

夏季东中国海环流三维数值实验^{*}

李徽翡 赵保仁
(中国科学院海洋研究所)

东中国海由渤、黄、东海三部分组成, 为典型的陆架边缘海。对这一海域环流的认识, 过去多依赖于温盐资料分析和有限的测流数据。近年来随着计算机技术的迅猛发展, 数值模拟已成为研究环流的结构、起源和动力机制的重要手段。国内、外学者在这一领域进行了大量的工作, 袁耀初等(1982)使用单层模型对东中国海风生—热盐环流进行诊断计算; 王卫等(1987)使用一个正压模式计算了黄、东海黑潮流系和涡旋现象; 袁耀初等(1987 a, b, 1989)采用诊断数值计算方法求解涡度方程, 得出其所测海区的三维夏、冬季海流流场; 袁耀初等(1990)采用一种预报模式研究东中国海的冬季环流; Chao (1991)用三维有限差分模式探讨了黑潮、季风及长江流量等因子对东中国海环流的影响; 袁耀初(1993)针对东海东部的流动建立了一个三维预报模式; 朱耀华等(1994)建立了一个三维正压模式研究了渤、黄、东海冬、夏季的环流情况; 梁湘三等(Liang et al., 1994)用二层模式模拟了黑潮在台湾东北入侵陆架的现象; 王凯^①于 1998 年在冯士琨提出的浅海 Lagrange 余流理论上建立了一种三维斜压陆架环流模式, 对渤、黄、东海冬、夏季环流进行了诊断数值模拟; 王辉(1996)基于一种三维斜压浅海 Lagrange 余流的弱非线性理论, 模拟计算了南黄海和东海夏季三维 Lagrange 余流; 朱建荣等(1998)建立了一个 σ 坐标系下三维非线性斜压陆架模式, 对东中国海冬、夏季环流进行模拟计算, 并数值实验了长江径流量、台湾暖流、黄海冷水团、风场等因素对长江冲淡水扩展的作用。以上这些工作对了解东中国海环流的结构、起源和动力机制都具有重要意义。但是这些工作由于当时计算机速度和容量的限制, 其数值模式不够完善, 有的使用了二维(单层)或诊断模式, 有的网格较粗, 多数未考虑实际的海岸线和海面热交换对温度场的影响等, 从计算结果来看, 没有一个模式能全面地模拟出发生在东中国海的环流现象。

本文作者试图采用 Blumberg 等(1983, 1987)建立的 σ 坐标系下三维斜压预报模式, 考虑了东海主要水道间的流量交换、长江径流、海面风应力、海面热通量等诸多因素的影响, 对东中国海夏季的环流进行了数值模拟, 结果较全面地模拟了东中国海的环流现象, 为今后进一步开展此项工作提供科学依据。

^{*} 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 3860 号。
国家自然科学基金项目, 49676279 号和国家重点基础研究发展规划项目资助, G1999043808。
收稿日期: 2001 年 12 月 20 日。

^① 王凯, 1998, 博士后研究报告——东亚边缘海环流的数值研究, 1994-2005 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

一、数值模拟方法

1. 模式简介

POM 模式采用三维原始控制方程, 垂向采用 σ 坐标, 水平方向用正交曲线坐标; 差分格式采用“Arakawa C”网格; 水平方向为显式, 垂向为隐式; 计算采用内、外模态分离技术, 采用参数化的湍封闭子模式提供垂向混合系数和扩散系数。

2. 海面热交换边界条件

海面热交换为

$$\frac{K_H}{D}\left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}\right)=(Q_b+Q_e+Q_c)\qquad \sigma\rightarrow 0$$

热源项取

$$R=Q_s e^{r\sigma D}$$

式中: T 为水温; Q_s 为太阳总辐射; Q_b 为海面有效回辐射; Q_e 为蒸发潜热; Q_c 为海气感热交换; D 为总水深; r 为光衰减系数。本文采用王宗山等(1997)的经验公式; 有关海面热交换的资料取自渤、黄、东海热平衡图集(中国科学院海洋研究所等, 1977)。

3. 计算海区及开边界条件的选取

本文计算网格覆盖整个渤、黄、东海, 南边界设在 $24^{\circ}30'N$, 大偶一吐噶喇海峡边界设在 $130^{\circ}30'E$, 对马海峡边界设在 $129^{\circ}20'E$ 。水平计算网格为 $5'\times 5'$, 垂向分为 11 层, 表层和底层分辨率为 0.05, 其他层为 0.1。外、内模态的时间步长分别取 30s 和 900s。

按照赵保仁等(1991)的估算结果, 台湾以东黑潮和台湾海峡的入流量分别取 $29.9\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ 和 $3.0\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, 大偶一吐噶喇海峡和对马海峡的出流量分别取 $29.4\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ 和 $3.54\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, 长江径流量取 $0.04\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ 。固边界处取法向流速为 0, 琉球群岛岛弧地区取无流量通过条件。

