

沿岸海区冬季垂直环流及其温盐结构的数值研究

I. 环流的基本特征*

刘兴泉

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

提要 为了揭示沿岸海区冬季垂直环流及其温盐结构的分布特征和变化规律, 利用三维斜压流体动力学模型, 对具有岸界坡度变化、河流入海、海湾、岛屿和海槽的理想海区冬季的垂直环流及其温盐结构进行了数值模拟。其环流的数值结果表明, 冬季沿岸海区的垂直环流普遍呈逆时针流动。在近表层为向岸流, 沿岸为下降流, 近表层以下为离岸流; 近表层以下的离岸流在外海有明显的上升趋势; 沿岸下降流自表层至底层逐渐由强变弱; 就整个海区而言, 随着自南往北海区水深的逐渐变浅和岸界地形坡度的由大变小, 其沿岸下降流则由强变弱。

关键词 沿岸海区 冬季 数值模拟 垂直环流 下降流

海洋环流的垂直运动是实现上层和下层水体交换的重要途径。尽管垂直流速与水平流速相比甚小, 但对海区水文物理、化学、生物等要素的垂直分布起着重要的作用。因此, 研究沿岸海区垂直环流的分布特征和变化规律对沿岸地区的经济发展有着实际意义。对于水深变化缓慢的浅海, 冬季在北方强冷空气的控制下, 使得海区温盐度大致呈垂直均匀分布, 近似用正压模型(刘兴泉, 1996)来描述海区的环流是基本合理的。但对于水深变化显著的深海(如东海和南海), 由于海面风应力所影响的深度有限, 即使在冬季也不能使海区的温度和盐度呈均匀分布, 再用正压模型描述就不符合实际, 因此必须用斜压模型来描述。

沿岸海区的垂直环流早已引起了人们的广泛重视, 并相继作了大量的研究工作。就其动力学方面, 李心铭等(1965)将位势理论和象方法首先应用于风海流和升降流的研究。郭炳火等(1986)提出了潮绕半岛诱导上升流的解析模式。曹欣中等(1985)对浙江近海涌升流区核心断面的横向垂直环流进行了诊断计算。但到目前为止, 对沿岸海区垂直环流的研究大都局限于资料分析和简单解析模式的定性描述, 而用三维斜压流体动力学模型进行定量描述迄今尚未见报道。为了从动力学的角度揭示沿岸海区冬季垂直环流及其温盐结构的分布特征和变化规律, 本研究利用三维斜压流体动力学模型(Semtner, 1974), 符合于研究海区的冬季海面风场、海面温度和盐度分布。对无潮影响的理想沿岸海区的垂

* 国家自然科学基金重点基金资助项目, 49136140号。刘兴泉, 男, 出生于1948年12月, 副研究员。

管秉贤教授曾给本研究以帮助, 并审阅全文, 特此志谢。

收稿日期: 1996年5月29日, 接受日期: 1996年11月7日。

直环流及其温盐结构进行了数值模拟, 以期从理论上阐述沿岸海区冬季垂直环流及其温盐结构的分布特征和变化规律。

1 研究海区概况

1.1 海区的地形特征

研究海区的地形特征如图 1 所示, 其西边是与大陆相连的陆界, 北面、南面和东面是与外海相通的水界。在海区北面的西边陆界有一河流入海, 在河口南面有一个海湾, 在海区南面陆界以东海域有一个岛屿, 岛屿的东北面为一海槽。其西边海岸线自南向北偏东方向延伸, 向西绕过海湾, 自河口以南向北延伸, 越过河口, 再向北偏西方向延伸, 使整个海岸线呈弧状。研究海区的水深分布, 在海湾以北海域水深较浅且水深变化缓慢, 岸边最小水深为 100m; 东部开边处的水深为 250m。海湾以南海域的水深大且水深变化显著, 岸边的水深为 125m。海峡处的最大水深可达 225m, 而岛屿东北海槽的最大水深为 1 800m。随着自北往南和自近岸向外海的水深变化, 研究海区的海底地形大致呈西北—东南向倾斜。而整个沿岸海区的水深和岸界地形的倾斜程度则从南往北逐渐由大变小。

