

# 夏季风场对长江冲淡水扩展 影响的数值模拟\*

朱建荣 李永平<sup>†</sup> 沈焕庭

(上海华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062)

<sup>†</sup>(上海台风研究所, 上海 200030)

**提要** 建立一个 $\sigma$ 坐标系下三维非线性斜压陆架模式, 研究长江冲淡水扩展的动力机制。数值试验再现了夏季长江冲淡水转向东北的现象。夏季风场对长江冲淡水扩展的影响, 取决于风速的大小和方向。风速为 $3\text{ m/s}$ 的南风, 对冲淡水向北扩展的影响比较明显, 而当南风风速达到 $6\text{ m/s}$ 时, 则起着十分显著的作用。西南风加强了冲淡水向东扩展, 但对南北向的扩展影响甚微。东南风抑制了冲淡水向东扩展, 并使之偏向西北。明确阐明了夏季风场对冲淡水扩展所起的作用。

**关键词** 长江冲淡水 扩展 夏季风场 数值试验

夏季长江口外海区盛行偏南风。关于它对长江冲淡水转向东北所起的作用, 存在着两种不同的观点。毛汉礼等(1963)、Yuan Yaochu等(1983)、乐肯堂(1989)认为, 风场的作用不重要, 而袁耀初等(1982)、顾玉荷(1985)、于克俊(1990)认为风场起着重要的作用。赵保仁(1991)认为, 海表面风应力涡度与冲淡水转向有关。以往研究的方法为基于观测资料的分析(毛汉礼等, 1963; 赵保仁, 1991), 给出多种近似的数学模型解析解(顾玉荷, 1985; 乐肯堂, 1989)、二维数值模式(袁耀初等, 1982; 于克俊, 1990)及二层环流模式(Yuan Yaochu et al., 1983)的数值模拟。作者建立了一个 $\sigma$ 坐标系下三维非线性斜压陆架模式, 并根据东海主要水道流量、水深、风场等资料, 首次应用于研究长江冲淡水扩展的动力机制。本文仅讨论分析夏季风场对长江冲淡水扩展的作用, 结论为夏季平均风场对长江冲淡水的扩展起着比较明显的作用。

## 1 三维陆架模式

### 1.1 控制方程组

针对长江口外海区复杂地形, 采用 $\sigma$ 坐标系, 一是可以使水浅处享有和水深处相同的垂向分层数, 二是各层的侧向岸边界相同, 给模式的设计带来方便。引入垂向坐标变换关系式 $\sigma = \frac{z-\zeta}{h+\zeta}$ , 并记 $X, Y, \sigma$ 方向的坐标微元为 $dx = a \cos\phi d\lambda$ ,  $dy = a d\phi$ ,  $d\sigma =$

\* 国家自然科学基金资助项目, 49406070号; 上海市青年科技启明星资助项目。朱建荣, 男, 出生于1964年1月, 博士, 副教授。

收稿日期: 1995年8月21日, 接受日期: 1996年1月3日。

$\frac{dz}{h+\zeta}$ , 其中  $a$  为地球半径;  $\lambda$  为经度;  $\varphi$  为纬度;  $h$  为静止水深;  $\zeta$  为水位波动, 且假

设海水不可压缩、Boussinesq 和静力近似, 这样在  $\sigma$  坐标系下海洋控制方程组可写为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial H_u}{\partial x} + \frac{\partial H_v \cos \varphi}{\cos \varphi \partial y} + \frac{\partial H_\omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial \sigma} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + \frac{uv}{a} \tan \varphi + A_h \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \epsilon_x + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( A_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial \sigma} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu - \frac{u^2}{a} \tan \varphi + A_h \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \epsilon_y + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( A_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial \sigma} = -\rho g H \quad (4)$$