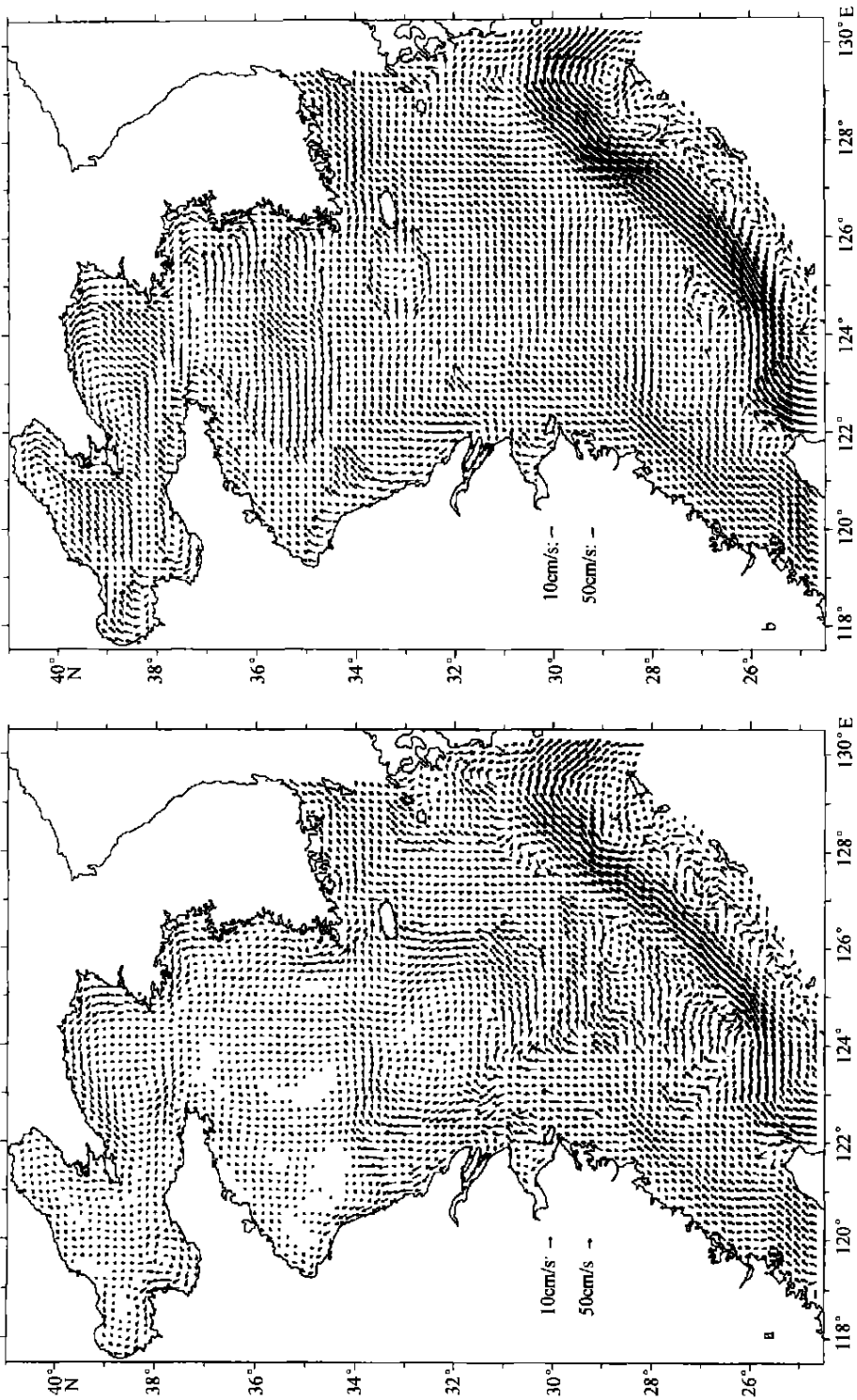
4. 初始场和计算过程

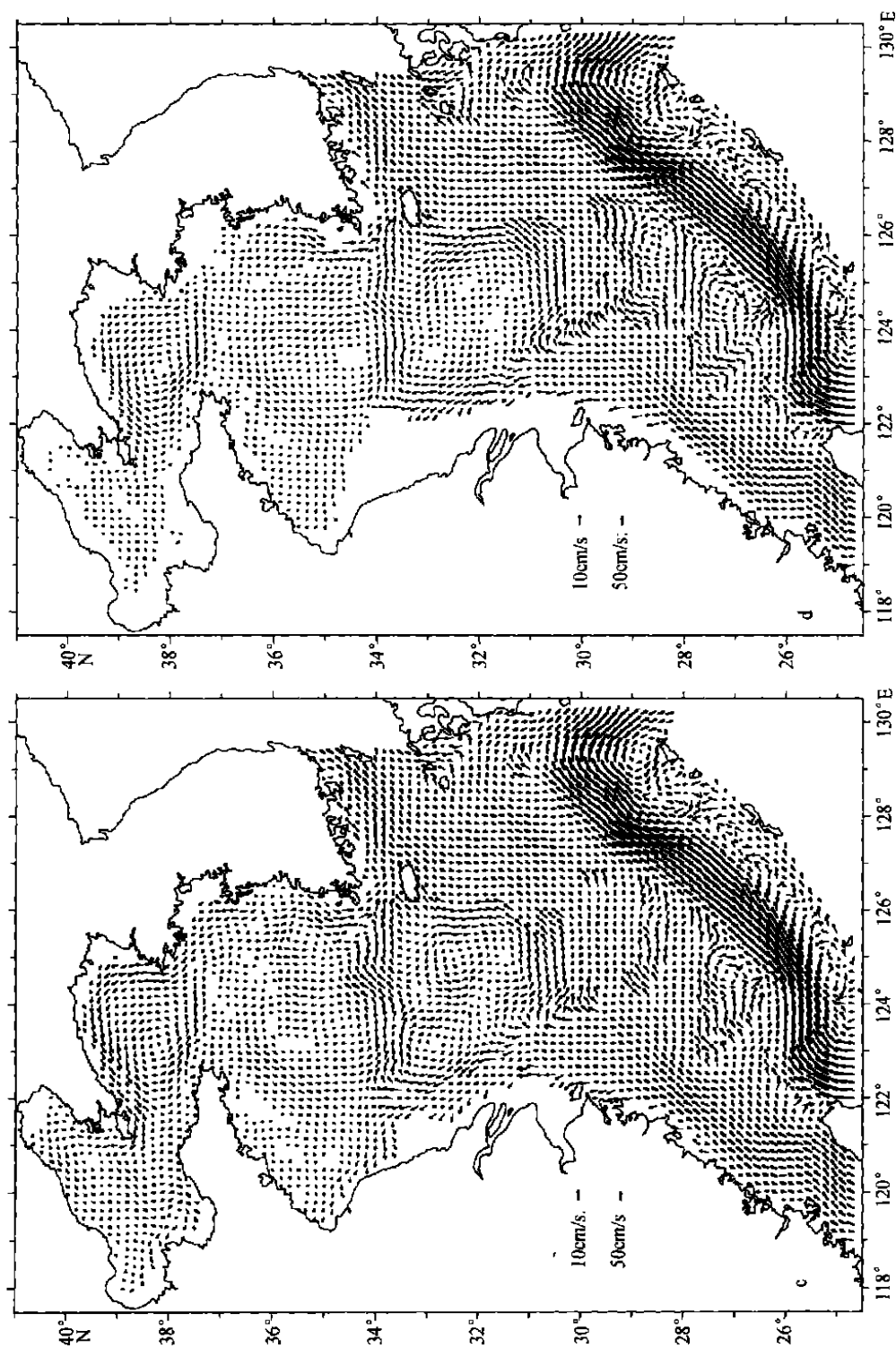
计算中所用的温盐初始场以及计算过程中开边界上的温盐场均取自方国洪等在“八五”国家科技攻关项目中客观分析所得的月平均值^①, 海面风场采用 Helleman 等(1983)所得的月平均风应力资料。以 6 月的温盐场为初值, 初始的流场为 0, 首先固定温盐场, 在 6 月风场的作用下, 计算 5d。得到稳定的流场后, 再从 6 月 15 日开始考虑海面热交换和温、盐度场的时空变化, 计算至 7 月 15 日, 作为夏季代表流场而输出。计算过程中, 边界上的温盐值、海面风应力以及海面热交换数据均根据当前计算时间, 从 6 月和 7 月的月平均资料线性插值所得。

