

东海沿岸海区垂直环流及其 温盐结构动力过程研究

I. 环流的基本特征*

刘兴泉 侯一筠 尹宝树

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

提要 利用三维斜压流体动力学模型,通过对东海沿岸海区冬、夏季的斜压环流及其温盐结构的数值研究,揭示研究海区垂直环流及其温盐结构的动力过程及其成因。垂直环流的模拟结果表明:冬季,沿岸海区的垂直环流以逆时针流动,近表层为向岸流,沿岸为下降流,近表层以下为离岸流,其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;夏季,沿岸海区的垂直环流以顺时针流动,近表层以下为向岸流,沿岸为上升流,近表层为离岸流,其在外海有明显的下降趋势,沿岸上升流自底层至表层逐渐由弱变强。就整个沿岸海区而论,冬季沿岸下降流和夏季沿岸上升流的强度都随着岸界地形坡度、风速及风向与岸线偏角的变化而变化。沿岸下降流形成的主要原因是由于冬季东北风与岸界地形的耦合效应及海区温盐分布不均匀所致,而沿岸上升流形成的主要原因则是由于夏季西南风与岸界地形的耦合效应及海区温盐分布不均匀所致。

关键词 东海沿岸海区, 冬季, 夏季, 垂直环流, 动力过程, 上升流, 下降流

中图分类号 P731

海水的垂直交换与混合是通过海洋环流的垂直运动来实现的。尽管垂直流速与水平流速相比甚小(为特征深度与水平尺度之比: H/L),但垂直流速在海洋物质的垂直交换过程中起着极其重要的作用。沿岸海区化学、生物等要素的悬浮和沉降及其垂直分布和变化与沿岸升降流的强弱及其特征有着极为密切的关系。生态环境的改善已成为人类面临的重要课题,沿岸海区生态环境的变化直接影响到沿岸地区人类的生存条件。东海沿岸是我国人口密集的经济发达地区,因此开展该海区垂直环流动力过程研究,不仅对其动力学本身具有科学理论意义,而且对沿岸地区的经济发展具有实际的应用价值。

沿岸上升流现象早已被海洋学者所关注,20世纪50年代初国外海洋学者就已开始对沿岸上

升流的研究。Hidaka(1954)提出了一个风驱动的无限深有限宽海洋二维线性稳定均匀的沿岸上升流模型;Saito(1956)对风应力突然作用于初始静止海面的瞬变问题拓展了Hidaka(1954)的理论;Yoshida等(1955,1957)研究了加里福尼亚沿岸的上升流现象,提出了大水平尺度范围的上升流理论;Garvine(1971)和O'Brian等(1971)建立了有限深海的沿岸上升流理论和数值模型;Lill(1979)对陆架坡折区的上升流现象进行了探讨;Hsueh等(1971)对由沿岸流引起的稳定沿岸上升流进行了研究;Suginohara等(1984)对陆架坡上的长期沿岸上升流进行了分析;Leming等(1981)研究了佛罗里达卡纳拉尔角附近上升流区的冷水入侵和上升流现象。

东海沿岸海区因其上升流现象突出而一直成

* 中国科学院知识创新工程项目,KZCX2-202号和国家973重点基础研究专项经费资助项目,G1999043803号。

刘兴泉,副研究员

收稿日期:2003-03-11,收修改稿日期:2004-06-13

为海洋学者所关心的热点问题。我国海洋学者对于上升流的研究始于 1958—1960 年的全国海洋普查,而进行较广泛的研究则是从 20 世纪 70 年代末开始。早在 60 年代初管秉贤等(1964)¹⁾就报道了有关浙东沿岸夏季的上升流;胡敦欣等(1980,1984)、潘玉球等(1983)、丁宗信(1983)、许建平等(1983)、曹欣中等(1986)相继对浙江沿岸的上升流现象进行了分析;肖辉(1988)和黄荣祥(1989)分别对福建中部和台湾海峡的上升流现象进行了研究;赵保仁(1993)论述了长江口外的上升流现象。以上研究大都是根据夏季局部海区温盐观测资料对上升流现象进行的定性描述。此外,黄祖珂等(1996)、颜廷壮等(1997)分别对东海沿岸局部海区和福建沿岸的上升流进行了数值研究和诊断计算;刘兴泉(1997,1998)对理想海区沿岸冬季的垂直环流及其温盐结构进行了数值研究。

在本研究中,基于三维斜压流体动力学模型,以研究海区冬季(2月)和夏季(8月)的海面风场、海面温度和盐度资料作为海面边界条件,通过对东海 118°—126°E,24°—34°N 沿岸海区冬、夏季的垂直环流及其温盐结构的数值研究,从动力学角度揭示东海沿岸海区垂直环流动力过程及其成因和温盐结构的分布特征。由于受篇幅的限制,文中仅对数值研究所采用的数学模型、差分格式、边界条件和沿岸垂直环流的数值结果进行论述,而对温盐结构数值结果的分析将另文发表。

1 研究海区的地形特征、海面风场和温盐分布

东海属于三面与外海相通、一面与大陆相连且近岸水深变化显著的陆架海,其北面、南面和东面分别是与黄海、南海和太平洋相通的水界。西面从北往南依次为与江苏、浙江和福建大陆相连的陆界。研究海区的地形特征如图 1 所示,西边海岸线自 118°E、24°N 向北偏东方向延伸到 122°E、30°N,向西绕过杭州湾,自长江口以南向北延伸,越过长江口大约从 122°E、32°N 向北偏西方向延伸至 34°N,使整个海岸线呈弧状。研究海区的水深分布,在杭州湾以北海域水深浅且变化

缓慢,岸边水深不到 10m,而东部济州岛附近的水深只有 100m;杭州湾以南海域的水深大且变化显著,岸边的水深也有 20m,台湾海峡的最大水深可达 80m,而台湾岛东北部冲绳海槽的最大水深可超过 2000m。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,其倾斜程度则从南往北逐渐由大变小。

