

黄海潮生陆架锋的数值模拟研究*

戚建华 苏育嵩

(青岛海洋大学海洋学系 青岛 266003)

提要 采用海洋三维热结构及环流模式,模拟了黄海在 M_2 潮流混合作用下,夏季温度的分布和变化特征。从数值研究的角度,对黄海陆架水域的海洋锋现象,诸如苏北浅滩外、山东半岛东端、大连、木浦水域的锋面以及锋面沿岸一侧的表层冷水区的成因及分布进行了探讨,模拟结果再现了黄海陆架锋的潮生性质。

关键词 数值实验 黄海 潮混合 陆架锋 上升流

学科分类号 P731

黄海温度的分布和变化受沿岸水和黄海暖流水的影响,以及风应力和潮流混合的搅拌影响。夏季,风应力一般较小,作用深度较浅,因而潮流的混合成为主要的影响因素。特别是浅海水域,这里潮流流速大、混合强,导致海水自表面至底层温度一致,与深海层化现象有显著的区别。这一近岸冷水与黄海冷水团边界附近的海面出现浅水陆架锋面。本文对夏季黄海温度分布及变化上述特征的产生原因进行了数值实验,就夏季 M_2 潮流对海水温度的混合机制进行了研究,并与夏季平均风混合的温度分布特征进行比较,证实了赵保仁(1985)由观测资料推断的陆架锋的潮生性质。本文模式为黄渤海三维斜压环流及热结构数值模式,为体现本文所涉及影响因素的作用,暂且没有考虑海表面热交换过程及模式中盐度的变化。

关于黄海潮汐和潮流的数值模拟,虽然已有诸多学者做了大量的工作(如夏综万等,1984;沈育疆等,1984),但一般是使用海洋正压模式。本文则首次采用三维温流斜压模式,在 M_2 潮汐边界强迫的作用下,侧重于探讨海区温度周期性潮流混合的变化过程。通过模拟实验,不仅给出了黄海潮生陆架锋区温度的分布特征,而且得到海区垂向潮流余流的升降分布,并将其与温度的分布特征进行了对照。

1 数值模式

1.1 模式方程

采用 β 平面上的右手直角坐标系,考虑到流体静力近似和 Boussinesq 近似, xoy 平面为平均海平面, x 轴向东, y 轴向北, z 轴向上为正。模式的动量方程、连续方程、热传导方程为如下形式:

*国家“八五”课题资助项目,85-903-08号。戚建华,男,出生于1962年11月,博士,副教授, Fax:0086-0532-2032799

收稿日期:1995-08-09,收修改稿日期:1997-06-11

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \\ & - \frac{1}{\rho_0} \left[A \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] = 0 \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \\ & - \frac{1}{\rho_0} \left[A \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \right] = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} \\ & - D \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - D \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} - \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) = 0 \end{aligned} \quad (5)$$

其中, u, v, w 分别为 x, y, z 方向的流速分量; T 为海水温度; t 为时间; p 为压力; ρ_0 为海水平均密度, 这里取值 1; ρ 为海水密度; g 为重力加速度; f 为科氏参量, 随纬度变化。 A, D 为水平向动量交换系数和热量交换系数, 视为常数, A 取 $10^4 \text{m}^2/\text{s}$, D 为 $10^2 \text{m}^2/\text{s}$; A_z, D_z 为垂向动量和热量交换系数。

状态方程采用 UNESCO(1983)中的公式。

本文的数值实验不考虑海表面热交换过程, 因而热传导方程中的热源项不再出现。

由于模式不能充分体现小尺度的湍流混合运动, 因而需考虑模式中加入对流调整, 若上层密度大于下层密度, 则进行两层的温度平均, 并使上层温度略高一点, 即

$$T_1^{(n)} = (T_1^{(n-1)} \Delta z_1 + T_2^{(n-1)} \Delta z_2) / (\Delta z_1 + \Delta z_2) + 0.0001 \quad (6)$$

$$T_2^{(n)} = (T_1^{(n-1)} \Delta z_1 + T_2^{(n-1)} \Delta z_2) / (\Delta z_1 + \Delta z_2) - 0.0001 \quad (7)$$