二、计算结果

本文在上述初始条件和边界条件下计算得到流场(见图 1), 较好地再现了东中国海夏季的环流系统。

^① 方国洪等, “八五”国家科技攻关项目——渤黄东海斜压海流数值预报模式研究, 1990.
?1994-2015 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>





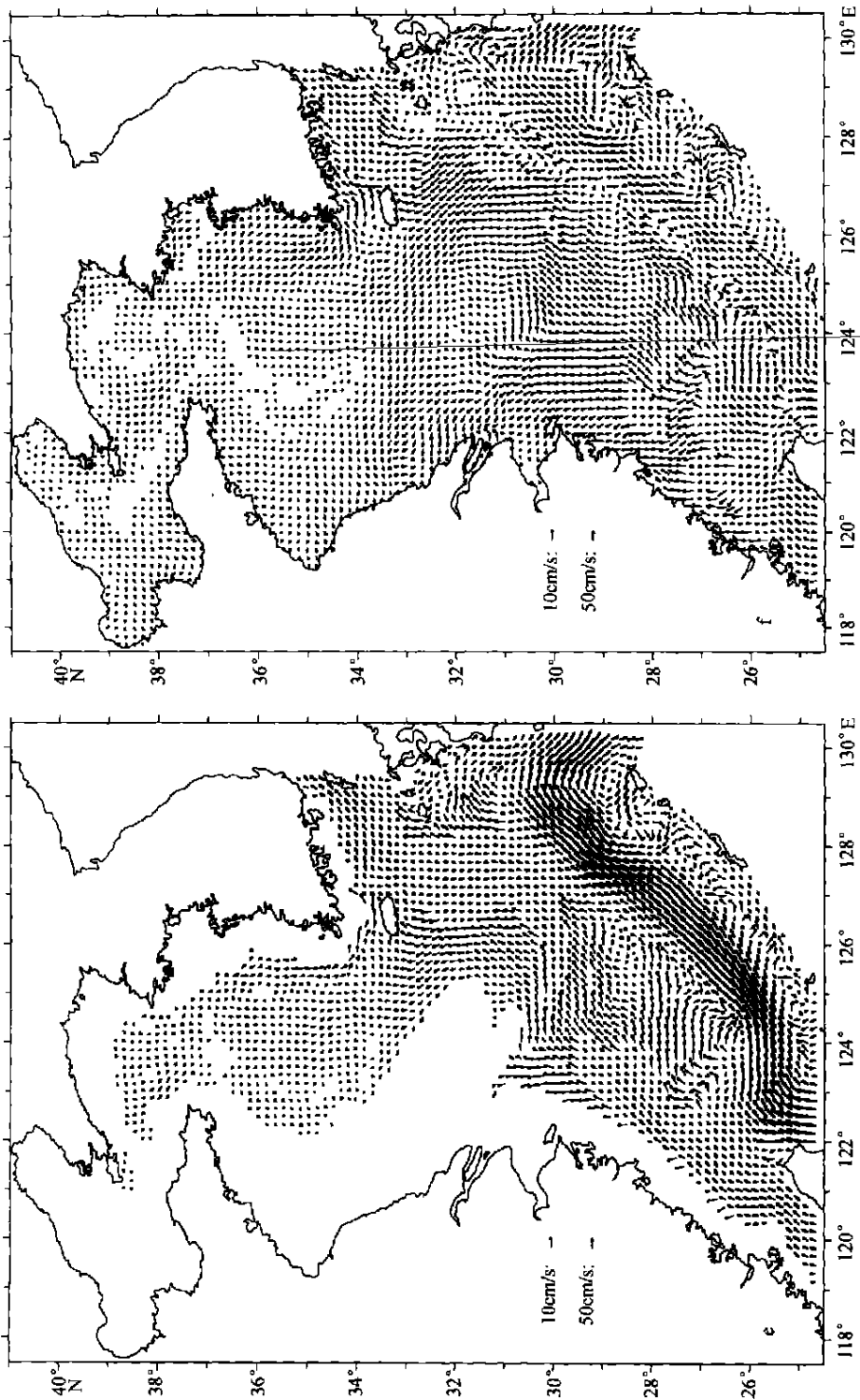


图 1 计算所得流场模拟结果
a. 深度平均流场; b. 0m 层流场; c. 10m 层流场; d. 20m 层流场; e. 50m 层流场; f. 底层流场

1. 东海黑潮

由图 1 和有关水深分布图可看到, 计算得到的黑潮流向大致与 200m 等深线平行, 沿着东海陆坡向东北流动, 其途径随地形之变化而变化。黑潮从台湾以东水域向北进入东海, 在触及东海陆坡后, 很快转成偏东方向, 当其到达 $124^{\circ} \sim 124^{\circ} 40' E$ 度之间渐渐偏向东北方向, 其主干沿东海陆坡一直延伸到 $30^{\circ} N$ 、 $129^{\circ} 10' E$ 附近, 然后开始偏离东海陆坡, 转向东南, 从大隅一吐噶喇海峡流出。其途径、流速、流幅都较稳定, 流幅宽度约为 100km, 流速一般在 50cm/s 以上, 最大可达 90cm/s, 表层流速较大, 底层流速较小。黑潮两侧, 还模拟出一些逆流和涡旋。模拟得到黑潮的这些特征与管秉贤(1964, 1978)所作的资料分析结果较为一致。黑潮在到达奄美群岛西边, 大约在 $28^{\circ} \sim 29^{\circ} N$ 、 $128^{\circ} 30' \sim 129^{\circ} 30' E$ 之间, 由黑潮逆流形成一个反气旋型涡旋, 其直径在 110km 左右, 这个现象与日本的卫星追踪浮标资料(管秉贤, 1986)较符合, 与袁耀初等(1995)模拟结果也较一致。在黑潮的西面, 大约在 $26^{\circ} 50' N$ 、 $124^{\circ} 40' E$ 附近存在一个中尺度的反气旋型涡旋, 其水平尺度约为 100km, 这与邢成军(1983)和管秉贤(1983, 1986)根据历史资料分析结果相一致。此外, 在黑潮两侧还存在其他一些小涡旋, 例如在黑潮前进方向的右侧于前述反气旋涡旋的西南部还存在一较小的气旋型涡旋, 而在宫古岛西北部则存在另一反气旋型涡旋; 在黑潮左侧, 大约在 $28^{\circ} 30' N$ 、 $126^{\circ} 30' E$ 附近, 约 20 ~ 50m 层, 还存在一较小的反气旋型涡旋。这些现象在前人的工作中均尚未提及, 其存在与否尚待证实。在台湾东北部近海, 由于黑潮冲上陆架, 在 5 ~ 100m 水层, 黑潮上升流形成的低温分布(图 2)相当明显, 其位置和大小与管秉贤(1983)和 Fan(1980)的报道完全一致。这一结果显然优于梁湘三等人(Liang et al., 1994)的二层模式。

2. 台湾暖流

长期以来, 台湾暖流的来源问题是研究东海的海洋物理学家感兴趣的焦点。目前, 多数人认为它的上层水来自台湾海峡, 深、底层水则来自台湾东面的黑潮次表层水(袁耀初等, 1987; 翁学传等, 1984; 苏纪兰等, 1990)。本数值模拟结果支持这一看法, 由图 1 可知, 从表层到 50m 深左右, 台湾海峡的入流是台湾暖流的主要来源。在这个深度, 来自台湾海峡的水不仅形成台湾暖流, 而且有一部分在台湾东北面, 约在 $26^{\circ} 10' N$ 附近转向偏东方向, 加入到黑潮中去。在 50m 以下, 台湾东面黑潮的次表层水入侵陆架, 与来自台湾海峡的水混合, 沿着闽、浙近海向北流动。

由图 1 还可看到, 自南向北台湾暖流流速不断减小, 在闽、浙近海其表层流速最大可达到 40cm/s 以上, 而当其到达长江口外则减弱到 10 ~ 20cm/s。这与实测(管秉贤, 1978; 赵保仁, 1982)是一致的。在北上的过程中, 大约在 $29^{\circ} \sim 31^{\circ} N$ 间, 台湾暖流大部分水转向东, 流向东北, 成为对马暖流的主要来源之一。台湾暖流的另一部分继续北上, 到达 $32^{\circ} N$ 以北水域, 台湾暖流的这一流动特征同全国海洋综合调查以来的许多观测资料是一致的。例如, 人们经常在长江口以北的近岸水域观测到盐度接近或超过 33 的台湾暖流高盐水(赵保仁, 1993), 并且在启东、吕四近海常观测到向北的流动(赵保仁, 1982; 林锡蕃等, 1982)。这一结果也与苏育嵩(1986)的结论相一致。