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

$$\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + \omega \frac{\partial s}{\partial \sigma} = K_h \left( \frac{\partial^2 s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial y^2} \right) + \epsilon_s + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_v \frac{\partial s}{\partial \sigma} \right) \quad (6)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial \sigma} = K_h \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \epsilon_t + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_v \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) \quad (7)$$

方程(1)为连续方程, 其中总水深  $H = h + \zeta$ ; (2), (3)分别为  $X$ ,  $Y$ 向动量方程; (4)为静力方程; (5)为状态方程(Eckart, 1958); (6), (7)分别为盐度和温度方程。 $\epsilon_x$ ,  $\epsilon_y$ ,  $\epsilon_s$ ,  $\epsilon_t$ 为水平涡动粘滞和扩散项中与地形、水位等有关的项, 一般为小量, 忽略不计。其余各符号如常用。对连续方程(1)从  $-1$  到  $0$  垂向积分, 并利用边界条件可得出水位变化方程:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \int_{-1}^0 \left( \frac{\partial H_u}{\partial x} + \frac{\partial H_v \cos \varphi}{\cos \varphi \partial y} \right) d\sigma \quad (8)$$

对连续方程(1)从  $-1$  到  $\sigma$  垂向积分, 可得出垂向速度  $\omega$  的表达式:

$$\omega = \frac{\sigma}{H} \int_{-1}^0 \left( \frac{\partial H_u}{\partial x} + \frac{\partial H_v \cos \varphi}{\cos \varphi \partial y} \right) d\sigma' + \frac{1}{H} \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial H_u}{\partial x} + \frac{\partial H_v \cos \varphi}{\cos \varphi \partial y} \right) d\sigma' \quad (9)$$

动量方程中的水平压强梯度力为:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g \frac{H}{\rho} \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial \sigma'}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma'} \right) d\sigma' \quad (10)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + g \frac{H}{\rho} \int_{\sigma}^{\sigma_0} \left( \frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\partial \sigma'}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma'} \right) d\sigma' \quad (11)$$

海表面和海底的运动学边界条件, 在  $\sigma$  坐标系中, 垂向速度  $\omega$  为零; 动力学边界条件在海表面考虑风应力, 在海底引入底摩擦应力, 并采用广泛使用的二次率进行参数化; 热力学边界条件在海表面和海底均不考虑通量引起的盐度和温度改变。岸边界条件海流取粘滞边界条件, 盐度和温度无通量。本模式垂向涡动粘滞和扩散系数的给出基于 Kolmogorov-Prandtl 涡动粘滞概念, 并引入依赖于 Richardson 数的阻尼函数进行修正<sup>1)</sup>。水边界条件和初始条件的给出见下面的数值试验。

## 1.2 数值计算

数值计算方法为在完全交错的空间网格系统上, 离散化海洋控制方程组, 采用 ADI (交替方向隐式) 方法数值求解。其中对计算稳定性有重要影响的垂向涡动粘滞项和产生快速传播的外重力波的项(动量方程中由水位梯度引起的水平压强梯度力项和连续方程中的辐散辐合项)采用隐式差分格式。动量方程中的非线性项采用半动量格式, 以保证二次能量守恒。盐度和温度方程中的平流项采用迎风格式, 以排除物理信息从下游传向上游的伪物理过程, 垂向对流项和涡动扩散项采用隐式。具体的差分方程和求解过程参见文献<sup>2)</sup>。

## 2 夏季风场对长江冲淡水扩展影响的数值试验

### 2.1 计算区域、空间分辨率和时间步长

考虑到长江冲淡水扩展范围较大, 并受台湾暖流等边界力和风场的影响, 模式的计算区域不能取得太小, 另外对较小计算区域水边界条件的给出比较困难。本模式的计算区域为整个东海, 考虑实际海岸线形状, 水深大于 1000m 的地方以 1000m 计。X 和 Y 向水平分辨率为  $7.5' \times 7.5'$  (图 1), 垂向分 11 层, 表层和底层分辨率为 0.05, 第 1 层至第 10 层为 0.1。时间步长取为 20 min。

