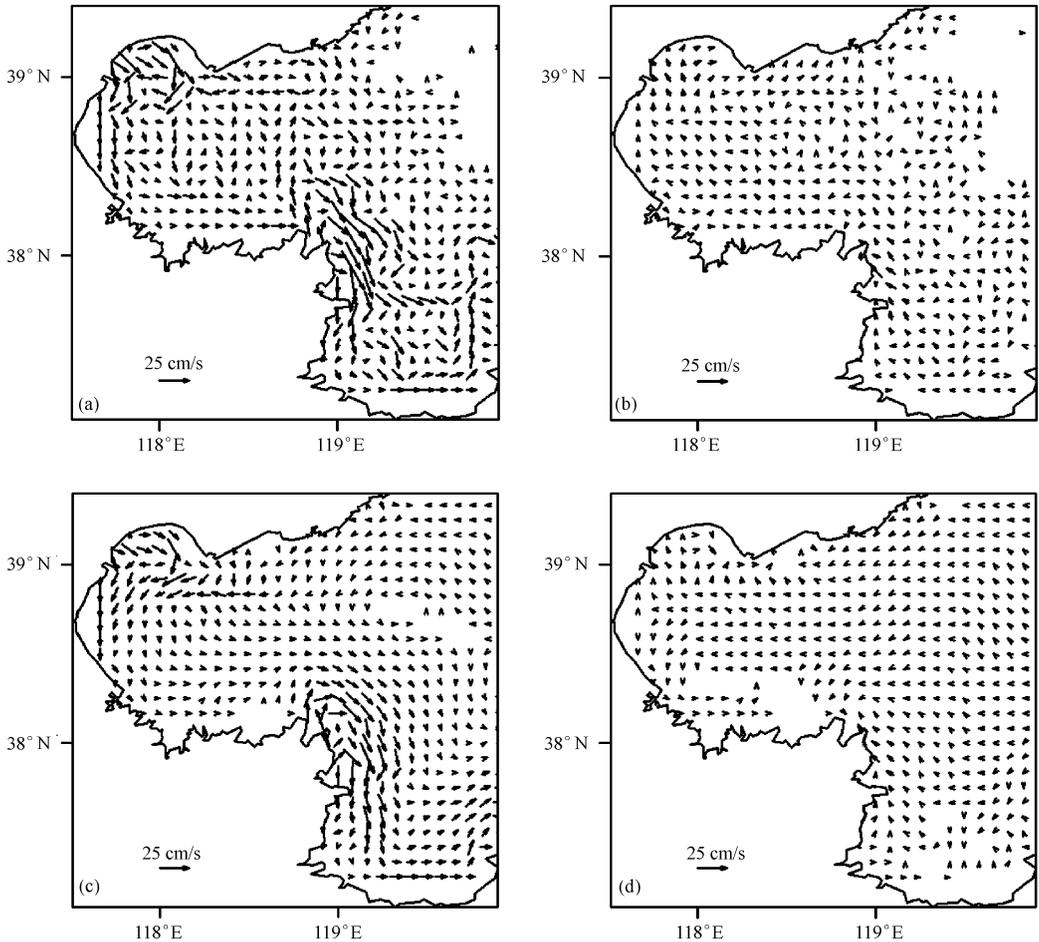


图 2 第 60 天纯浮力作用下水平流速场 (a) 表层, (b) 底层; 潮汐作用下水平流速场 (c) 表层, (d) 底层

羽流发展的特征.

比较图2中潮致羽流和浮力羽流的矢量场可以看到两个明显的差别:(1)浮力作用下的海河和黄河羽流在渤海湾和莱州湾连接处形成淡水锋面,海河羽流被迫向北运动;而潮汐的涨潮落潮过程促进了海河羽流和黄河冲淡水之间的水交换;(2)在潮汐作用下形成于海底的湍流动能自下而上耗散的同时也增强了上层羽流与底层海水的垂向混合,这也是为什么近河口处的双向流与纯浮力的情形相比有所减弱.

Chao 在研究理想条件下涡黏性对羽流发展的影响时发现:增大垂向混合系数不仅可以抑制河流冲淡水的向海拓展还可导致右界沿岸流变宽,同时沿岸流向前发展速度也显著减小.本文在羽流发展时加入潮汐作用后也得到相同的结果.图3显示:潮汐的作用使得羽流盐度等值线的分布更加平滑规则,反映了潮混合能够有效抑制羽流发展时出现的斜压不稳定;另外,潮汐的垂向混合也促进了上层羽流和底层海水之间的水交换,使得二者的盐度分布在远离河口处趋于一致.