3. 对马暖流

对马暖流是常年通过对马—朝鲜海峡流入日本海的一支海流。图 1 表明, 对马暖流的来源具有多源性, 它主要是来自黑潮分支和台湾暖流, 也有一部分是来自济州岛西北

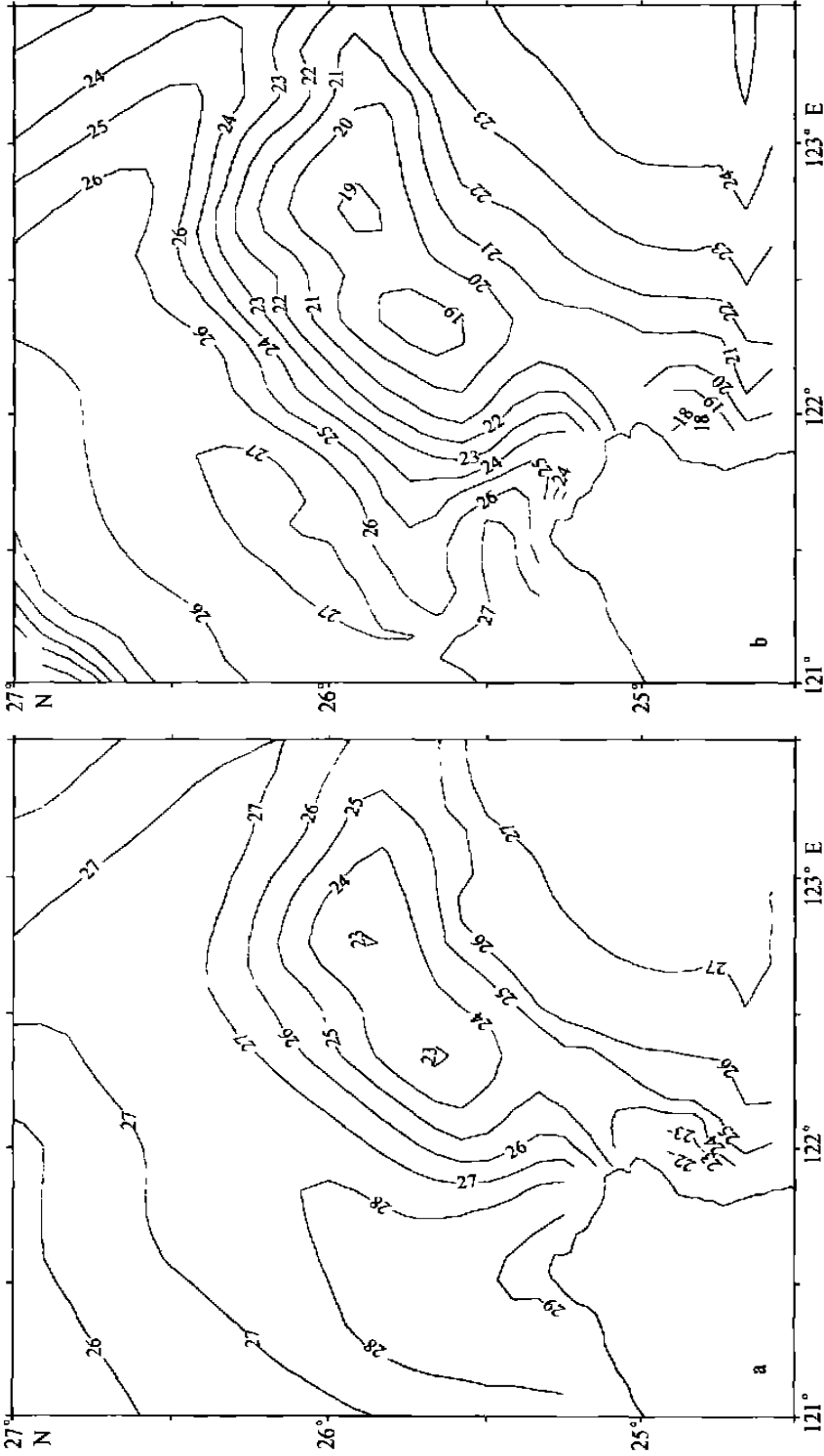


图 2 计算所得台湾东北方的温度分布

a. 20m 层温度; b. 50m 层温度

面的黄海混合水。黑潮在沿着东海大陆坡向东北方向流动中, 在 $126^{\circ}30' \sim 128^{\circ}30'E$ 之间, 有一分支向北冲上东海陆架, 随之向北流到五岛列岛西南部, 大约在 $32^{\circ}N$ 、 $128^{\circ}E$ 附近又分离成两支流动: 一支沿着九州西南部外海南下构成一个反气旋型的弯曲, 在九州南部折入黑潮流出东海; 另一支继续向北, 从济州岛和五岛列岛之间进入对马海峡, 成为对马暖流的主要来源之一。台湾暖流在沿闽、浙近海向北流动中, 约在 $29^{\circ} \sim 31^{\circ}N$ 之间转向东, 至 $125^{\circ}30'E$ 附近又折向北, 在到达济州岛西南部时分为两支: 一支从济州岛东南面直接流向对马海峡, 成为对马暖流的另一主要来源; 另一分支流向济州岛西面, 在济州岛的西北部与转向的长江冲淡水及朝鲜半岛西岸南下的沿岸水相混合, 从济州海峡向东流入对马海峡, 构成对马暖流的另一部分。计算得到通过济州海峡的流量大约为 $0.63 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, 约占对马暖流的 18%, 这一数值与赵保仁等(1991)根据漂流浮标资料估算的数值 $0.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 相当接近。以上这些结果同汤毓祥等(1997)、郭炳火等(1998)就对马暖流起源问题所作的分析结果是一致的。

4 长江冲淡水及东海北部的有关涡旋

夏季长江冲淡水的转向现象是黄、东海陆架的一个突出的水文特征, 本文的模拟结果再现了这一现象。由图 1a~d 可看到, 长江径流出长江口后朝东南方向扩展有限, 很快转成偏北方向流动, 一直到 $33^{\circ}30'N$ 附近又作反气旋转向, 朝东南和东向流去, 在 $125^{\circ}30'E$ 附近, 北部与朝鲜西岸南下的沿岸流混合, 南部与台湾暖流相混合, 从济州岛两侧向东流去, 成为对马暖流的一部分。