盐度在数值实验中暂且认为是不变的, 因而不考虑盐度扩散方程。

1.2 边界条件

海底摩擦力取下列形式 $\tau_b = \rho g |U_b| U_b / C^2$, 其中 U_b 为近海底层流速, C 为 Chezy 系数。夏季平均风影响的实验, 海面风应力公式为 $\tau = \rho_a C_d |U_w| U_w$, 其中 ρ_a 为空气密度; U_w 为海面风速; τ 为风应力; C_d 为拖曳系数, $C_d = (1.0 + 0.07 |U_w|) \times 10^{-3}$ 。

在侧开边界, 水边界条件计算潮流时为水位给定, 水位由潮汐调和方程给出; 其他情况为流速无梯度, 流速如下节给出。温度的边界条件则采用流入定常, 流出无梯度条件 (Roed *et al* 1986)。

1.3 垂向动量及热量交换系数

在海洋中,垂向动量交换系数的估计值为 10^{-4} — $10^{-2} \text{m}^2/\text{s}$,而垂向热交换系数更小,比动量交换系数小一至二个量级。本文依据与 Leendertse 等(1977)类似的方法定义这两个交换系数。

$$\text{动量交换系数: } A_z = L^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \exp(-1.5R_i) \quad (8)$$

$$\text{热量交换系数: } D_z = L^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \exp(-3.0R_i) \quad (9)$$

$$\text{本文中 Richardson 数亦取为: } R_i = -\frac{g}{\rho} \frac{\delta \rho}{\delta E / \delta z} \quad (10)$$

但式中 E 为运动动能,从而避开了 Leendertse(1977)中次网格能量密度方程的计算。

2 初边条件选取及差分方法

(1) 本文的计算海域为 31°N 以北,东边至对马海峡的黄渤海海域,水平网格间距为四分之一经度和纬度,垂直方向自海面至海底分 0—10m, 10—20m, 20—30m, 30—50m, 50—100m 及 100m 以下 6 层。

(2) 初始温盐场采用 1950—1990 年 8 月份资料的多年月平均,内插到网格点。从平均结果来看,在黄海,黄海冷水团的温盐特征得以充分体现。

(3) 风应力影响实验中,平均风场亦采用 8 月多年平均风场,见 Qi 等(1995)。

(4) 对马暖流及 31°N 线为计算海域的开边界,其中,在有开边界强迫流量交换实验时,边界各层流速的确定方法见戚建华等(1996)。

(5) 初始流场的计算,是采用数值非定常诊断模式,将初始温盐场视为定常,因而密度定常。初始潮流场的计算是在定常密度场下,潮流计算 6 周期后的结果。而初始环流场为流速值计算达到准稳定状态后所得的流场。

(6) 计算采用 C-网格,动量方程、热传导方程水平向为显格式,垂向为隐格式,对流项采用迎风格式,计算时间步长在 M_2 潮流混合实验中取 103.5s,风混合实验中取 100s。

3 实验结果及讨论

图 1 看出,自 10m 以下在黄海广阔的水域存在着一个几乎封闭的冷水区。其中,10—

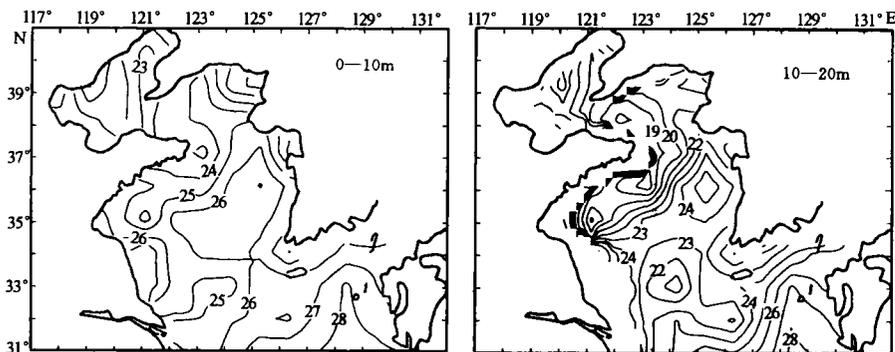


图1 初始温度($^{\circ}\text{C}$)