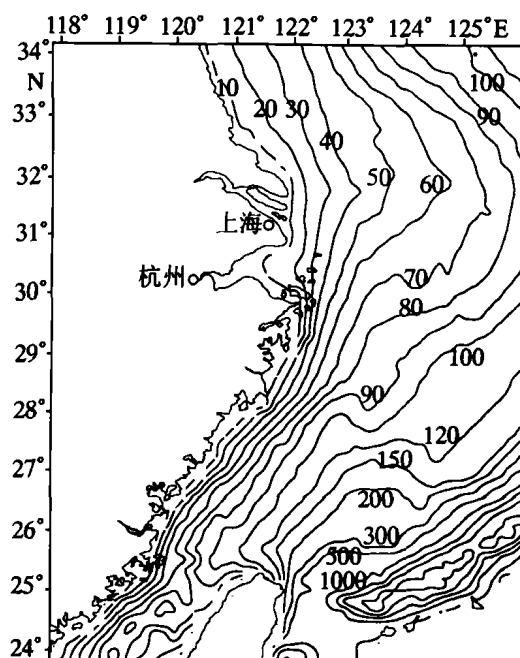


图 1 沿岸海区的地形特征(等深线单位:m)

Fig. 1 Topography structure of the coastal sea area

海面风应力场(图 2)取自 2 月和 8 月风场。研究海区冬季(2月)盛行偏北风(图 2a),其风应力强度自北往南逐渐增强,而风向自北往南由与岸线大约成 45°角的 N 风逐渐转为与岸线平行的 NE 风;夏季(8月)盛行偏南风(图 2b),其风应力强度自南往北缓慢增强,而风向却自南往北由与岸线大约成 45°角的 S 风逐渐转为与岸线平行的 SW 风,然后又逐渐过渡为与岸线大约成 45°角的 S 风。夏季与冬季相比,夏季风应力强度比冬季弱得多。

研究海区冬季和夏季的海面温度(图 3)和盐

1) 管秉贤,陈上及,1964. 中国近海的海流系统. 全国海洋综合调查报告,第五册第六章. 25—26

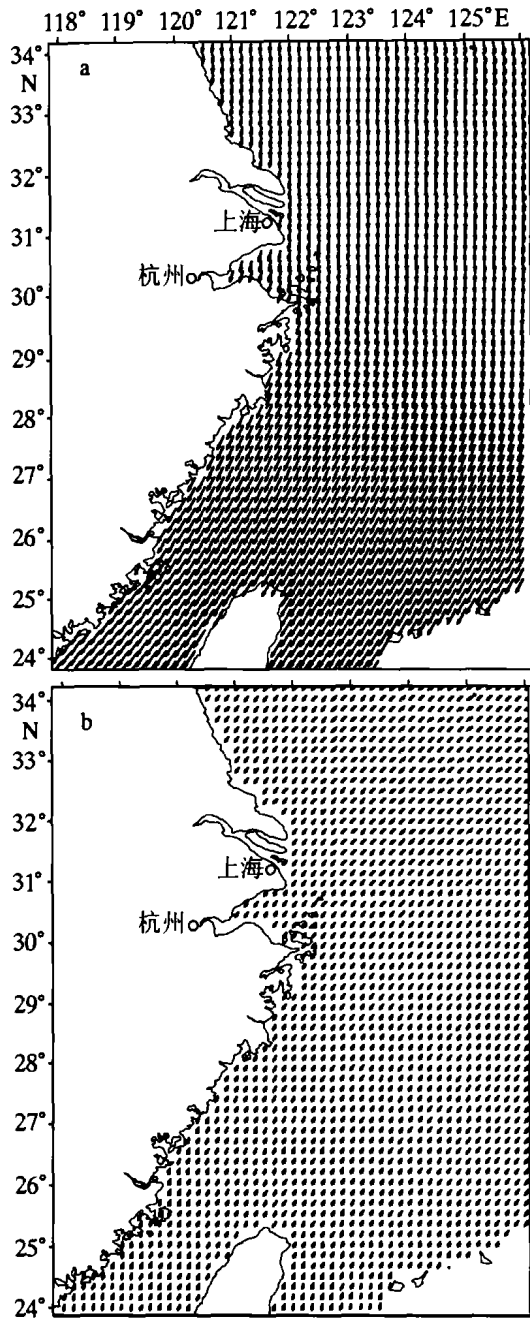


图 2 海面风应力分布

a. 冬季; b. 夏季

Fig. 2 Wind force on the sea surface

a. Winter; b. Summer

度(图 4)资料取自《渤海、黄海、东海海洋图集》(青岛海洋大学出版社,1992)。图 3a 和 图 3b 分别为冬季(2 月)和夏季(8 月)的海面温度分布。由图 3a 和图 3b 可以看出,整个海区冬季和夏季的海面温度分布特征均呈南高北低。这显然是由于研究海区处于北半球,南边纬度低海面热辐射强,而北边纬度高海面热辐射弱的缘故所致,同时还与受各流系(台湾暖流、东海沿岸流以及黑潮)

的影响有关。冬季整个海区海面温度分布南北温差大,南面(台湾岛东南)为 24℃,北面(苏北近岸)只有 4℃,南北温差高达 20℃。冬季在北方强冷空气的控制下,近岸水浅,热交换快,而外海水深,热交换慢,因此冬季近岸的海面温度普遍低于外海,其等温线大致与海区等深线的分布趋势相同。夏季整个海区的海面温度分布南北温差小,南面(台湾岛东南)高达 29℃以上,而北边也有