长江冲淡水的这些流动和扩散特征在盐度分布图(图 3)中表现得更为直观。由图 3 可看出, 长江冲淡水转向东北后, 有向南黄海中部扩展的趋势, 这与林金祥等(1985)的观测结果较为接近。进入南黄海的长江冲淡水又在黄海冷水团环流的带动下, 向东南方向扩展。以上特征也与朱建荣等(1998)针对长江冲淡水扩展机制所作的数值模拟结果比较一致。

此外, 本数值模式还成功模拟出了东海北部济州岛西南海域的中尺度气旋型涡旋, 其中心约在 $32^{\circ}30'N$ 、 $125^{\circ}00'E$ 附近, 直径约 120km。与历史资料分析的结果(胡敦欣等, 1980; 赵保仁, 1985; 毛汉礼等, 1986)相比, 这个涡旋位置略偏西北一点, 但其大小和存在深度等均与实测一致。在这个涡旋西北不远处, 还有一个大小相近的反气旋型涡旋, 其中心大约在 $32^{\circ}40'N$ 、 $123^{\circ}30'E$ 附近。这个涡旋虽然有所报道(Yu et al., 1983), 但其存在与否尚待进一步证实。

5 黄海环流

夏季黄海冷水团环流是黄海最重要的环流分量。由本文数值模拟的结果看, 气旋型黄海冷水团环流由南、北两部分组成: 一个在北黄海, 中心大约在 $38^{\circ}30'N$ 、 $123^{\circ}E$ 附近, 表层流速较大, 底层流速较小, 其范围几乎覆盖整个北黄海; 另一个在南黄海的中部, 大约在 $34^{\circ} \sim 36^{\circ}30'N$ 、 $122^{\circ}30' \sim 125^{\circ}E$ 之间, 存在一个椭圆形气旋型涡旋, 大约在 10m~20m 深度最为明显。此外在图上还可看到, 在青岛—石岛近海还存在一个反气旋型中尺度涡旋, 其中心位置大约在 $36^{\circ}N$ 、 $121^{\circ}50'E$ 附近, 流速不大, 一般在 3cm/s 以下。这一结果与徐丹亚等(1999)在对这一海域进行资料分析和数值模拟的结果非常接近。另外在南黄海东部, 朝鲜半岛西岸存在向南的流动, 这一流动特征与苏育嵩(1986)及 Niño 等(1961)给出的环流图及海洋图集编委会出版的图集(1992)相一致, 并与赵保仁等(Zhao et al., 1986)的