### 2.2 水边界条件和初始条件

模式的水边界有长江口、台湾海峡、台湾以东黑潮区、大隅-吐噶喇海峡和对马海峡, 据赵保仁等(1991)、王辉(1996)等的结果, 我们取以上水边界处的夏季流量分别为 0.09, 2, 29.91, 29 和 3 Sv, 并结合一些测站资料, 得出流量的水平和垂向分流比, 再结合水深和网格距大小, 可得出各水边界处各网格点上的流速法向分量。盐度和温度水边界条件除在长江口门处各层给定 10 和 30 外, 其余水边界处取流入定常、流出无梯度的辐射边界条件(Camerlengo et al., 1980)。初始条件海流取为静止, 水位为零。初始盐度取为均一(33), 温度假设为在黄海中部放置一 10m 层以下随水深增强的南北走向的椭圆型冷涡, 其余水域取为均一(28 °C)。

### 2.3 数值试验及结果分析

夏季东海陆架盛行偏南风, 但平均量值究竟取多大还是个不甚清楚的问题。据毛汉

1) TRISULA, 1992, A simulation program for hydrodynamic flows and transports in 2 and 3 dimensions. User guide, release 2.0, Delft.

2) 朱建荣, 1995, 东海陆架余流和长江冲淡水扩转机制研究, 华东师范大学博士后研究报告。

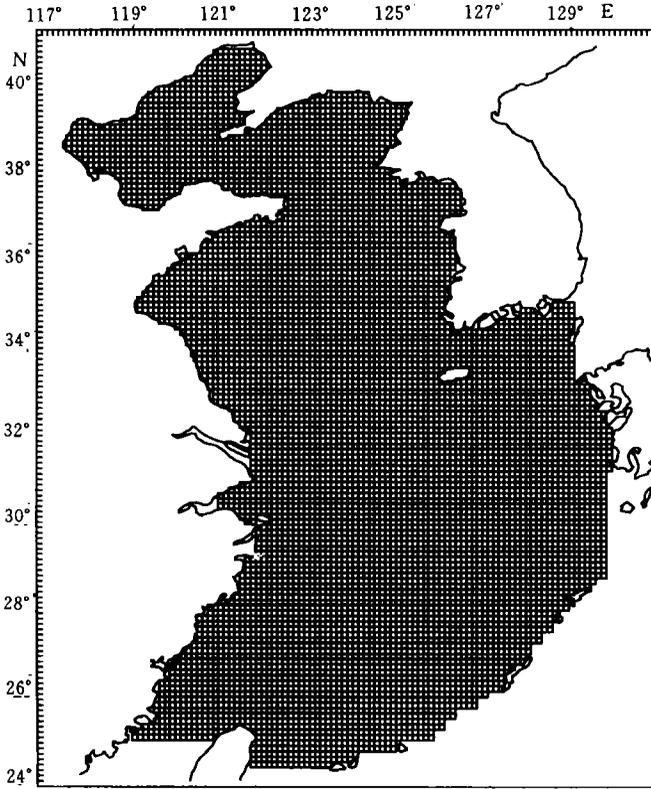


图1 计算区域和网格

Fig.1 The calculation domain and grids in the East China Sea

礼等(1963), 夏季(6—8月)平均风速北向分量为 1.5—3 m/s, Tetsuo 等(1993)给出的值仅为 1—2 m/s, 朱耀华等(1994)给出的为 3 m/s 左右, 而袁耀初等(1982, 1983, 1987)给出的平均西南风风速分别为 6 m/s, 5 m/s 和 7.5 m/s, 于克俊(1990)给出了风应力值, 若折算成风速, 超过 5 m/s。不同学者间给值相差甚大。我们曾利用 COADS (美国综合海洋大气) 资料, 得出风速在 2—3 m/s, 原资料的分辨率为  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ , 插值水扩展的影响, 是通过改变风场的大小和方向来实现的(见表 1), 因此可不必拘泥于实际风速的大小。所有计算图例均是从初始状态开始数值模拟一个半月时的结果。