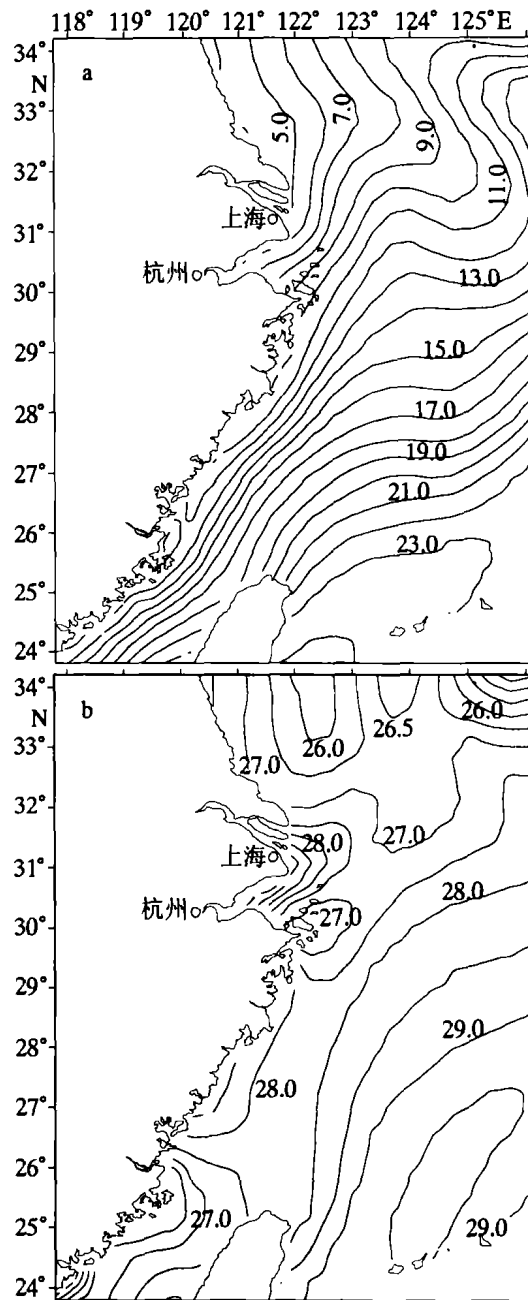


图 3 海面温度分布

a. 冬季; b. 夏季

Fig. 3 Temperature distribution on the sea surface

a. Winter; b. Summer

25℃,南北温差仅为4℃。近岸与外海相比,长江口以南近岸温度略低于外海,而长江口以北的局部海域近岸温度略高于外海。

图4a和图4b分别为冬季(2月)和夏季(8月)的表层盐度分布。由图4a和4b可以看出,冬

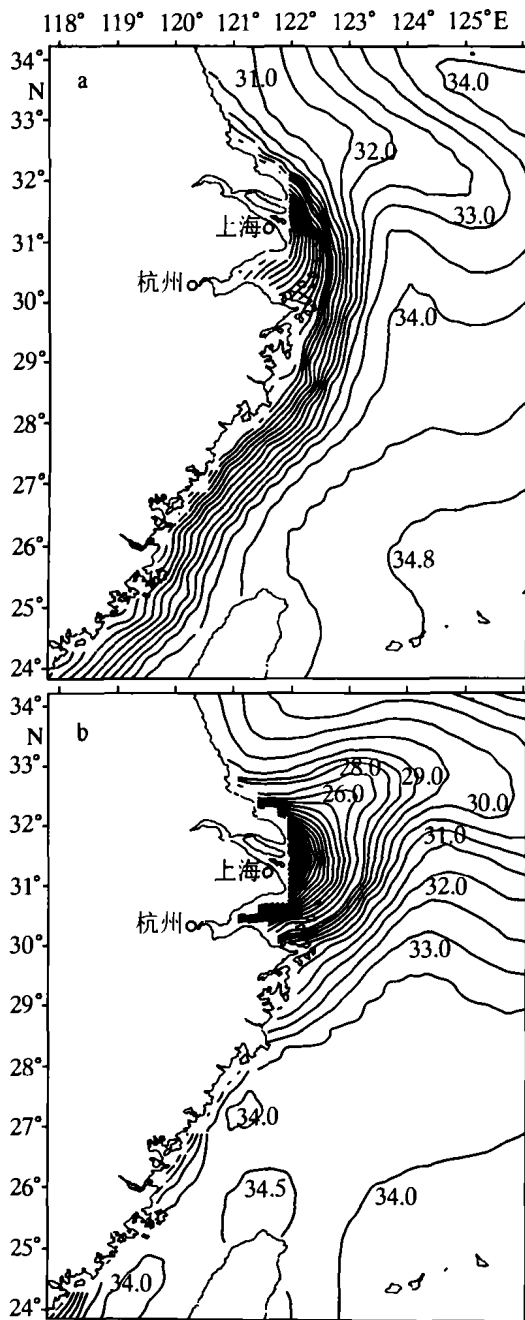


图4 海面盐度分布
a. 冬季; b. 夏季

Fig. 4 Salinity distribution on the sea surface
a. Winter; b. Summer

季和夏季在长江口至杭州湾外海域均有一个低盐区。冬季由于长江径流量小,加之强偏北风及其

沿岸流的作用,低盐区主要分布于长江口以南近岸的南北狭长区域。夏季由于长江径流量大,加之偏南风 and 台湾暖流的影响,低盐区却分布于长江口外杭州湾东北的开阔区域。夏季长江冲淡水区的低盐特征比冬季更加明显,且低盐区分布范围也比冬季大。整个海区的海面盐度分布,冬季普遍高于夏季,这显然与冬季降水少、空气干燥、海面蒸发快、夏季降水多、空气湿润、海面蒸发慢有关。冬季长江口外最低盐度为19,而台湾岛以东的最高盐度可达34.7以上;夏季长江口外最低盐度为12,台湾岛以东最高盐度达34.5。研究海区冬、夏季海面盐度分布的差异除了与长江径流量大和季风有关外,同时也与受各流系(台湾暖流、东海沿岸流以及黑潮)的影响有关。

2 控制方程

控制方程利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描述。其方程如下:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

其中 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 为垂直涡度粘性系数。

3 边界条件

研究海区的地形由随经度和纬度变化的水深场 $H(\lambda, \varphi)$ 确定, 并取自海面向下为负。在海面给出风应力、温度和盐度, 并由刚盖假设海面垂向流速为零。