Fig.1 Initial temperature in Yellow Sea

20m层山东半岛南部等温线密集,说明这儿是夏季的黄海海洋锋强盛带,但表层不甚明显,而从卫星图片上可以清晰地看到这种海面陆架锋(见图2及赵保仁,1987)。除了海面

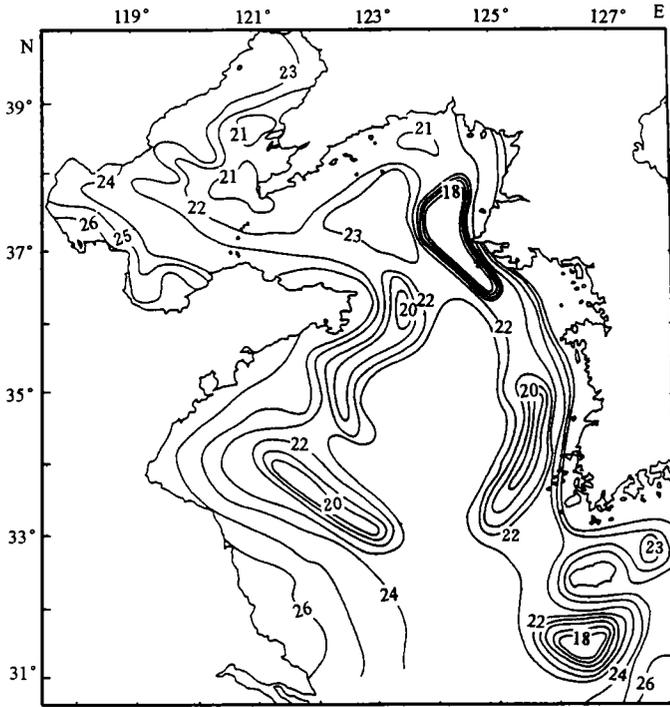


图2 卫星图片分析表层温度(°C)(1986年8月29日)(选自苏育嵩等,1996)

Fig.2 Sea surface temperature (°C) analyzed through satellite data (Aug 29, 1986) in Yellow Sea

边界一些复杂的物理机制外,还认为这主要是由于给出初始温度场的资料时空分布不均,间距较大,并且是多年平均结果,因此难以清晰地刻划出这一锋面。另外,山东半岛东端有一低温区,这里也不甚明显。