在近长江口门处, 径流分二股扩展, 一股朝东南, 一股朝东北(图 2a)。冲淡水向南扩展, 超过了舟山群岛, 继而流向东北, 向北扩展至  $32^{\circ} 20'$ , 随后转向东流。随深度的增加, 径流量减小, 径流在口门外的量值和分布范围也趋于减小, 而斜压效应趋于明显, 近底层出现向陆的密度流(图略)。模拟结果

表 1 夏季风场对长江冲淡水扩展影响的数值试验

Tab.1 Numerical experiments of the wind field's impact on the expansion of the Changjiang River diluted water in summer

数值试验	风场 (m/s)	说明
A1	(0,3)	控制数值试验
A2	(0,0)	无风
A3	(0,6)	强南风
A4	(3,3)	西南风
A5	(-3,3)	东南风

基本再现了东海的环流结构,如黑潮、台湾暖流、对马暖流、黄海环流和长江径流等,这与管秉贤(1986)基于观测资料给出的结果是较为一致的。在近长江口门处,水位成舌状伸向东南,径流穿越等水位线运动。远离长江口,水位倾向东北(图 2b),这主要是由于径流、近岸流系和风应力等综合作用的结果,并造成夏季长江冲淡水低盐水舌伸向东北(图 2c, 图 2d),这从等盐度线 30, 32 的分布得到了充分体现。在本模式计算的时段内,表层冲淡水(32 等盐度线)向东扩展至  $124^{\circ} 52'$ , 向北扩展至  $32^{\circ} 30'$ , 而在 10m 层, 32 等盐度线向东扩展至  $124^{\circ} 45'$ , 向北扩展至  $32^{\circ} 20'$ , 正确模拟了夏季长江冲淡水转向东北的事实。