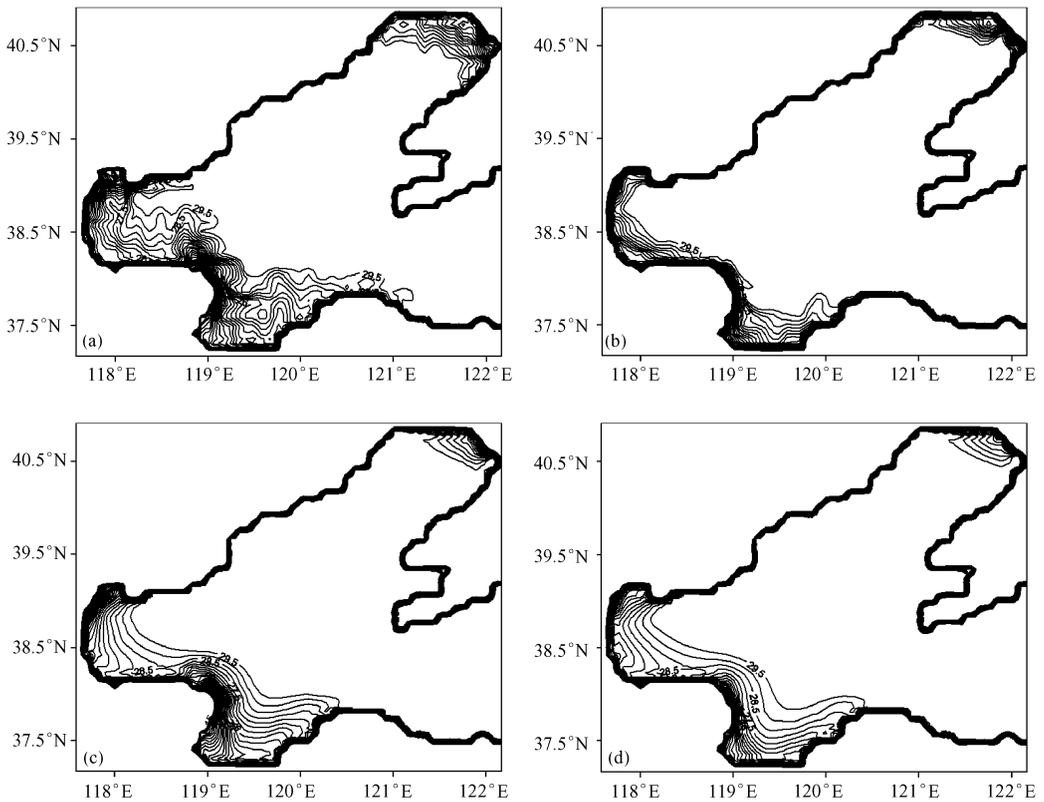


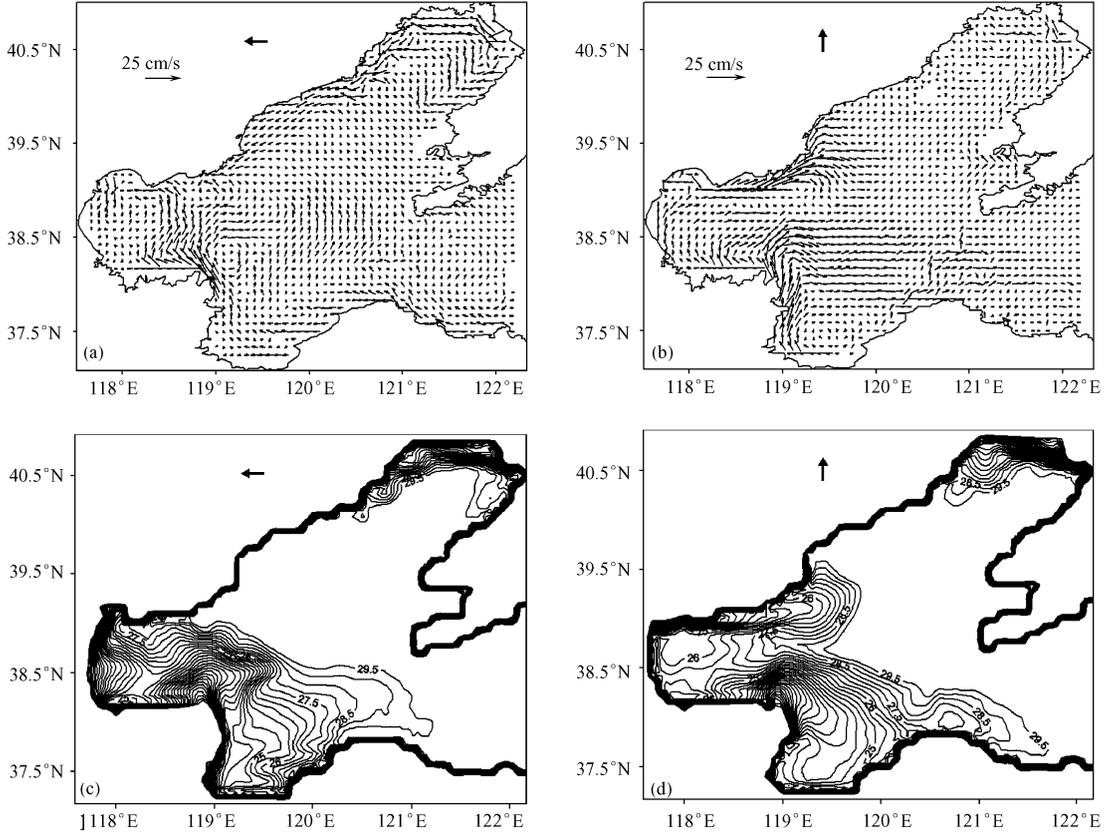
图3 第60天纯浮力作用下水平盐度分布(a)表层,(b)底层;潮汐作用下水平盐度分布(c)表层,(d)底层

需要指出的是:图2和图3显示的潮致羽流都是在 $M_2$ 分潮两个潮周期内平均后的结果,目的在于消除涨落潮的影响.但是实际调查显示:在一个潮周期内,涨、落潮分别引起的羽流内部垂向混合是不同的.Cudaback等人<sup>[8]</sup>通过分析ADCP的记录结果发现:河口的最大落潮流发生在表层;而最大涨潮流由于水体压力和海底摩擦之间的平衡,往往出现在中间层.这样就导致了涨、落潮流的不对称性.因为本文数值积分的时间尺度长达120d,远远超出了 $M_2$ 分潮的一个潮周期,所以一个潮周期内的羽流变化特征不在本文的研究范围之内.

## 4 风羽流

图4给出了东风和南风作用10d后的水平流速矢量场和表层盐度分布特征.根据Ekman漂流理论,表层海水相对风向向右传输.因此,当东风盛行时,北向传输的风生流抑制了黄河羽流的向南发展,大部

分黄河冲淡水被迫输送到中央海区. 东风对海河的影响与之相似, 但是由于地形的限制不能自由拓展, 因此被局限在渤海湾顶较小的区域内. 辽河口位于渤海东岸, 这样, 在河口东风和远场风生流的共同作用下, 辽河冲淡水向海拓展的趋势被抑制而沿岸流得到加强. 南风作用时, 海河和黄河的冲淡水都可以向海(东)拓展较长距离, 与此同时, 右界沿岸流的发展却遇到阻碍. 辽河冲淡水在南风时遭受的命运与海河冲淡水在东风时的情形相似, 大部分辽河水被限制在辽东湾顶.