1.2 海面风场、温度和盐度分布

整个海区冬季盛行东北风, 其风力为常年之最, 为了简便和不失一般性, 冬季给出一个北偏东且风力从北往南逐渐呈减弱趋势的海面风应力场(如图 2 所示)。

研究海区冬季的海面温度分布如图 3a 所示, 温度自北往南和自近岸到外海逐渐由低

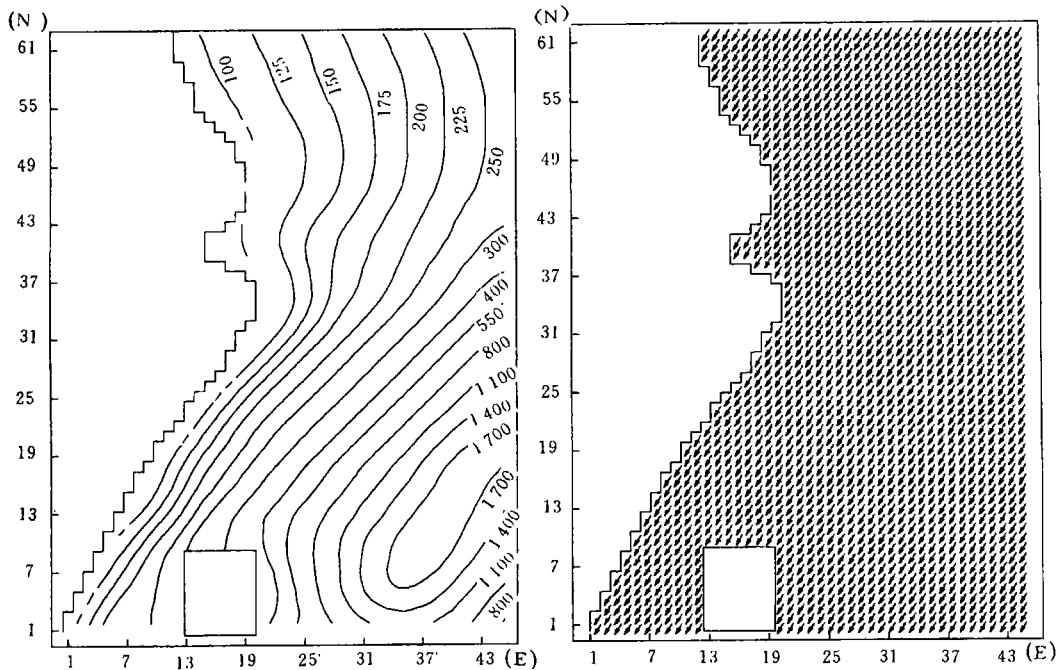


图 1 沿岸海区的水深分布 (m)

图 2 海面风应力场

(经向 61 个格点, 纬向 45 个格点。图 2、图 3 同)

Fig.2 Wind stress pattern on the sea surface

Fig.1 Bathymetry of the coastal sea(in meter)

变高,其等温线分布大致与海区等深线分布相同。研究海区冬季的海面盐度分布如图 3b 所示,盐度自河口区向北、向南和向外海逐渐由低变高,其低盐区的等盐线大致与海岸线呈平行分布。