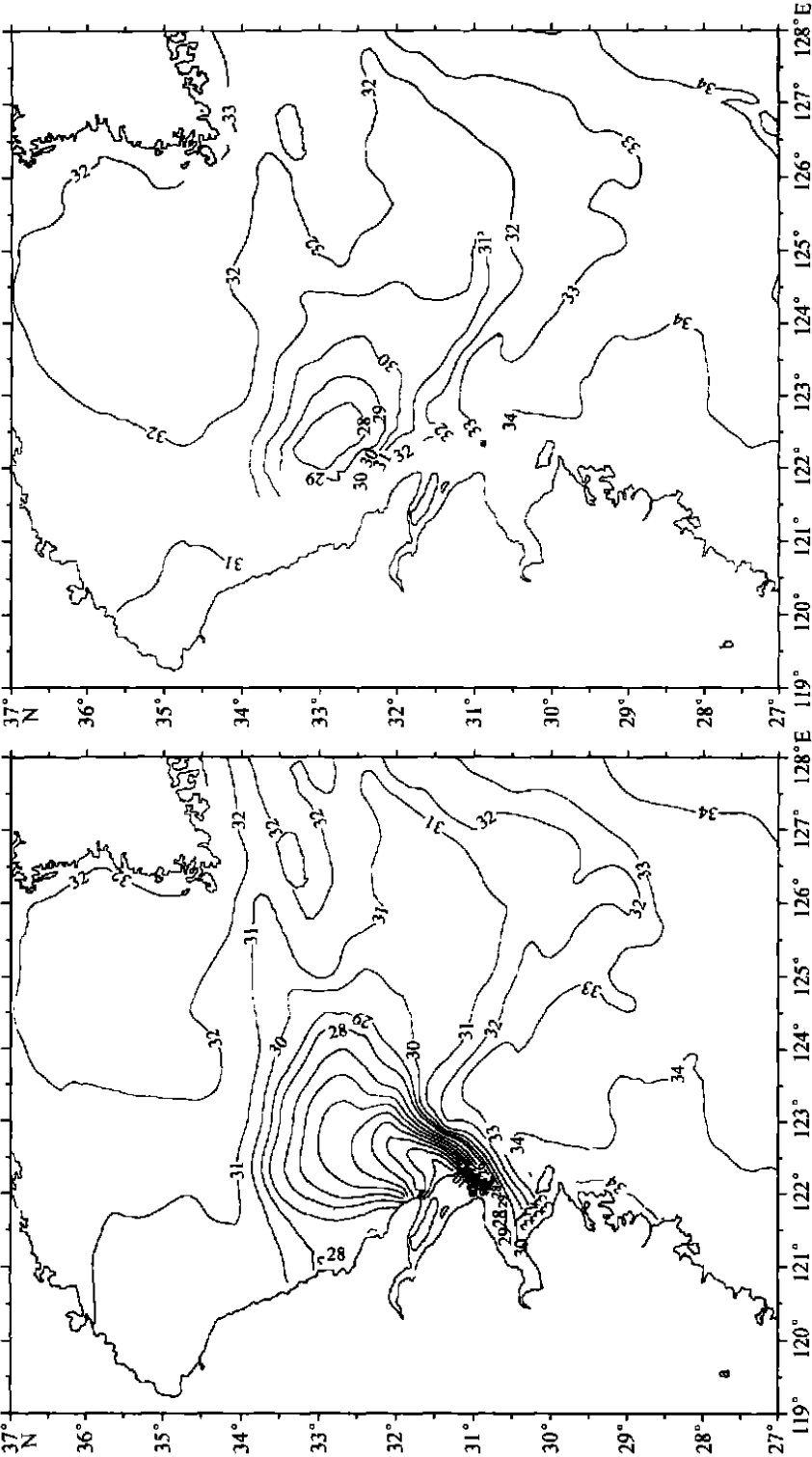


图 3 长江冲淡水的扩展
a. 0m 盐度场; b. 10m 盐度场

分析结果一致, 也被实测海流资料(Hsueh, 1987)和海底漂流器资料(汤毓祥等, 2000)证实。由图 1 还可看到, 由于这一南向流的存在, 在南黄海东部还形成一顺时针环流。

渤海海峡的海流为北进南出(见图 1), 这与全国海洋普查的结果十分一致。但由于本文未考虑潮余流的影响, 在渤海内部的环流除莱州湾的顺时针环流得到较好的模拟外, 其他区域的环流与实际相差较大。

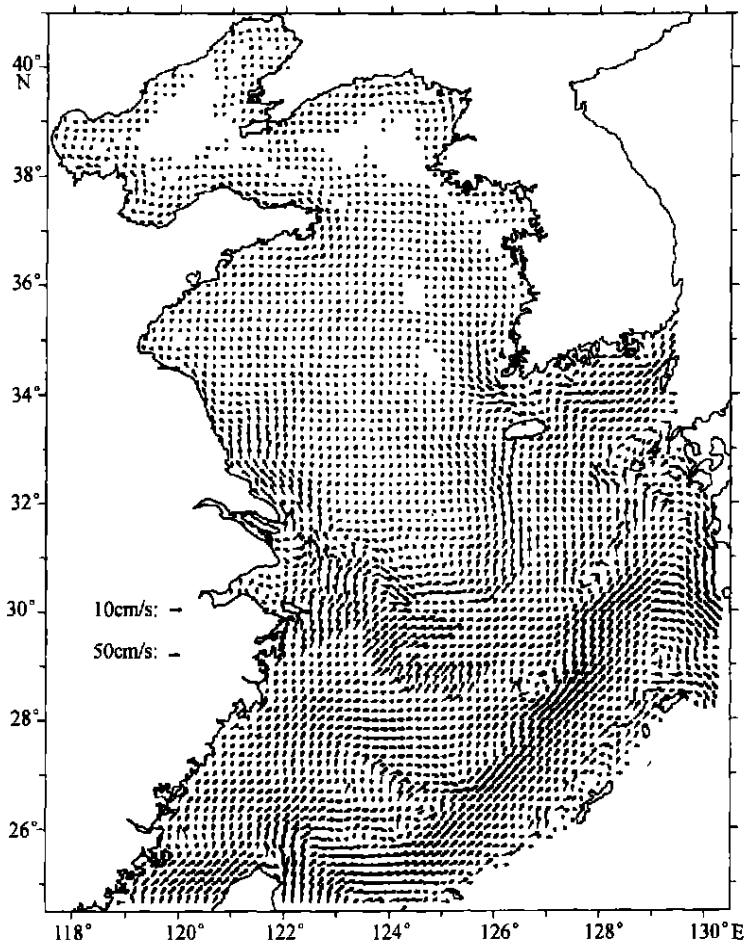
综上所述, 本数值结果明显好于 Guo(2000)用 POM 计算东中国海环流的数值结果。