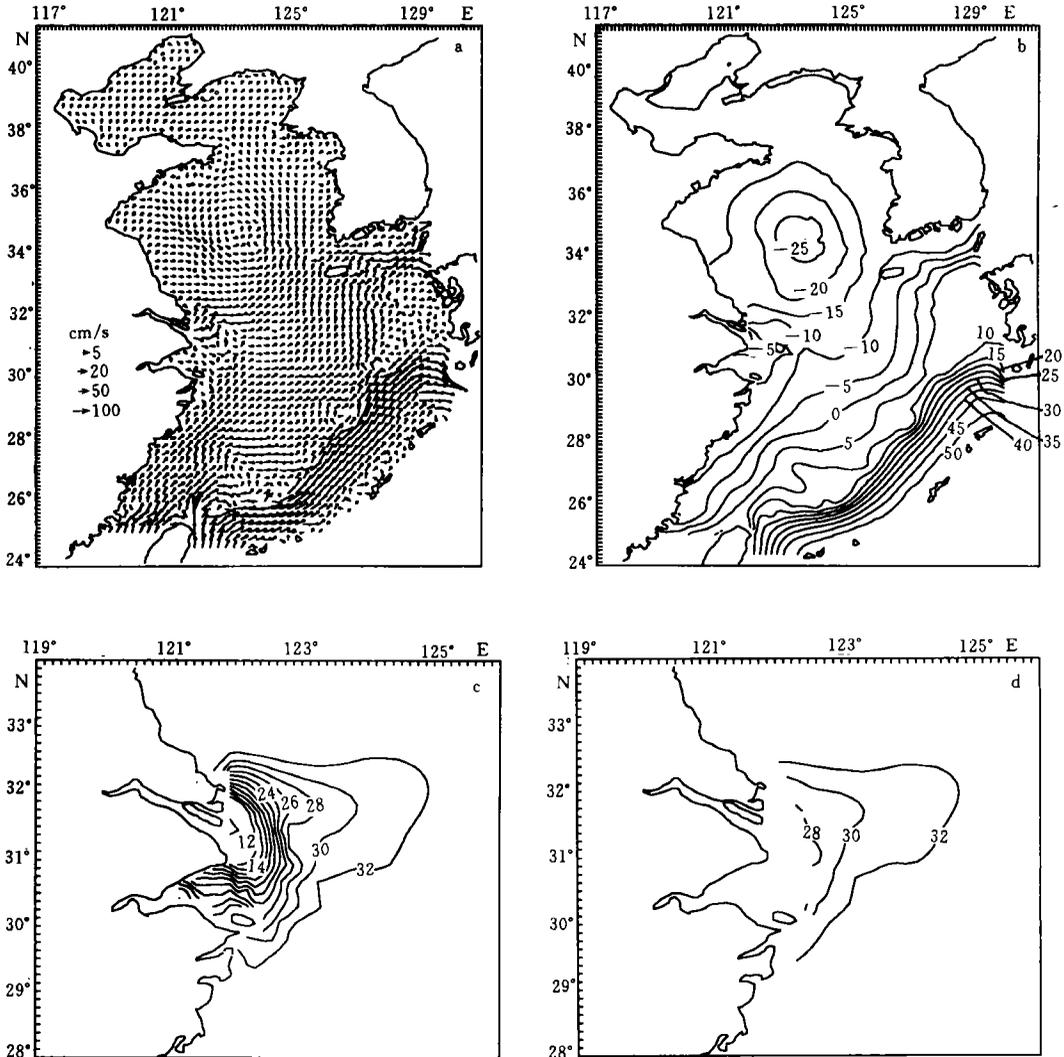


图 2 控制数值试验 A1 中的表层流场(a)、水位(b)、0m 层盐度(c)、10m 层盐度(d)

Fig.2 The current field at the surface layer (a), the water level (b), the salinity at 0 m layer(c), the the salinity at 10 m layer(d) in the control numerical experiment A1

在无风情形下，口门处径流朝东和东南方向运动，向北只扩展至长江口北岸，与控制数值试验 A1 中的结果比较，朝东南方向的运动明显增强，部分沿浙江海岸向南扩展到了  $27^{\circ} 15'$  (图略)。由径流引起的水位抬升趋于向东南扩展，远离口门处不再出现伸向东北的水舌(图略)。冲淡水(30, 32 等盐度线)不再偏向东北，而是朝东扩展(图 3a)。另外，等盐度线明显地沿浙江海岸向南伸展。这表明，即使平均风速较小，只达到  $3\text{ m/s}$ ，它对夏季冲淡水偏向东北已起到了比较明显的作用。

在强南风  $6\text{ m/s}$  情形下，径流一出口门就转向北流，不再出现向东南扩展，大部分沿苏北海岸北上，小部分转向东流。整个东海的表层风生流，尤其在江浙沿岸水浅处，明显增大(图略)。由径流引起的水位抬升沿苏北海岸向北扩展，不再出现伸向东南的水舌(图略)。从表层盐度分布看(图 3b)，长江冲淡水大幅度地往北偏转，表明夏季在平均南风达  $6\text{ m/s}$  的情形下，风对冲淡水的扩展起到了十分显著的作用。在西南风( $3, 3\text{ m/s}$ ) 的作用下，径流扩展和由它引起的水位抬升与控制数值试验 A1 的结果比较相似