下面通过数值实验的结果,对黄海夏季海洋锋的分布变化及其特征做一阐述。

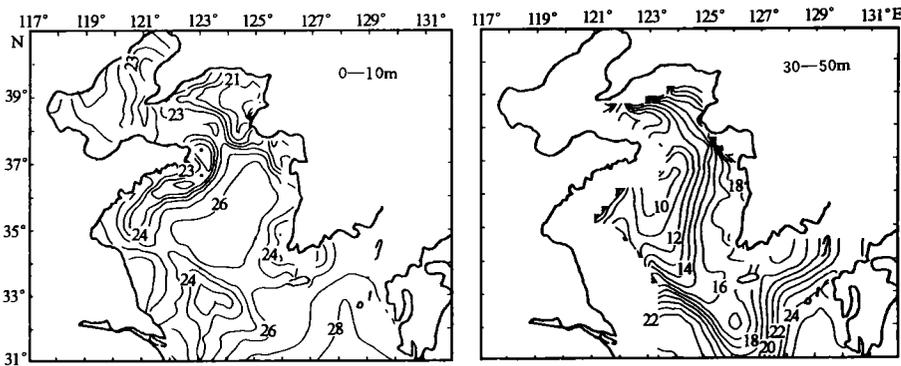


图3 M_2 潮流模拟4周期温度分布

Fig.3 Simulated temperature at 4 cycles of M_2 tide in Yellow Sea

3.1 M_2 潮混合的温度变化及上升流现象

在不考虑开边界强迫流量交换的情况下,通过单纯 M_2 潮流的混合,可以发现黄海潮混合温度的变化特征。

在数值实验 M_2 潮流计算 2 个周期后,北黄海水域及山东东南水域潮混合的效应即明显出现(图略)。4 个周期时,在辽南及山东东南部出现显著的温度水平变化梯度,而且表层也很显著,可以认为是海洋锋的形成(图 3)。此时苏北浅滩外海水混合也逐渐明显,另外,朝鲜半岛西南角也出现较强的温度梯度。至此,由观测发现的夏季黄海几个典型表层冷水区,即山东半岛东端、大连、木浦、仁川等水域,以及海州湾、苏北浅滩外沿水域,均已出现端倪。而至 6 个潮周期时,所有上述特征更加明显(图 4),山东半岛东南的冷水区与

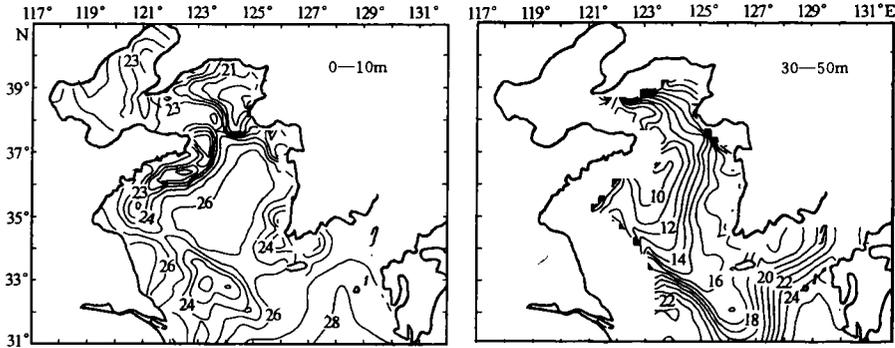


图 4 M_2 潮流模拟 6 周期温度分布

Fig.4 Simulated temperature at 6 cycles of M_2 tide in Yellow Sea

苏北外海冷水区有相汇的趋势,形成苏北浅滩外侧、成山角外海、渤海海峡区域较强的陆架锋;另外,朝鲜西岸的西朝鲜湾和江华湾口及木浦外海也出现明显的陆架锋分布。将图 4 与图 2 相比较,可以发现,所有观测到的锋带及冷水区几乎全部正确地模拟出来,模拟结果与卫星观测图片吻合较好。

从模拟结果得出, M_2 潮流的混合作用主要在沿岸陆架水域,深水区域由于海水深,海底摩擦所导致的速度梯度影响不了整层水域,而且这里潮流流速相对沿岸区域小,因而混合作用也很弱。如对马暖流海域,等温线几乎不变,这从实验结果中可以清晰地看出。另外,黄海冷水团受潮流的影响也是较小的,从 30—50m 层的模拟结果可以看到(见图 3,图 4),冷水团中心的温度变化较沿岸变化弱得多,这可以从一个侧面论证黄海冷水团能在整个夏季保持其温度特征基本不变的事实。需要说明的是,30—50m 层温度初始值与模拟结果在冷水团中心有一些不同,这是因为模式有一个对初始温度值温流适应的调整过程,而并非潮流混合所致。这种适应过程的初始化也是数值研究的内容之一,目前还有待于更深入的研究。

在温度的混合变化过程中,起主要作用的是由海底摩擦所导致的速度梯度及由潮流引起的上升运动。从模拟结果可以证实温度的强混合区的确存在由潮流及地形引起的上升流现象(图 5),这与观测事实是极为吻合的(赵保仁,1987)。因此有理由认为,产生海洋上升流现象的原因之一是潮流及地形的作用,而且这一上升流一般与表层冷水区相伴。