2 数学物理模型

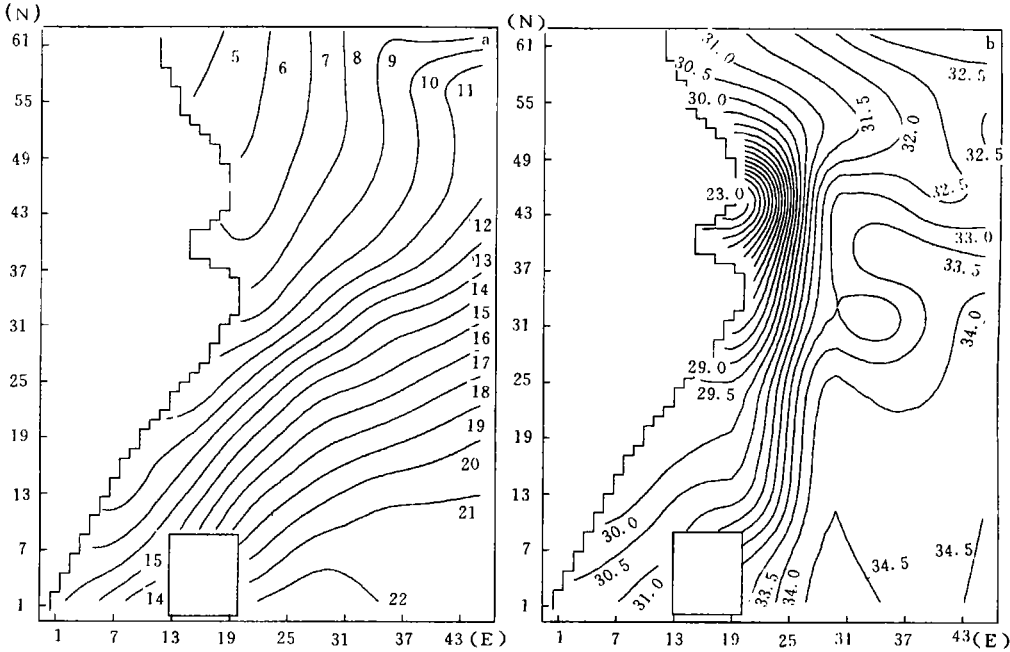


图 3 海面温度(a)和盐度(b)分布

Fig.3 Temperature (a) and salinity (b) distributions at the sea surface

2.1 控制方程

控制方程采用球坐标下的水平动量方程、静压方程、连续方程、温度扩散方程、盐度扩散方程和非线性状态方程。其方程如下:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + Lu - \frac{uv \tan \varphi}{a} - fv = -\frac{1}{\rho_0 a \cos \varphi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + \kappa \frac{\partial^2 u}{\partial Z^2} + A_M \left\{ \nabla^2 u + \frac{(1 - \tan^2 \varphi)u}{a^2} - \frac{2 \sin \varphi}{a^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right\} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + Lv + \frac{u^2 \tan \varphi}{a} + fu = -\frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial P}{\partial \varphi} + \kappa \frac{\partial^2 v}{\partial Z^2} + A_M \left\{ \nabla^2 v + \frac{(1 - \tan^2 \varphi)v}{a^2} + \frac{2 \sin \varphi}{a^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right\} \quad (2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial Z} = -\rho g \quad (3)$$

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) + \frac{\partial w}{\partial Z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + LT = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} + A_H \nabla^2 T \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + LS = \kappa \frac{\partial^2 S}{\partial Z^2} + A_H \nabla^2 S \quad (6)$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (7)$$

其中, $L(\alpha)$, $\nabla^2 \alpha$ 和 f 分别为平流算子、拉普拉斯算子和科氏参数, 即

$$L(\alpha) = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (u\alpha) + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi v\alpha) + \frac{\partial}{\partial Z} (w\alpha) \quad (8)$$

$$\nabla^2 \alpha = \frac{1}{a^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial^2 \alpha}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{\partial \alpha}{\partial \varphi} \right) \quad (9)$$

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (10)$$

式中, u, v 和 w 分别为经向、纬向和垂向速度分量; P 为压力; T, S 和 ρ 分别为海水的温度、盐度和密度; ρ_0 为平均密度; a 为地球半径; g 为重力加速度; A_M 为水平涡度粘性系数; A_H 为水平涡度扩散系数; κ 为垂直涡度粘性和扩散系数。

2.2 边界条件

研究海区的形状由随经度和纬度变化的水深场 $H(\lambda, \varphi)$ 确定, 并取海面下为负。在海面给出风应力、温度和盐度, 海面垂向流速为零。

$$\left. \begin{aligned} \rho_0 \kappa \frac{\partial}{\partial Z} (u, v) &= (\tau^\lambda, \tau^\varphi) \\ \rho_0 \kappa \frac{\partial}{\partial Z} (T, S) &= (F^T, F^S) \\ w &= 0 \end{aligned} \right\} Z = 0 \quad (11)$$

在海底动量、热和盐通量为零, 而流速与海底平行。

$$\left. \begin{aligned} \rho_0 \kappa \frac{\partial}{\partial Z} (u, v) &= 0 \\ \rho_0 \kappa \frac{\partial}{\partial Z} (T, S) &= 0 \\ w &= -\frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial H}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial H}{\partial \varphi} \end{aligned} \right\} Z = -H(\lambda, \varphi) \quad (12)$$

$$\text{侧向固边界} \quad (u, v) = 0 \quad (T, S) = 0 \quad (13)$$

$$\text{侧向液边界} \quad (u, v) = (u^*, v^*) \quad (T, S) = (T^*, S^*) \quad (14)$$

3 数值模拟与结果

3.1 数值计算的实施

将研究海区沿经向和纬向分成 61×45 个网格节点, 其经向和纬向的水平网格距均为 $(1/6)^\circ$ 。由于主要研究沿岸海区环流和温盐的垂直结构, 为了能较好地描述近岸区域环流及温盐的垂直分布和变化, 同时又能反映出外海深水区环流及温盐的垂直分布和变化, 故在垂向上分层较细。根据海区近岸的水深分布和海区的最大水深, 在垂向上共分为 16 层, 其中 1—10 层取为等深层, 每层厚 25m, 而 11—16 层取为非等深层, 层厚分别为 50,