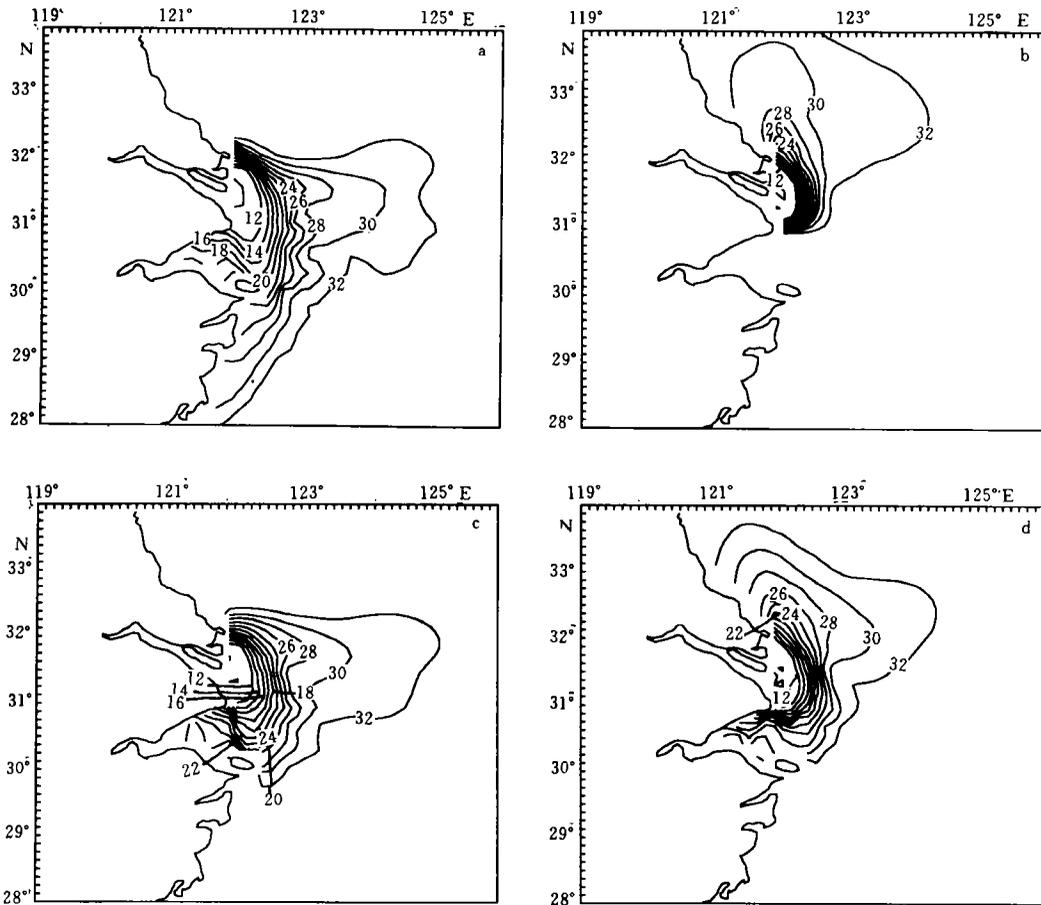


图3 数值试验 A2(a), A3(b), A4(c), A5(d) 中的表层盐度

Fig.3 The salinity at the surface layer in the numerical experiment A2(a), A3(b), A4(c), A5(d), respectively in the East China Sea

(图略)。从表层盐度分布看(图 3c), 冲淡水舌在南北方向没有什么移动, 只是向东有较明显的扩展, 32 等盐度线到达了  $125^{\circ} 10'$ 。在东南风  $(-3, 3) \text{ m/s}$  的情形下, 径流出口门后转向北流, 过长江口北岸后, 一部分转向东流, 一部分继续沿岸北上, 而不再出现朝东南方向流动的那股径流(图略)。由冲淡水引起的水位抬升在近口门处, 仍伸向东南, 而在远口门处, 和控制数值试验 A1 比较, 往西偏转(图略)。东南风一方面阻止冲淡水向东扩展(32 等盐度线向东扩展至  $124^{\circ} 20'$ ), 另一方面使它向西向北扩展(32 等盐度线向北扩展至  $33^{\circ} 45'$ )(图 3d)。这和西南风情形下不同, 主要是由海岸的存在和风向的不同造成的。