箭头指示风向

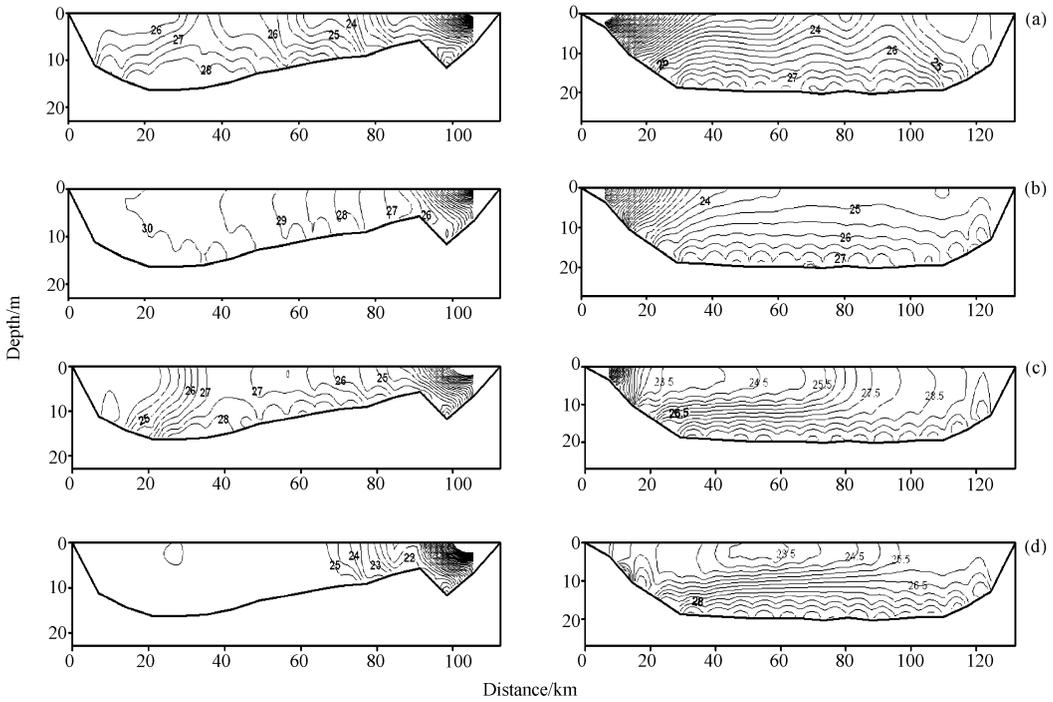
图 4 风场加入 10 天后表层水平流速矢量场 (a, b) 以及表层盐度分布 (c, d)

### 5 不同羽流的特征比较和分析

前两节已经就潮汐和离岸风以及上升流风所引起的羽流发展的水平特征进行了描述, 本节借助辽东湾和莱州湾的两个垂直断面和海河口的一个监测站就羽流发展过程中与底层海水的垂向交换特性进行检验.

根据图 5 显示的计算结果可以看到: 无论在辽东湾还是在莱州湾, 潮汐作用都能够有效削弱河流冲淡水浮力引起的垂直层化结构, 但是削弱程度有所不同. 因为黄河的径流量约为辽河的 3 倍, 这意味着需要更强的垂直混合机制才能实现同等程度的层化抑制. 而实际的情况是:  $M_2$  分潮在莱州湾的混合强度远小于辽东湾, 于是莱州湾出现较强的层化现象也就不足为奇了.

图 5 还显示东风和南风同样可以削弱羽流的层化结构, 但是与潮汐情形相比作用方向相反, 这也是为什么断面上层的盐度分布更趋于一致. 东风作用下, 辽河冲淡水沿着右边的海岸传输, 于是造成如下局面: 断面 1-1 两侧分布的盐度值明显小于断面中央的盐度值. 这是断面中央受河流羽流影响小的缘故. 此外, 断面 1-1 在南风作用时只是右侧(辽河口处)显示低盐分布, 进一步证实了辽河冲淡水被南风限制在辽东湾顶从而不能向海拓展的事实. 至于黄河羽流, 东风有利于黄河冲淡水的向北传输进入到中央海区, 相对于其他形式的羽流, 东风羽流对莱州湾的影响最小, 因此莱州湾内的盐度变化也最小; 南风