100, 200, 300, 400 和 500m。各层侧向固体边界取 $u = v = 0, T = S = 0$ 。研究海区南边、北边和东边开阔侧向液边界的温度和盐度近似取 $T = T^*, S = S^*$, 而动量取 $u = 0, v = 0$, 也就是说本研究未考虑外海入流。海面动量 u 和 v 按图 2 所示给出海面风应力的东分量和北分量, 分别以图 3a 和图 3b 所示给出海面温度和盐度, 海面垂向流速取 $w = 0$ 。在海底动量及热盐通量取 $u = v = 0, T = S = 0$ 。初始条件取 $u = v = w = 0$ 。由于温盐输送是一个相对缓慢的过程, 为了加快收敛速度, 温度和盐度的初值分别以海区底层可能达到的最低温度和最高盐度给出, 在计算中取 $T = 4, S = 0.035$ 。经试验, 水平粘性系数取 $A_M = 10^9$, 而水平扩散系数取 $A_H = 2 \times 10^7$, 垂直粘性和扩散系数取 $\kappa = 1$ 。为了进一步提高收敛速度, 对动量 u, v, w 和温盐 T, S 取不同的积分时间步长, 计算动量 u, v, w 的积分时间步长取 $\Delta t_1 = 60\text{s}$, 而计算温盐 T, S 的积分时间步长取 $\Delta t_2 = 1440\text{s}$ 。

3.2 计算结果与分析

根据以上方案, 约经过 800d 的积分时间就可使海区的环流及其温盐的数值结果趋于稳定, 分别获得了海区冬季的垂直环流系统和温盐结构。为了便于从理论上阐述垂直环流的分布特征和变化规律, 仅给出经向网格 7, 13, 19, 25, 31, 37, 43, 49 和 55 各整纬度断面的环流数值结果(图 4)进行讨论。由于垂直环流的垂向流速与水平横向流速的量级相差甚大, 为了能明显地反映出沿岸海区垂直环流的变化趋势, 图 4 中各断面的垂直环流矢量均为将垂向流速扩大 1 000 倍后与水平横向流速合成得到。

图 4 中各纬向断面的环流系统表明: 在冬季, 沿岸海区的垂直环流均呈逆时针方向流动。在近表层由外海向近岸流动, 到岸边逐渐变为沿岸界地形坡度向下的流动, 而在近表层以下由沿岸界向下的流动又逐渐变为向外海的流动。正是由于环流的逆时针流动, 沿岸海区冬季的垂直环流系统, 在近表层为向岸流, 沿岸为下降流, 近表层以下为离岸流, 近表层以下的离岸流在外海有明显的上升趋势。从图 4 中经向网格 7 海峡断面的环流看出, 在大陆与岛屿西部岸界之间形成一个正旋环流。其涡旋中心大致位于东西岸界中部的近表层与次表层之间。在西边沿岸为下降流, 而东边沿岸却为上升流。由此可以推断, 只要外海至东边岸界海面风场的分布趋势不变, 在经向网格 7 岛屿以东断面和以北各纬向断面的垂直环流在西边岸界与东边岸界之间也形成正旋环流, 而在东边沿岸的垂直环流应为上升流。

从各纬向断面的环流结构看出, 近表层的向岸流, 其流速强, 流经宽度小。向岸流的流速和流经宽度显然与海面风速的大小与在垂向上的分层厚薄有关。基于本研究的海面风速和分层, 向岸流流速(垂向流速扩大 1 000 倍与水平横向流速合成)一般约为 4cm/s , 而在外海表层的最大流速可接近 5cm/s , 其流经宽度约有 40m。向岸流在外海几乎完全由水平横向流速支配。向岸流在由外海向近岸的流动过程中, 其水平横向流速分量逐渐由大变小, 而垂向流速分量逐渐由小变大。与向岸流相比, 沿岸下降流的流速弱, 流经宽度大。其最大流速(垂向流速扩大 1 000 倍与水平横向流速合成)约有 3cm/s , 流经宽度自岸边至外海最宽可接近一个经度。沿岸下降流在沿岸界向下流动时, 垂向流速分量逐渐由大变小, 而水平横向流速分量逐渐由小变大, 在近表层以下变为主要由水平横向流速支配的离岸流, 离岸流在外海有明显的上升趋势。与近表层的向岸流和沿岸的下降流相比, 离岸流的流速最弱, 流经宽度最大。离岸流自上而下逐渐