### 3 结语

本文建立了一个  $\sigma$  坐标系下三维非线性斜压陆架模式, 研究夏季风场对长江冲淡水扩展的影响。通过数值试验, 我们得出: (1) 模式正确模拟了夏季长江冲淡水转向东北的事实, 径流在近长江口门处, 分二股扩展, 一股朝东南, 一股朝东北。(2) 在不考虑风场时, 径流朝东南方向的运动明显增强, 冲淡水低盐水舌不再转向东北, 表明风速为  $3 \text{ m/s}$  的南风对夏季冲淡水扩展起着比较明显的作用,  $6 \text{ m/s}$  的南风则起着十分显著的作用。(3) 冲淡水的扩展还受风向的影响, 西南风加强了冲淡水向东扩展, 东南风抑止了冲淡水向东扩展, 并使之偏向西北。

### 参 考 文 献

- 于克俊, 1990, 海洋与湖沼, 21(1): 92—96.  
王 辉, 1996, 海洋与湖沼, 27(1): 73—78.  
毛汉礼等, 1963, 海洋与湖沼, 5(3): 183—205.  
乐肯堂, 1989, 海洋与湖沼, 20(2): 139—147.  
朱耀华、方国洪, 1994, 海洋学报, 16(4): 11—26.  
赵保仁, 1991, 海洋学报, 13(5): 600—610.  
赵保仁、方国洪, 1991, 海洋学报, 13(2): 169—178.  
袁耀初等, 1982, 海洋学报, 4(1): 1—11.  
袁耀初等, 1987, 黑潮调查研究论文集, 海洋出版社(北京), 45—53.  
顾玉荷, 1985, 海洋与湖沼, 16(5): 354—363.  
管秉贤, 1986, 海洋科学集刊, 27: 1—22.  
Tetsuo Yanagi, Satoru Takahashi, 1993, *J. Oceanol.*, 49: 503—520.  
Yuan Yaochu and Su Jilan, 1983, Proceedings of the International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf, With Special Reference to the East China Sea, Hangzhou, China, Ocean Press (Beijing), 1: 364—374.

## NUMERICAL SIMULATION OF THE WIND FIELD'S IMPACT ON THE EXPANSION OF THE CHANGJIANG RIVER DILUTED WATER IN SUMMER

Zhu Jianrong, Li Yongping<sup>†</sup>, Shen Huanting

(State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University Shanghai 200062)

<sup>†</sup> (Shanghai Typhoon Institute, Shanghai 200030)

**Abstract** A three-dimension nonlinear baroclinic and continental shelf model with primitive equations in  $\sigma$  coordinate system was developed to study the dynamic mechanism of the expansion of the Changjiang River diluted water. The calculation domain is the whole East China Sea. The horizontal resolution of the model is  $7.5' \times 7.5'$ , and the vertical resolution is 11 layers. The ocean control equations were discreted in a completely staggered grid system, and the Alternating Direction Implicit (ADI) scheme was adopted for the numerical resolution. The semi-momentum scheme which is quadratic conservation was adopted for the nonlinear terms in the momentum equations. The upstream and implicit scheme were used for the advection terms and the vertical eddy diffusion and convection terms in the temperature and salt equation, respectively. Considering the factors of the Taiwan Warm Current, Kuroshio, coastal current, wind stress and topography, the numerical experiment showed the northeast expanding freshwater tongue and the circulation structure in the East China Sea in summer. The effect of the south wind field on the expansion of the Changjiang River diluted water in summer is determined by the monthly averaged wind speed and direction. At 3 m/s, the south wind obvious expands the diluted water northward; at 6 m/s, the south wind very obviously makes the diluted water expand northward along the Subei coast. The southwest wind enhances the eastward expansion of the diluted water, but has a very little effect on its southward expansion. The southeast wind turns the diluted water's eastward expansion northwestward.

**Key words** Changjiang River diluted water    Expansion    Wind field in summer  
Numerical experiments