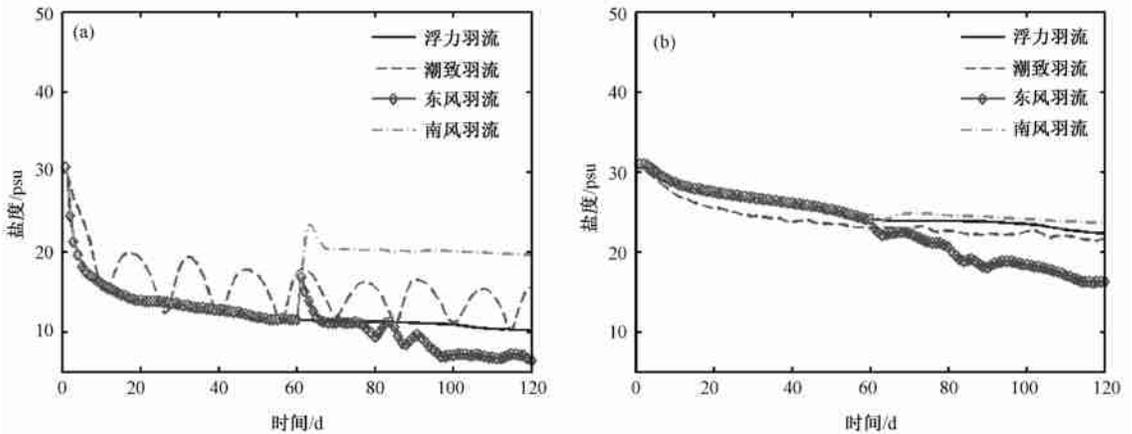


(a) 浮力羽流, (b) 潮汐羽流, (c) 东风羽流, (d) 南风羽流

图 5 辽东湾断面(左列, 对应图 1 中 1-1 断面) 和莱州湾断面(右列, 对应图 1 中 2-2 断面) 盐度分布特征

对于黄河口而言是有利于形成上升流的风, 因此断面 2-2 呈现两侧的盐度大中间盐度小分布格局, 而左侧高盐分布正是上升流将底层高盐海水带入到黄河羽流的缘故。

不同机制引起的海河羽流的垂向混合, 可以通过海河口处设定站点 3 上层和底层盐度的时间变化序列进行检验(图 6)。浮力羽流的表层底层盐度分布在河流排放 60d 后趋于准稳定状态, 由于垂直化结构的存在, 表层盐度明显小于底层盐度。潮汐作用会引起表层盐度值的周期变化, 变化周期与大小潮的更替时间吻合, 大潮时潮混合作用最强, 因此表层盐度达到极大值, 小潮时潮混合作用最弱因此表层盐度降至极小值; 另外, 潮汐羽流底层盐度总是小于浮力羽流的情形, 这是由于潮汐混合促进底层高盐水与上层低盐水的混合。当风场加到模型的一瞬间, 由于风的搅动作用表层羽流的盐度会显著上升。就像第 4 节描述的那样, 东风对海河羽流的长期影响是将其限制在渤海湾顶, 使其不能向海拓展, 由于淡水的不断堆积导致表底层羽流的盐度逐渐降低。南风有利于海河口形成上升流, 高盐度的底层海水被



(a) 表层; (b) 底层

图 6 海河口一点 3(见图 1) 盐度的时间序列

带到表层一方面弥补向东拓展的海河淡水,另一方面提高了表层羽流的盐度.上述几种羽流中,南风羽流所产生的表底层盐度差最小,意味着具有最强的垂直混合机制.

## 6 潮汐和风场共同作用下的河流羽流

本节考虑潮汐和渤海夏季平均风场同时作用下,河流羽流发展的特征,图 7 显示的模拟结果和 20 世纪 80 年代多年平均的 8 月份渤海表层盐度分布特征吻合较好,尽管还存在 3 处比较明显的差异.首先,河口附近的计算盐度明显小于实测值,这是由于河水盐度在本文的模型设计中被定为 0 值,而实际的河水是有盐度的;其次,实测结果显示渤海海峡以外存在高盐分布,而本文的模拟结果却没有,这是因为黄渤海的水交换没有在本文研究中加以考虑;第三,计算得到的辽东湾东北角处的盐度分布与实测值差别较为明显,究其原因可能是因为一些较为次要的河流诸如大清河、大旱河、浮渡河等未在本文给予考虑的缘故.