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

在海底动量、热和盐通量为零, 而垂向流速与海底平行

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

侧向固边界

$$(u, v) = 0, (T, S) = 0 \quad (13)$$

侧向液边界

$$(u, v) = (u^*, v^*), (T, S) = (T^*, S^*) \quad (14)$$

4 差分格式

将研究海区用具有经向、纬向和垂向增量 $\Delta\lambda, \Delta\varphi$ 和 $\Delta\kappa$ 的水体网箱近似, 将预报变量在水平和垂向上以交错方式分布, 在具有经度 $\lambda - \frac{\Delta\lambda}{2}$ 和 $\lambda + \frac{\Delta\lambda}{2}$ 点给出预报变量 g 的值, 差分和平均定义为:

$$\delta_\lambda g = \frac{g(\lambda + \frac{\Delta\lambda}{2}) - g(\lambda - \frac{\Delta\lambda}{2})}{\Delta\lambda}$$

$$\bar{g}^\lambda = \frac{g(\lambda + \frac{\Delta\lambda}{2}) + g(\lambda - \frac{\Delta\lambda}{2})}{2}$$

对于 φ, Z 和 t 可定义类似运算;

垂直差分网格距 $\Delta' \kappa = (\Delta\kappa + \Delta\kappa - 1)/2$;

时间差分步长为 $2\Delta t$, 即 $\delta_t g = [g(t + \Delta t) - g(t - \Delta t)]/2\Delta t$ 。

5 实施方案

沿经向、纬向和垂向将整个研究海区分成 $61 \times 49 \times 34$ 个箱型水体, 其中水平网格距为 $(1/6)^\circ$ 。由于研究海区的水深变化显著, 且主要研究沿岸海区环流和温盐的垂直结构, 为了能同时反映浅水区和深水区的环流和温盐特征, 故在垂向上分层较细。自海面至海底共分为 34 层, 1—10 层每层为 10m, 11—16、17—20、21—23、24—26、27—28、29—30、31—32 层分别为 20、30、50、70、100、150、200m, 33 和 34 层分别为 300 和 500m。各层侧向固体边界取 $u = v = 0$, 且无热盐通量。由于缺乏系统的现场观测资料, 研究海区南边、北边和东边开阔侧向液边界仅根据冬、夏季部分温盐观测资料近似给出各层的温度和盐度, 即 $T = T^*$, $S = S^*$ 。 $u = 0, v = 0$, 即在本研究中未考虑外海入流, 这对研究沿岸海区的升降流不会产生太大的影响。海面动量 u 和 v 按图 2 所示的冬、夏季风应力给出, 并以图 3 和图 4 所示给出冬、夏季的海面温度和盐度。海面垂直流速取 $w = 0$ 。在海底动量及热盐通量取 $u = v = 0, T = S = 0$, 且 $w = 0$ 。初始条件 $u = v = 0$ 。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的最低温度和最高盐度给出。在计算中取 $T = 4.0, S = 36$ 。经数值试验, 水平粘性系数取 $A_M = 10^9$, 水平扩散系数 $A_H = 2 \times 10^7$, 而垂直粘性扩散系数 $\kappa = 1.5$ 。为了进一步提高计算速度, 对动量 u, v 和温盐 T, S 取不同的积分时间步长。 u, v 的积分时间步长取 $\Delta t_1 = 60s$, T, S 的积分时间步长取 $\Delta t_2 = 1440s$ 。

6 结果与讨论

根据以上方案和定解条件, 大约经过 6 年的积分时间, 就可使海区的环流及温盐趋于稳定。这里给出 9 年积分时间的数值结果, 下面仅就冬、夏季有关纬向断面环流的数值结果进行讨论(温、盐分析见另文)。图 5a、b、c、d、e 和图 6a、b、c、d、e 分别为冬季和夏季 $25^\circ N, 27^\circ N, 29^\circ N, 31^\circ N$ 和 $33^\circ N$ 断面环流的数值结果。其中, 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, 为了清晰地反映出垂直环流分布特征及其变化趋势, 图 5 和图 6 各断面的环流矢均为将垂向流速放大 $L/H(800)$ 倍后与水平横向流速合成得到。

6.1 冬季的垂直环流

由图 5 中 $25^\circ N, 27^\circ N, 29^\circ N, 31^\circ N$ 和 $33^\circ N$ 各

断面的环流系统可以看出;冬季,东海沿岸海区的垂直环流以逆时针(面向北,下同)流动。在近表层由外海向近岸流动,到岸边逆转,在近岸变为沿岸界地形坡度向下的流动,沿岸坡向下的流动在近表层以下逐渐变为向外海的流动,近表层以下向外海的流动在外海有向上的流动趋势。由垂直环流的这种逆时针流动表明:冬季东海沿岸海区在近表层为向岸流,沿岸为下降流,近表层以下为离岸流,离岸流在外海有明显的上升趋势。正由于垂直环流的这种逆时针流动,冬季东海沿岸出现下降流。从图 5 中 25°N 台湾海峡断面看出,冬季在福建大陆与台湾岛西边岸界之间形成一个反时针环流。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。在西边近岸为下降流,而东边近岸却为上升流。由此可以证实,只要外海至东边岸界的海面风场分布不改变,在 25°N 台湾岛以东和 25°N 以北各纬向断面的垂直环流在西边岸界与外海或东边岸界之间也形成反时针环流,而在外海或东边岸界应为上升流。

从各纬向断面的环流结构看,近表层的向岸流,其流速强,流幅窄,在外海几乎完全由水平横向流速分量支配。向岸流在由外海向近岸的流动过程中,随着流在岸边的逆转,流速逐渐变弱,流幅变宽,其水平横向流速分量变小,垂向流速分量变大。沿岸下降流在近表层以下继续沿岸坡向下流动,其垂向流速分量又由大变小,而水平横向流速分量则由小变大,并逐渐变为由近岸向外海的离岸流,它在外海又几乎完全由水平横向流速分量支配。与沿岸下降流相比,离岸流流速弱,流幅宽;而与近表层的向岸流相比,其流速更弱,流幅也更宽。由图 5,并比照图 1 和图 2a 可以看出,在长江口以南岸界地形坡度大且风速强而风向与岸线偏角小的 25°N 和 27°N 断面,下降流的下降趋势明显,其中在 25°N 断面台湾岛以东近岸上层的最大垂向流速可达 -1.5×10^{-3} ,近岸与外海的垂向流速变化大。而长江口及其以北岸界地形坡度小且风速弱而风向与岸线偏角大的 31°N 和 33°N 断面,下降流的下降趋势就不太明显,其中 33°N 断面近岸的最大垂向流速仅有 -0.23×10^{-3} ,近岸与外海的垂向流速变化小。由此表明,岸界地形坡度、风速及风向与岸线偏角的变化对沿岸下降流的下降趋势及其强度都将产生重要影响。就整个沿岸海区而言,随着自北往南岸界地形坡度的由小变大、风速的增强和偏北风与岸线偏角的