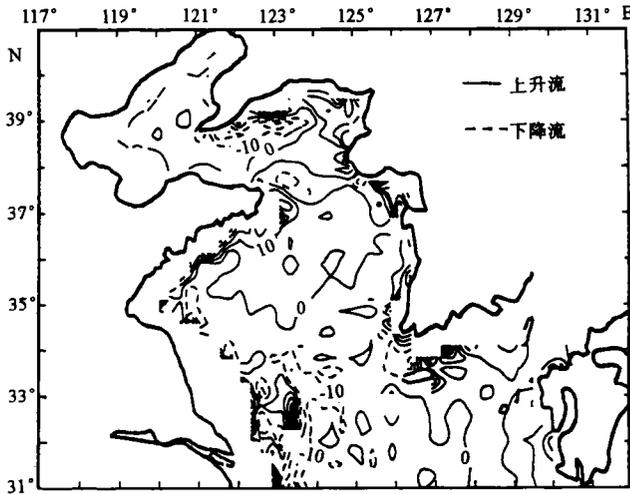


图 5 M_2 潮垂直余流分布模拟结果(10—20m)

Fig.5 Simulated M_2 tide vertical residual current (10—20m) in Yellow Sea

3.2 M_2 潮流与边界强迫流量共同影响的实验

在 M_2 潮流混合模拟的同时,边界加上强迫的流量交换。其方法是首先进行边界有强迫流量的平均环流计算,再叠加上 M_2 潮流模拟计算。由于环流流速较潮流流速很弱,模拟结果与单纯 M_2 潮流的作用没有显著的差异,仅在对马暖流与黄海暖流的分流区域有一些略微不同,并且上层比较明显(图略)。

由该实验明显得出,夏季黄海暖流虽然是维持黄海夏季热力特征的因素之一,但其流速小,稳定性较强,难以较大改变黄海海域的热力特征。浅海陆架锋产生及维持,起主要作用的还是潮混合。

3.3 平均风应力混合的实验比较

夏季平均风场对混合影响的模拟实验,结果显示,海洋上层,温度场在风应力的作用下发生了一些变化,72h后,可明显看出等温线略向东北偏移(图略)。由于夏季东南风的吹刮,由漂流理论,海水向风向的偏右方输送,因而上层等温线略向东北移动,但下层温度场受风影响很小,说明夏季温跃层的屏障使风应力的输送及搅拌作用仅局限于上混合层,而且等温线趋向比较一致,没有产生类似潮混合的陆架锋现象及表层冷水。

由模拟结果,夏季风场只对沿岸水域及上层海洋有显著影响,造成混合及水体的输送。从该实验中,还发现黄渤海水域的几个典型冷水区的模拟结果与初始场偏离不大,而初始场又并没有很好体现出这些冷水区的特征。说明这些冷水区的形成不是由于海面风应力直接作用所致。

4 结论

4.1 本文研究所得黄海温度潮混合的数值实验结果,直观地刻划了夏季该海域海洋锋的生成及维持机制,即潮流的混合作用是维持黄海海洋锋这一特定形态的重要因素。由于海面增温,而风应力的混合只能达到一定的深度,潮流的混合在深水又较弱,因而下层水能够将其冬季的特征基本保留下来,而浅海水域则主要是受潮流影响显著,上下基本混合

一致, 浅滩、岬角及海湾处潮流流速大, 混合显著, 表层形成冷水区。这样, 沿岸区域与深水区之间就产生强的温度梯度, 形成陆架锋。

4.2 本文对黄渤海海洋温度场数值研究及预报工作的探索性研究, 引出了一温流数值模式并进行了模拟实验。由模拟结果, 分析了夏季黄海热力结构的生成及变化机制, 与观测结果一致。为进一步利用该数值模式进行海洋温度场的研究及预报提供了依据。不仅如此, 该研究内容对于海洋环流、海洋水团乃至当今关注的海洋生态动力学研究都有所裨益。