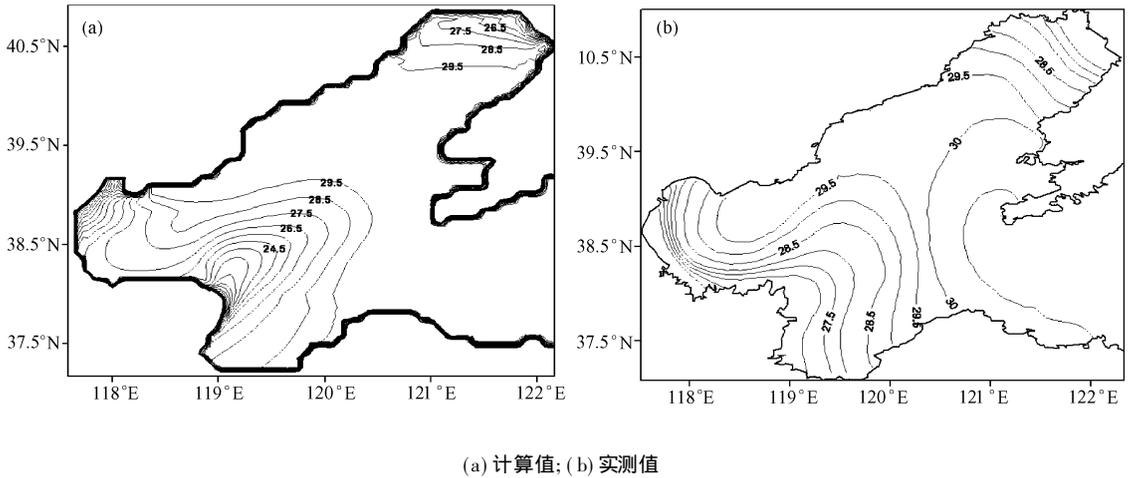


图 7 渤海 8 月份表层海水盐度分布

## 7 结论

本文主要探讨了 3 条主要河流——黄河、海河、辽河在潮汐和风应力单独或共同作用下在渤海的发展特征.模拟结果显示:潮汐和风应力均能抑制羽流的垂直层化,但是控制机制有所不同.潮汐作用产生的向上混合来源于海底的湍流动能耗散,而风的向下搅动则是海面摩擦的耗散.此外,南风可以在黄河口和海河口引起较强的上升流,并抑制辽河冲淡水的向海扩展,而东风的作用是将海河冲淡水限制在渤海湾顶.尽管模型处理还有一些不尽完善的地方,但是本文所模拟的丰水期河流羽流造成的盐度分布与实测盐度分布定性吻合,说明羽流发展对于渤海夏季盐度分布扮演了至关重要的角色.

最后需要强调的是:本文所采用的河流径流量是 20 世纪 80 年代的平均值,由于近些年北方干旱少雨,河流的入海量已减少很多,从而也直接导致渤海盐度分布发生较大变化.然而,作为面向过程的研究,本文所揭示的有关羽流发展的一些基本特征还是可靠的,有助于进一步了解河流在渤海中的归宿以及河载物质的传输.

## References

- [ 1 ] Chao SY, Boicourt WC. Onset of estuarine plumes. *Journal Physical Oceanography*, 1986, 16: 2137~ 2149
- [ 2 ] Oey LY, Mellor GL. Subtidal variability of estuarine outflow, plume, and coastal current: a model study. *Journal Physical Oceanography*, 1993, 23: 164~ 171
- [ 3 ] Chao SY. Wind-driven motion near inner shelf fronts. *Journal Geophysical Research*, 1987, 92, (C4): 3849~ 3860

- [ 4 ] Vassiliki HK. River plume development in semi-enclosed Mediterranean regions: North Adriatic Sea and Northwestem Aegean Sea. *Journal of Marine Systems*, 2001, 30: 181~ 205
- [ 5 ] Marine Atlas Committee. Marine Atlas of Bohai Sea, Huanghai Sea, East China Sea-Hydrology. Beijing: Ocean Press, 1992. 524( in Chinese)
- [ 6 ] Mellor GL, Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1982, 20: 851~ 875
- [ 7 ] Larce WG, Pong S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal Physical Oceanography*, 1981, 11: 324~ 336
- [ 8 ] Cudaback CN, Jay DA. Tidal asymmetry in an estuarine pycnocline 2. Transport. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106( C2): 2639~ 2652

### 附中文参考文献

- [ 5 ] 海洋图集编委会. 渤海、黄海、东海地图集——水文分册. 北京: 海洋出版社, 1992. 524

## Model Study of the Influence of Wind and Tide on the Evolution of River Plumes

LIU Hao

(College of Oceanography and Environmental Science, Xiamen University, Xiamen 361005, China)

**Abstract** A 3-D baroclinic ocean model is used to examine the influence of tide, offshore wind and upwelling-favorable wind on the river plume development. Both tidal mixing and wind stirring can weaken the vertical stratification induced by freshwater buoyancy, but different mechanisms dominate such a process: tidal mixing is accomplished through the upward dissipation of turbulent kinetic energy whereas wind stirring is in the opposite direction. By simulating river plume evolution under the combined action of tide and estival wind field averaged over many years, we have found that the modeled salinity distribution is consistent with the observed one rather well, which means the river plume development plays an important role in adjusting the salinity distribution in the surface layer of Bohai Sea.

**Key words** Bohai Sea, river plume, vertical stratification, salinity