减小,冬季东海沿岸的下降流自北往南逐渐由弱变强。冬季东海沿岸海区有下降流,而在离岸以远的外海或另一岸界将会出现上升流。在岸界坡度大、风向与岸线偏角小且风速强的近岸的上层其沿岸下降流的流速最强。

冬季,整个沿岸海区在强东北风的控制下,风速自北往南逐渐增强,而风向与岸线的偏角逐渐减小。由 Ekman 漂流理论,东海近岸表层风生海流方向应为西向,即在表层形成向岸流。向岸流驱动表层水体并拖拽近表层水体由外海向近岸输送,由于受岸界的阻挡,必然使输送至岸边的水体沿岸界自表层向下输送,从而在近岸产生下降流。在岸界地形的影响下,使沿岸界向下的输送在近表层以下逐渐变为由近岸向外海的输送,即在近表层以下形成离岸流。由能量守恒和质量守恒原理可知,近表层由外海向近岸输送的水体和近岸沿岸坡向下输送的水体及近表层以下由近岸向外海输送的水体相等。因此,向岸流的流速强,流幅窄,流速(垂直流速分量放大后与水平分量合成,下同)一般为 $4-5\text{cm/s}$,而在外海表层的最大流速可接近 8cm/s 。沿岸下降流的流速比向岸流的流速弱,最大流速为 2cm/s ,流幅也相对较宽;离岸流的流速最弱,流幅最宽。其流速自上而下逐渐减弱,最上层的流速一般为 1.5cm/s ,深层的流速不到 1cm/s ,而冲绳海槽深底层的流速几乎趋于零,其幅宽一直从向岸流与离岸流的界面到海底。从东海沿岸海区垂直环流系统和结构看出,冬季斜压环流的强度要比正压弱,这主要是由于海区温盐分布不均匀所致。冬季东海沿岸下降流形成的主要原因是由于冬季东北风与岸界地形的耦合效应及海区温盐分布不均匀所致。

6.2 夏季的垂直环流

从图 6 各断面的环流系统可以看出,夏季东海沿岸海区的垂直环流,总体上以顺时针流动。在近表层以下由外海向近岸流动,流抵达近岸后,变成沿岸界坡度向上的流动。沿岸坡向上的流动在近表层逆转,变为由近岸向外海的流动,近表层向外海的流动在外海有明显向下的流动趋势。由各断面环流的顺时针流动表明:夏季东海沿岸的垂直环流,在近表层以下为向岸流,沿岸为上升流,近表层为离岸流,离岸流在外海有下降趋势。正是由于垂直环流的这种顺时针流动,因此夏季东海沿岸出现上升流。由 25°N 台湾岛以西断面看出,在福建大陆与台湾岛西部岸界之间的表层