三、数值实验

为弄清上述环流的形成机制, 保持其他条件不变, 本文作者进行了如下数值实验:
A1. 正压实验; A2. 封闭台湾海峡实验; A3. 取海面风应力取零; A4. 减少长江径流量为原来 1/10, 即 $4170\text{m}^3/\text{s}$; A5. 水深小于 50m 处取为 50m 等深试验等。

1. 正压实验 A1

由图 4 可知, 在正压情况下可以较好地模拟出黑潮、台湾暖流和对马暖流的流动特征。



但是黑潮两侧的涡旋、东海北部的涡旋和黄海的冷水团环流均已消失，渤海海峡的流动也变为南进北出。整个实验结果与朱耀华等(1994)的正压模式极为一致。该实验结果表明：夏季黑潮、台湾暖流、对马暖流本质上是由边界流量和地形控制的流动，而黄东海的涡旋现象本质上是斜压的。

2. 封闭台湾海峡数值实验 A2

该实验表明，即使从台湾海峡的入流量为 0，在闽、浙近海仍然存在向北的海水流动。由图 5 可见，此时黑潮在进入东海后，有一部分在台湾北面转向西，流入台湾海峡，再转向偏北方向，形成台湾暖流。当其流经闽、浙近海时，流速、流幅有所减少，但流向与未封闭台湾海峡时的计算结果一致。由此可知，台湾以东的黑潮也是台湾暖流的来源之一，尤其是在台湾海峡流入东海的水量减少的情况下，台湾暖流将主要来自黑潮。封闭台湾海峡，对东海北部及黄渤海的环流几乎无影响。

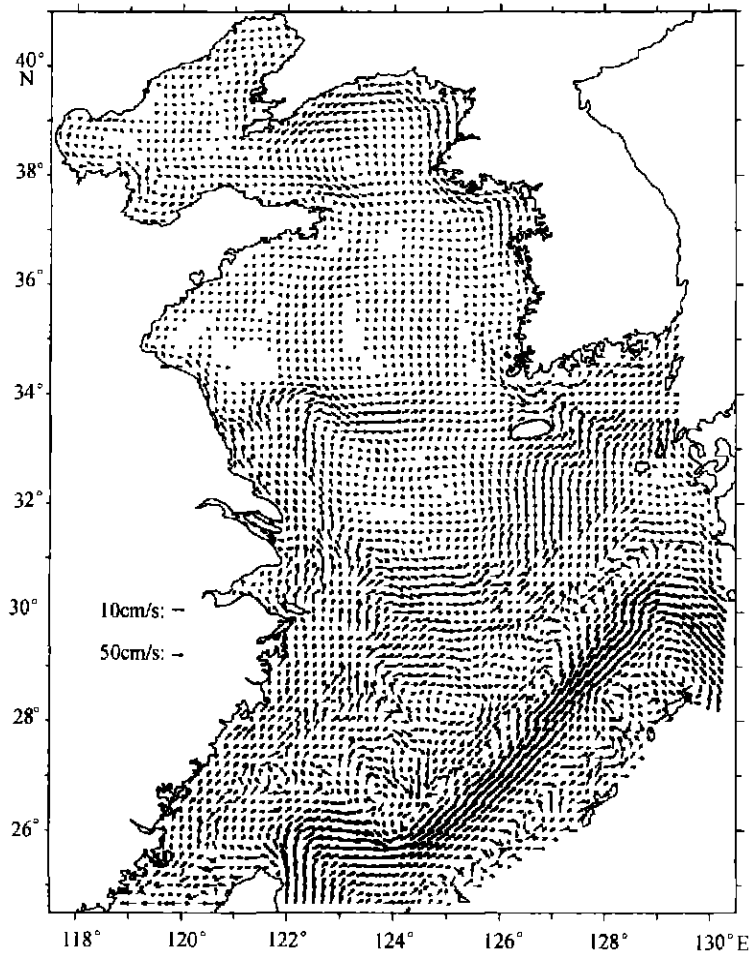


图 5 数值实验 A2——封闭台湾海峡时的深度平均流场

3. 无风实验 A3

当海面风应力为零时，33°30'N 以北的苏北沿岸近海出现向南的流动(图 6)，长江径

流流出长江口后, 分为南、北两支向外扩散。其中, 北支流速较夏季平均风应力条件下有明显减弱, 向北只扩展到 33°N 附近即转向偏东方向。长江口东北面的反气旋涡旋也有所减弱。由于无风的作用济州西南的气旋型涡旋在表层也清晰可见(图略)。南支冲淡水沿闽、浙沿岸的浅水区一直向南流动, 可达到 $26^{\circ}30'\text{N}$ 附近。由此可知, 夏季偏南风对长江冲淡水转向北起相当重要的作用, 而对渤、黄、东海其他部分的环流结构影响较小。