4.3 数值实验是在没有考虑太阳辐射及海面热交换过程的前提下进行的, 而夏季, 太阳辐射及海面热交换过程十分强烈, 日海面热通量大于 $300\text{W}/\text{m}^2$ 。因而数值的结果仅是从实验的角度, 研究海面平均风场及潮流对海洋热结构的影响机制。关于考虑海面热交换过程及进行海洋温度及环流场实况模拟, 将在以后另文探讨。

参 考 文 献

- 苏育嵩 苏洁, 1996. 渤黄海夏季低温带及其形成机制初析. 海洋学报, 18(1): 13—20
- 沈育疆 叶安乐, 1984. 东中国海三维半日潮流场数值计算. 海洋湖沼通报, 1: 1—10
- 赵保仁, 1985. 黄海冷水团锋面与潮混合. 海洋与湖沼, 16(6): 451—460
- 赵保仁, 1987. 南黄海西部的陆架锋及冷水团锋区环流结构的初步研究. 海洋与湖沼, 18(3): 217—226
- 夏综万 王锤, 1984. 黄海 M_2 的数值模拟. 黄渤海海洋, 2(1): 1—7
- 戚建华 张展 张法高, 1996. 黄渤海三维斜压环流的数值诊断模拟(英文), 青岛海洋大学学报, 26(4): 421—430
- Leendertse J J, Liu S K, 1977. A three-dimensional model for estuaries and coastal seas Vol IV. Turbulent energy computation, R-2187-owrr. U S A: The Rand Corporation Santa Monica. CA. 1—58
- Qi J H, Wang S Z, Su Y S, 1995. The numerical study of three-dimensional temperature and circulation in the Yellow and Bohai Seas. J Yellow Sea, 1: 25—33
- Roed L P, Cooper C K, 1986. Open boundary conditions in numerical ocean model. Advance. Physical Oceanographic Numerical Modeling. Ed. J J O' Brien, Dordrecht, Holland: D. Reidel Publishing Company. 411—436
- UNESCO, 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. Paris: Tech Pap in Mar Sci, 44: 1—53

NUMERICAL SIMULATION OF THE TIDE-INDUCED CONTINENTAL FRONT IN THE YELLOW SEA

QI Jian-hua, SU Yu-song

(*Department of Physical Oceanography, Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

Abstract The causes of summertime distribution and character of temperature in the Yellow Sea were studied, using a three-dimensional thermal and circulation numerical model. The temperature variation of seawater in summer due to the mixing effect of M_2 tidal current in the Yellow Sea was simulated and compared with the temperature variation due to the mixing by summer average wind stress. The continental ocean fronts in the Yellow Sea, such as the fronts outside the Subei shallows, in the southeastern part of the Shandong Peninsula, in the waters nearby Dalian and Mokpo as well as the surface cold water between the front and coast, were studied. The simulating results tallied with the surface temperature distribution observed by satellite remote sensing and reproduced the tide-induced character of continental fronts in the Yellow Sea.

The three-dimensional thermal and circulation model in the present paper was used for numerical simulation of tidal current in the Yellow Sea focused on the process of periodic tidal mixing of temperature due to the boundary force of M_2 tide. The simulating results revealed not only the character of temperature distribution and variation in the tide-induced continental front areas of the Yellow Sea, but also the distribution of vertical tidal residual current for comparison with the distribution of temperature.

For embodying the effect of tidal mixing on water temperature variation, the simulation study did not consider the thermal exchange process at the sea surface and the salinity variation in the model. In summer, the solar radiation and sea surface thermal exchange processes are very strong, so the numerical results here were used to study in detail the mechanism of tidal mixing to ocean thermal structure.

Key words Numerical simulation Yellow Sea Tidal mixing Continental front
Upwelling

Subject classification number P731