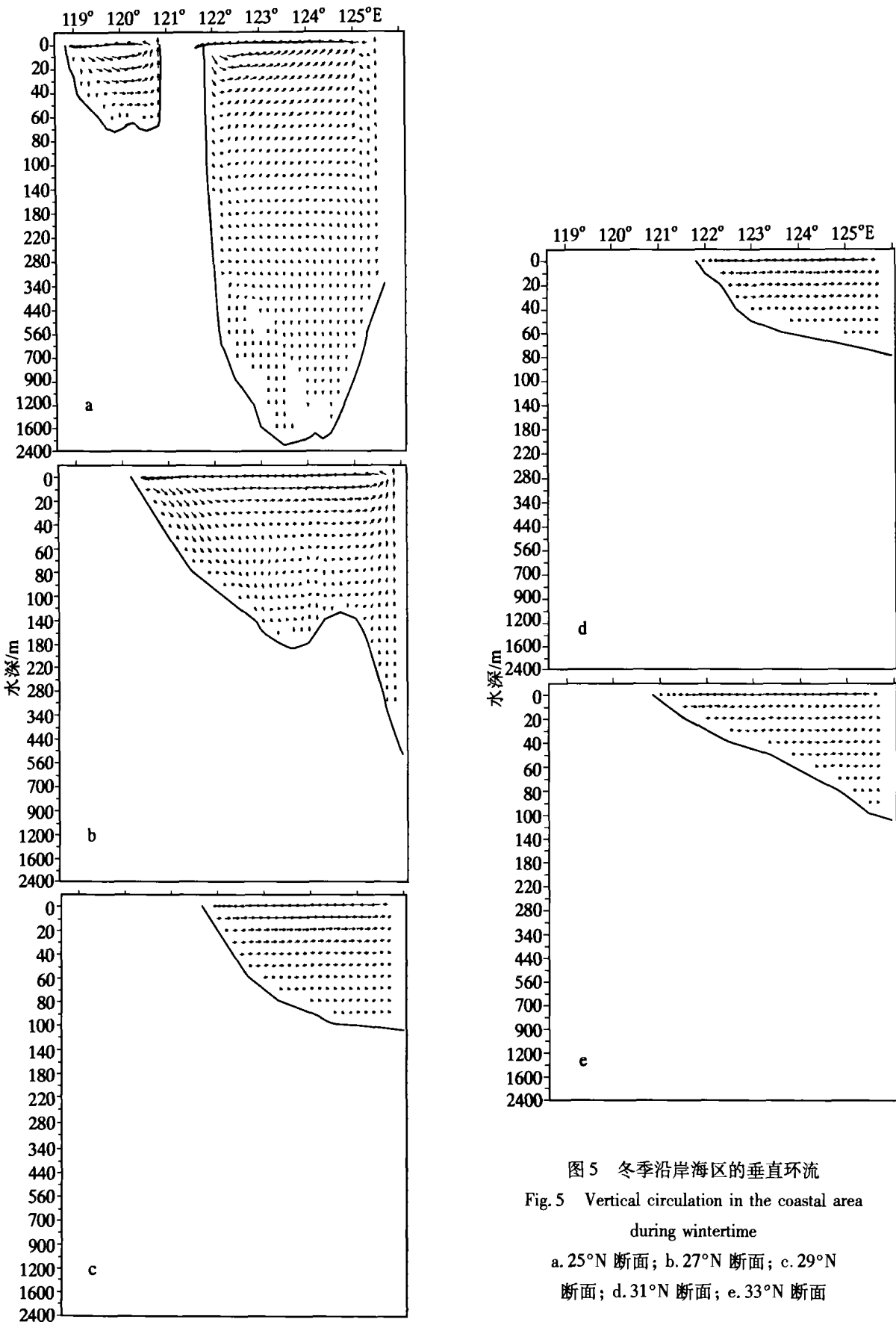


图 5 冬季沿海岸区的垂直环流

Fig. 5 Vertical circulation in the coastal area during wintertime

a. 25°N 断面; b. 27°N 断面; c. 29°N 断面; d. 31°N 断面; e. 33°N 断面

以下有一个逆时针环流,其涡旋中心位于东西岸界之间靠近东部的一侧,大陆近岸为下降流,台湾岛近岸为上升流。但同时还可以看出,在这个逆时针环流的上边缘其流向与表层相反,由此可以断定,在这个逆时针环流上面的近表层(0—10m之间)应蕴含着一个顺时针环流,其涡旋中心大致位于逆向流之间的东西岸界中部。这表明,在该断面的浅表层,大陆近岸有上升流,台湾岛近岸有下降流。在25°N台湾岛以东断面,冲绳海槽的深底层存在两个非常弱的涡旋(空白处是由于流速小输出精度低所致),其中西边那个为顺时针环流,而东边那个却为逆时针环流。由长江口以北的33°N断面可以看出,在近岸以远的表层以下有一个顺时针环流,这很可能就是东海济州岛西南的冷涡。

从各纬向断面的环流结构可以看出,在近表层以下的向岸流其流速弱,流幅宽。向岸流在外海几乎完全由水平横向流速分量支配,在由外海向近岸的流动过程中,其水平横向流速分量逐渐变小,而垂向流速分量逐渐变大,在近岸转为上升流。上升流沿岸界坡度向上流动,在转向过程中,其水平横向流速分量逐渐变大,垂向流速分量逐渐变小,在近表层转为其流速最强、流幅最窄的离岸流,离岸流在外海又几乎完全由水平横向流速分量支配。比照图6各纬向断面的环流结构还可看出,在长江口以南的25°N断面,沿岸上升流的上升趋势很不明显,台湾海峡近岸近表层以下甚至出现下降流。与25°N断面相比,27°N和29°N断面上升流的上升趋势却越来越明显,其中29°N断面近岸上层的最大垂向流速可接近 0.2×10^{-3} cm/s。而长江口附近的31°N断面和其以北的33°N断面,上升流的上升趋势又逐渐减缓,其中33°N断面近岸上层的垂向流速与29°N断面相比就更小了。与图1和图2b比照便可发现,沿岸上升流的变化趋势恰恰和风速及西南风与岸线偏角的变化趋势一致。由此表明,夏季风速及其风向与岸线偏角的变化对沿岸上升流的强度和上升趋势都将产生重要影响。就整个沿岸海区而言,随着自南往北岸界地形坡度的由大变小、风速的缓慢增强和西南风与岸线偏角的由大变小继而又由小变大的变化趋势,夏季东海沿岸的上升流自南

至长江口由弱变强,继而自长江口往北又由强变弱。对照图5和图6发现,夏季东海沿岸海区的垂直环流系统要比冬季复杂,且流速也比冬季弱,这主要是由于夏季海面风应力弱,而斜压效应突出的原因。

夏季研究海区盛行西南风,风速较弱且自南往北缓慢增强,风向与岸线偏角却自南往北由大变小继而由小变大。同样由Ekman漂流理论,东海近岸表层风生海流方向应为东向,即在表层形成离岸流。离岸流驱动表层水体并拖拽近表层水体自近岸向外海输送,并不断使近岸表层水体减少,这必然导致近岸下层水体向上输送,使近岸表层减少的水体不断得到补充,从而在沿岸形成上升流。同理,近岸下层减少的水体不断由近表层以下自外海输送至近岸的水体补充,继而在近表层以下形成向岸流。由能量守恒和质量守恒原理说明,在近表层以下由外海向近岸和在近岸由下往上及近表层由近岸向外海输送的水体取得平衡。因此,夏季近表层以下的向岸流的流速弱,流幅宽,其较上层的最大流速也不到1cm/s,而底层的流速更小。近表层离岸流的流速强,流幅窄,其流速一般为1.5cm/s,最大流速可超过2cm/s,而沿岸上升流的流速和流幅介于向岸流和离岸流之间,流速一般为1cm/s。夏季东海沿岸上升流形成的主要原因是夏季西南风与岸界地形的耦合效应及海区温盐分布不均匀所致。

管秉贤等(1964)¹⁾在中国近海的海流系统一文中,根据浙东沿岸台湾暖流区温盐密等断面资料的分析,指出该区域夏季存在明显的上升流现象,并认为上升流出现的原因是台湾暖流右旋横环流(即顺时针垂直环流)和西南风的作用,也可能与海底地形影响有关,同时强调这里的上升流,“同一般的上升流一样,它与季风的关系极为密切”。胡敦欣等(1984)在关于浙江沿岸上升流的成因及动力结构的研究中却认为:浙江沿岸上升流的成因是黑潮北上爬坡分量——台湾暖流在北进过程中,由于底层水受地形强迫而辐聚上升所致,风的作用是次要的。由夏季研究海区沿岸垂直环流的顺时针流动足已证实,夏季浙江沿岸确实存在明显的上升流,该海区上升流的出现正是由于夏季西南风与岸界共同作用的结果,其结论与管