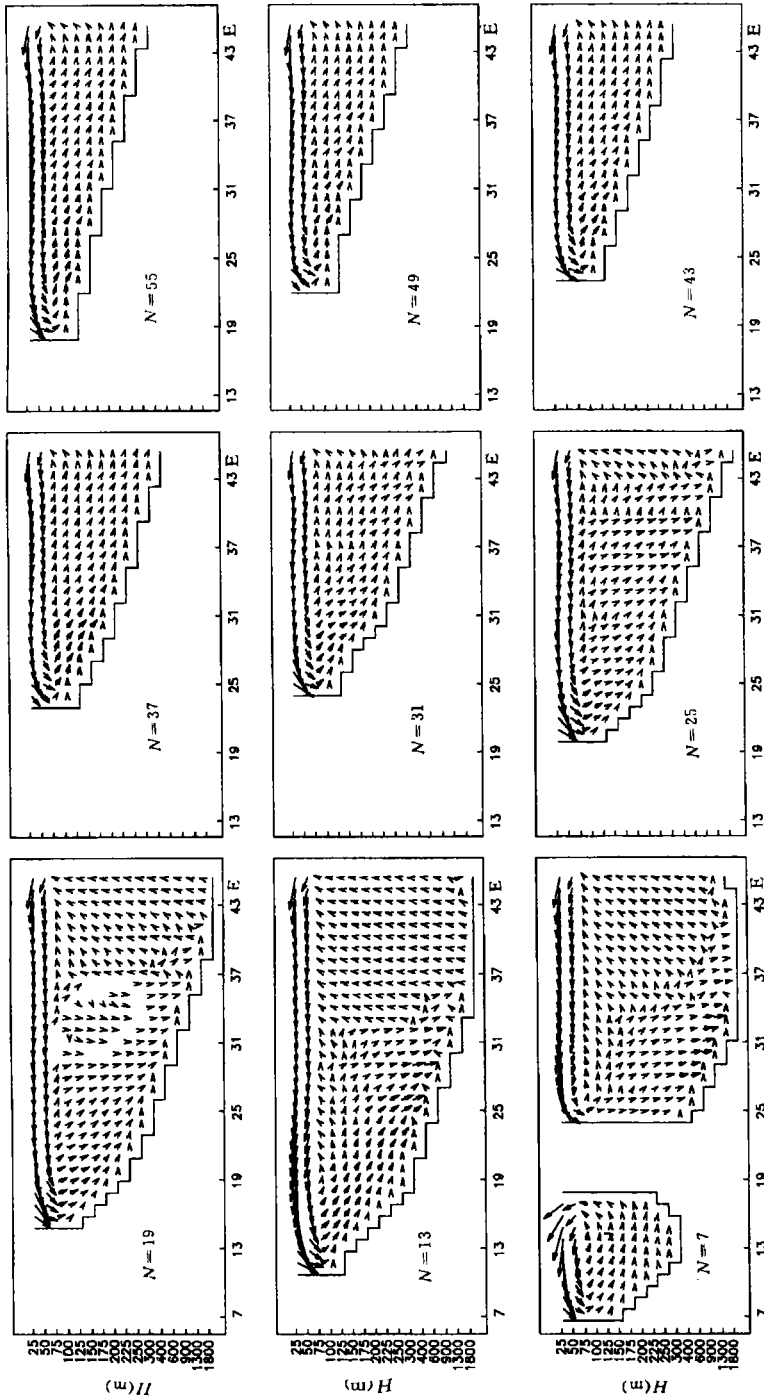


图 4 沿岸海区垂直环流数值模拟结果

Fig.4 Results of the vertical circulation modelling for the coastal sea area

减弱,较上层的最大流速(垂向流速扩大1 000倍与水平横向流速合成)不到1cm/s,而在深水区的底层(海槽底层)的流速就更小了。其流经宽度一直从向岸流与离岸流的分界线到海底。