1) 管秉贤, 陈上及, 1964. 中国近海的海流系统. 全国海洋综合调查报告, 第五册第六章. 25—26

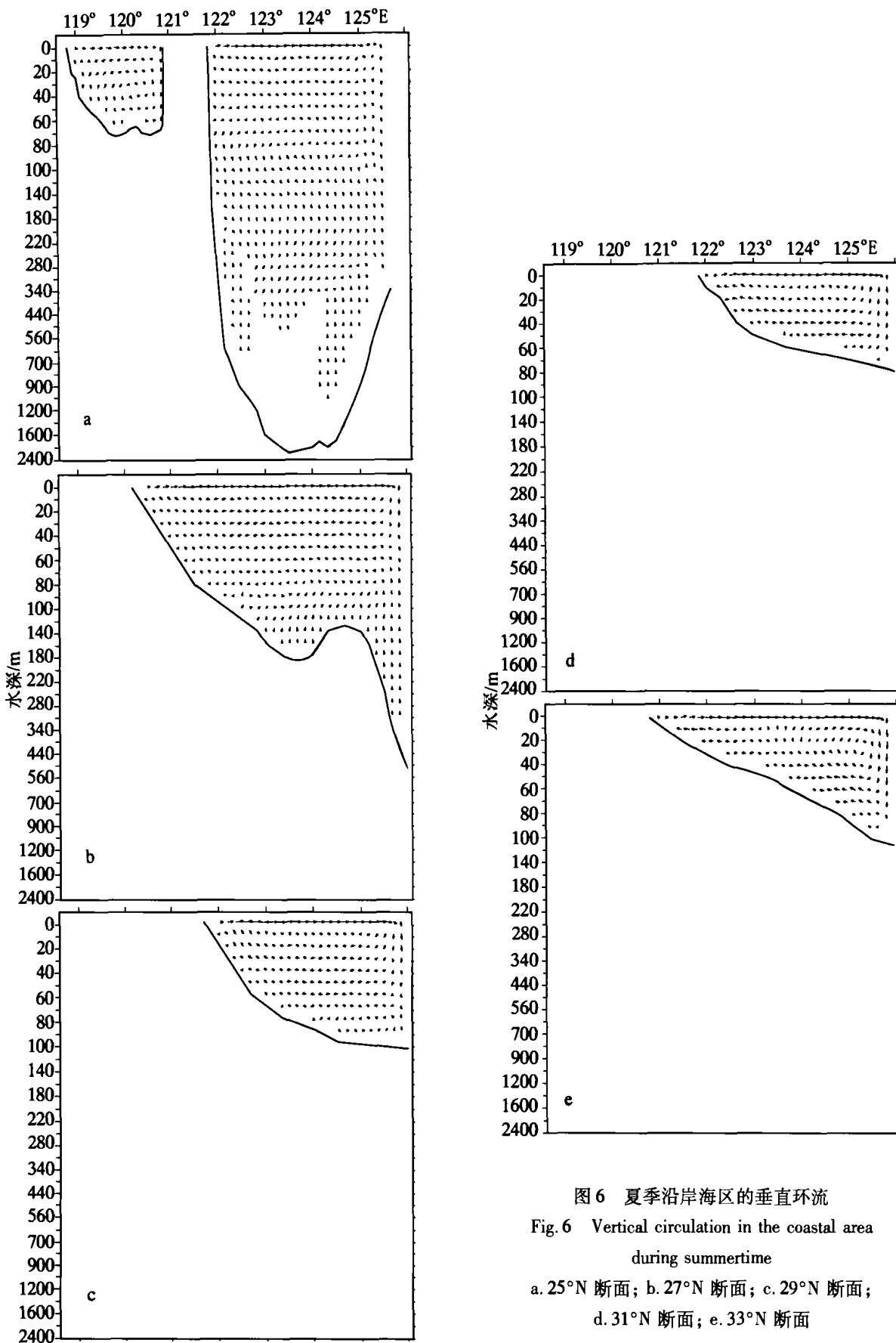


图 6 夏季沿海岸区的垂直环流

Fig. 6 Vertical circulation in the coastal area during summertime

a. 25°N 断面; b. 27°N 断面; c. 29°N 断面; d. 31°N 断面; e. 33°N 断面

秉贤等的论点一致。由于在本研究中未考虑外海入流,至于胡敦欣等的观点将由以后的数值实验来验证。

由东海沿岸海区冬、夏季垂直环流结构的基本特征和变化趋势表明:冬季东北风和夏季西南风与岸界的作用是生成其沿岸下降流和上升流的先决条件,而岸界坡度、风速及风向与岸线偏角的大小将对升降流的强度将产生重要影响,其中风向与岸线偏角的变化将对沿岸升降流的强弱起决定作用。应该特别强调的是,如果夏季不是西南风,东海沿岸将不一定出现上升流,对于冬季也是如此。

7 结论

综上所述,东海沿岸海区冬季和夏季均出现较强的垂直环流。冬季,东海沿岸海区的垂直环流呈逆时针环流,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;夏季,东海沿岸海区的垂直环流则呈顺时针环流,近表层以下为向岸流,沿岸为上升流,近表层为离岸流,近表层的离岸流在外海有明显的下降趋势,沿岸上升流自底层至表层逐渐由弱变强。就整个沿岸海区而言,冬季随着自北往南岸界地形坡度的由小变大、东北风的逐渐增强和风向与岸线偏角的减小,东海沿岸的下降流自北往南逐渐由弱变强。夏季随着自南往北岸界地形坡度的由大变小、西南风的缓慢增强和风向与岸线偏角的由大变小继而又由小变大,东海沿岸的上升流却由弱变强继而又由强变弱。风和岸界的作用是生成沿岸升降流的先决条件,而岸界坡度、风速及风向与岸线偏角的大小对升降流的强度都将产生重要影响,其中风向与岸线偏角的变化将对沿岸升降流的强弱起决定作用。冬季东海沿岸下降流形成的主要原因是由于冬季东北风与岸界地形的耦合效应及海区温盐分布不均匀所致,而夏季东海沿岸上升流形成的主要原因则是由于夏季西南风与岸界地形的耦合效应及海区温盐分布不均匀所致。

参 考 文 献

- 丁宗信,1983. 风对浙江沿岸夏季温、盐垂直结构和上升流的影响. 海洋与湖沼,14(1):14—21
- 许建平,曹欣中,潘玉球,1983. 浙江近海存在沿岸上升流的证据. 海洋湖沼通报,4:17—25
- 刘兴泉,1997. 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. 海洋与湖沼,28(6):632—639
- 刘兴泉,1998. 沿岸海区冬季垂直环流及其温盐结构的数值研究 II. 温盐结构. 海洋与湖沼,29(1):97—103
- 肖辉,1988. 台湾海峡西部沿岸上升流的研究. 台湾海峡,7(2):135—142
- 胡敦欣,吕良洪,熊庆成等,1984. 关于浙江沿岸上升流的成因及动力结构的研究. 海洋科学集刊,21:101—112
- 胡敦欣,1980. 关于浙江沿岸上升流研究. 科学通报,25(3):131—133
- 赵保仁,1993. 长江口外的上升流现象. 海洋学报,15(2):108—114
- 曹欣中,1986. 浙江近海上升流季过程的初步研究. 水产学报,10(1):51—69
- 黄荣祥,1989. 台湾海峡中、北部海域的上升流现象. 海洋湖沼通报,4:8—12
- 黄祖珂,俞光耀,罗义勇等,1996. 东海沿岸潮致上升流的数值模拟. 青岛海洋大学学报,26(4):402—405
- 潘玉球,曹欣中,许建平,1983. 浙江沿岸上升流锋区特征及成因的初步探讨. 海洋湖沼通报,4:17—25
- 颜廷壮,李鸿雁,俞光耀,1997. 福建沿岸上升流数值研究. 海洋学报,19(5):12—19
- Garvine R W, 1971. A Simple Model of coastal upwelling dynamics. J Phys Oceanogr, 1:169—179
- Hidaka K, 1954. A contribution to the theory of upwelling and coastal currents. Amer Geophys Union, 35:431—444
- Hsueh Y, O'Brien J J, 1971. Steady coastal upwelling induced by an along-shore current. J Phys Oceanogr, 1:180—186
- Lill C C, 1979. Upwelling on the continental shelf-break. J Phys Oceanogr, 9:1044—1047
- Leming D T, Christopher N M, 1981. Cold water intrusions and upwelling near cape Canaveral. Florida Coastal Upwelling, 63—71
- O'Brien J J, Hurlburt H E, 1971. A numerical model of coastal upwelling. J Phys Oceanogr, 2:14—26
- Suginohara N, Kitamura Y, 1984. Long-term coastal upwelling over a continental shelf-slope. J Phys Oceanogr, 14:1095—1104
- Saito Y, 1956. The theory of the transient state concerning upwelling and coastal current. Trans Amer Geophys Union, 37:38—42
- Yoshida K, 1955. Coastal upwelling off the California-coast. Rec Ocn Works in Japan, 2(2):1—13
- Yoshida K, Mao H, 1957. A theory of upwelling of large horizontal extent. J Mar Res,16:40—54

DYNAMIC PROCESS OF VERTICAL CIRCULATION AND TEMPERATURE—SALINITY STRUCTURE IN COASTAL AREA OF EAST CHIAN SEA

I. BASIC CHARACTERISTICS OF THE CIRCULATION

LIU Xing-Quan, HOU Yi-Jun, YIN Bao-Shu

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

Abstract Upwelling in coastal area of the East China Sea is an important phenomenon and raised extensive interests in this field. In order to understand the dynamic process and cause of vertical circulation in the area, based on real topography, surface wind stress, temperature and salinity distribution in this area, using 3D baroclinic ocean model, numerical simulations were performed for picturing vertical circulation and temperature/salinity patterns of wintertime and summertime. Results of the vertical circulation simulated are discussed in this paper. The numerical results of the vertical circulation demonstrated different patterns in wintertime and summertime.

In wintertime, the vertical circulation in this area is counterclockwise, flowing shoreward in near-surface layer, downwelling in the coastal zones, and moving seaward below the surface layer with a rising tendency in outer sea. The current width of the shoreward current is narrow and its speed is strong. The current width of the seaward current is broad, and its speed is weak. The current width of the coastal downwelling is broader than that of the shoreward current and narrower than that of the seaward current. Its speed is weaker than that of the shoreward current, and is stronger than that of the seaward currents whose intensity gradually weakens with depth.

In summertime, the vertical circulation there is clockwise being shoreward flow below the near-surface layer, upwelling in the coastal area, and seaward in the near-surface layer with a falling tendency in the outer sea. The current width of the shoreward current is broad, and its speed is weak. The current width of the seaward current is narrow, and its speed is strong. The current width of the coastal upwelling is narrower than that of the shoreward current and broader than that of the seaward currents. Its speed is stronger than that of the shoreward current, and is weaker than that of the seaward currents and gradually enhances from the bottom layer to the surface layer.

As for whole coastal sea area, the intensity of the coastal downwelling increases gradually with increasing of continental slope, heightening of wind velocity, and decreasing of the angle between wind direction and coastline from the north to the south during the wintertime. The intensity of the coastal upwelling increases and then decreases gradually with decreasing of continental slope, increasing of wind velocity, and decreasing and then increasing of the angle between wind direction and coastline from the south to the north during the summertime. The continental slope, wind speed and the angle between wind direction and coastline influence the intensity of the coastal downwelling or upwelling, in which the angle between wind direction and coastline is a key factor for forming coastal downwelling or upwelling. The mechanism of the coastal downwelling is attributed mainly to coupling effects between the northeast wind and the coastline during the wintertime. However, the mechanism of the coastal upwelling is attributed mainly to coupling effects between the southwest wind and the coastline during the summertime.

Key words East China Sea coastal area, Wintertime, Summertime, Vertical circulation, Downwelling, Upwelling