就整个沿岸海区的垂直环流而论,将图4各断面比较可以看出,在海湾以南水深和岸界地形坡度大的7,13,19,25,31和37断面,下降流的下降趋势明显,近岸与外海相比垂向流速变化大。而在海湾以北水深和岸界地形坡度相对小的43,49和55断面,其下降流的下降趋势就不太明显,近岸与外海相比垂向流速变化小。这表明,随着海区自南往北水深的逐渐变浅和岸界地形倾斜程度的由大变小,沿岸下降流也自南往北由强变弱。沿岸下降流的强弱除了与海面风应力大小有关外,而且与海区岸界地形坡度的大小有关。岸界坡度小则垂向流速小,反之垂向流速大。垂向流速总是在岸界倾斜度大的近岸近表层最强,其表层的最大垂向流速可达 1.74×10^{-3} 。

冬季,整个海区在东北风的控制下,东北风在海面产生的向岸分应力驱动表层水体并拖拽其下面水体由外海向近岸输送,从而在近表层形成向岸流。向岸流到近岸,由于受到岸界地形的阻挡,使输送至岸边的水体只能沿岸界向下输送,从而形成沿岸下降流。由于质量守恒,沿岸界向下的输送自近表层以下必然变为由近岸向外海的输送,即形成离岸流。根据能量守恒和质量守恒原理,在近表层由外海向近岸和在近岸由上向下及在近表层以下由近岸向外海输送的水体相等。因此,近表层向岸流的流速强,流经宽度小。沿岸下降流的流速弱,流经宽度大。而近表层以下离岸流的流速最弱,流经宽度最大。从沿岸海区的环流结构看出,冬季斜压环流的强度普遍较弱,这无疑是由于海区温盐作用的影响。因此,沿岸下降流形成的主要原因是由于冬季海面风场产生的向岸分应力与岸界地形的耦合效应及海区温盐分布不均匀所致。

4 结论

综上所述,冬季沿岸海区的垂直环流普遍以逆时针流动。在近表层为向岸流,沿岸为下降流,近表层以下为离岸流,近表层以下的离岸流在外海有明显的上升趋势。向岸流的流速强、流经宽度小,沿岸下降流的流速弱、流经宽度大。与近表层的向岸流和沿岸的下降流相比,离岸流的流速最弱、流经宽度最大。沿岸下降流自表层至底层逐渐由强变弱,其强度和流动趋势不但与海面风速的强弱有关,而且与岸界地形坡度的大小有关。就整个海区而言,随着自南往北水深的变浅和岸界地形坡度的由大变小,沿岸下降流则由强变弱。沿岸下降流总是在岸界坡度大的近岸表层最强。沿岸下降流形成的主要原因是由于冬季东北风所产生的向岸分应力与岸界地形的耦合效应及海区温度和盐度分布不均匀所致。

参 考 文 献

- 刘兴泉,1996,海洋与湖沼,27(5):546—555。
李心铭、汪景庸,1965,海洋与湖沼,7(2):94—112。
曹欣中、朱延璋,1985,海洋通报,4(2):1—5。
郭炳火、夏综万,1986,海洋学报,8(3):272—282。
Semtner, A. J., 1974, *Technical Report*,9:99。

NUMERICAL STUDY ON VERTICAL CIRCULATION AND T-S STRUCTURE IN COASTAL SEA AREA DURING WINTERTIME

I. BASIC CHARACTERISTICS OF THE CIRCULATION

Liu Xingquan

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

Abstract In order to identify patterns of distribution and spatial variations of the vertical circulation, and temperature and salinity structures in the coastal sea area during the wintertime, numerical simulations were carried out for an ideal sea area using a variety of data sets for the seabed topography, and river discharges into the sea. The simulations were based upon a three-dimensional baroclinic ocean model. The computational results show the formation of an anticlockwise vertical circulation during wintertime, shoreward currents in the nearsurface layer, downwelling in the nearshore area, and offshore currents below the nearsurface layer, with a rising tendency in the outside sea. The downwelling gradually weakens from the surface layer to the bottom layer. Over the whole coastal area, the intensity of the downwelling decreases with the decreasing of water depth and seabed slope. The coastal downwelling mechanism can be attributed mainly to a coupling effect between wind stress and seashore, and the inhomogeneous distributions of temperature and salinity.

Key words Coastal sea area Wintertime Numerical simulation Vertical circulation Downwelling