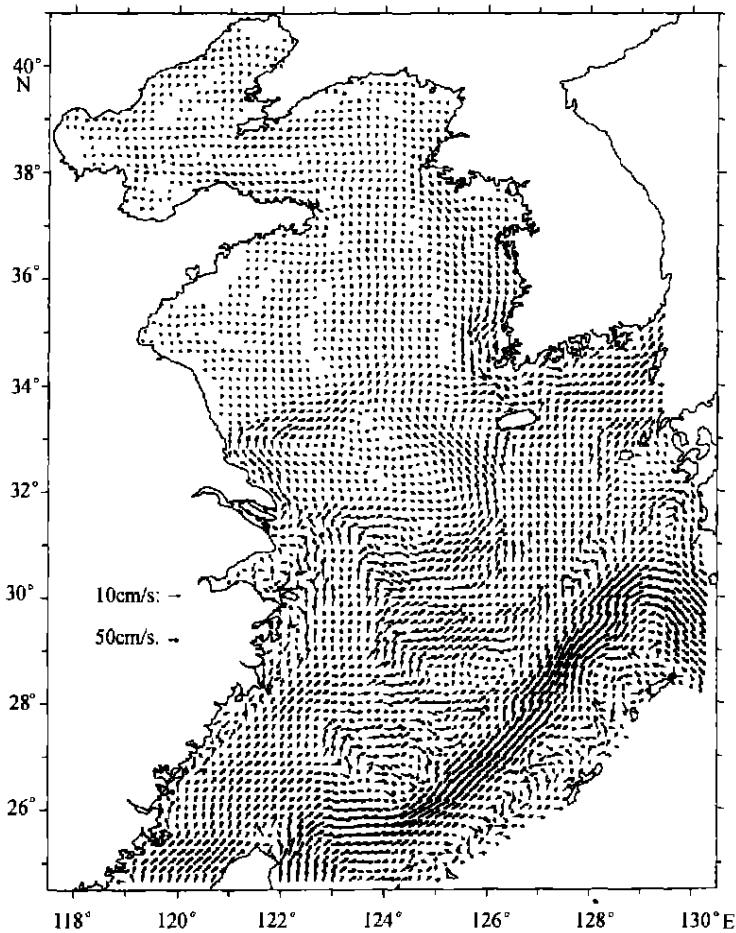


图 6 数值实验 A3——无风情况下的深度平均流场

4. 减少长江径流量实验 A4

此数值实验表明, 即使长江径流量减少到原来的 $1/10$, 即取流量为 $4170\text{m}^3/\text{s}$ 时, 冲淡水仍向东北和北方向扩散(图 7), 然后在黄海冷水团环流的诱导下向东南方向扩散。该实验表明流量减少只影响冲淡水核心区的流速和盐度分布, 而与冲淡水转向现象无关。

5. 改变水深使小于 50m 的浅水区变为 50m 的等深分布实验 A5

本实验结果示于图 8, 此时冲淡水的扩展趋势发生显著变化, 冲淡水主要向东和向南扩散。由此可知, 海底地形是影响夏季长江冲淡水转向的关键因素。

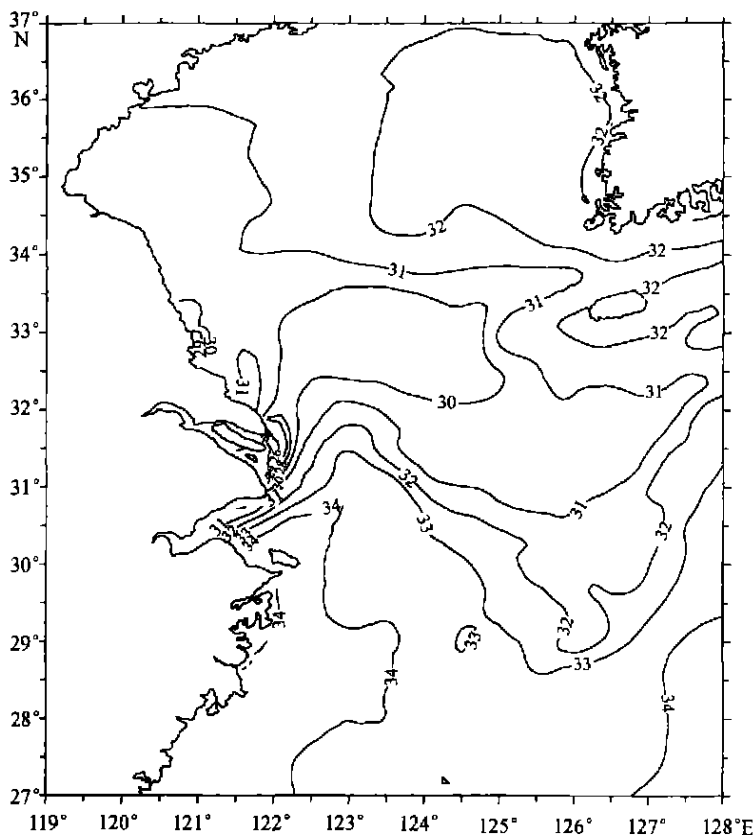


图 7 当长江径流量减少到 $4170\text{m}^3/\text{s}$ 时长江冲淡水区 0m 层的盐度分布

四、结 束 语

本文利用 POM 模式,考虑了影响东海环流的多方面因素,对夏季东中国海的环流进行了成功的数值模拟,其结果表明:

- (1) 黑潮在流经东海时沿东海陆坡流动,其途径随地形变化而变化,在其两侧出现一些涡旋。
- (2) 夏季台湾暖流表层水主要来自台湾海峡,50m 以下的深底层水主要由台湾东面黑潮的次表层水入侵陆架生成。台湾暖流沿着闽、浙近海向北流动,大约在 $29^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间大部分向东转向,另一部分继续北上,可到达长江口以北。
- (3) 夏季进入朝鲜海峡的对马暖流的来源是多方面的,其中有台湾暖流、黑潮分支、长江冲淡水与西朝鲜沿岸流及台湾暖流的混合水。
- (4) 长江冲淡水在流出长江口后,受台湾暖流、闽浙沿岸流和夏季偏南风及地形的影响,很快转向北流动,一直到 34°N 附近,受黄海冷水团环流的诱导,再转向东南和东向流动,流向济州岛方向。

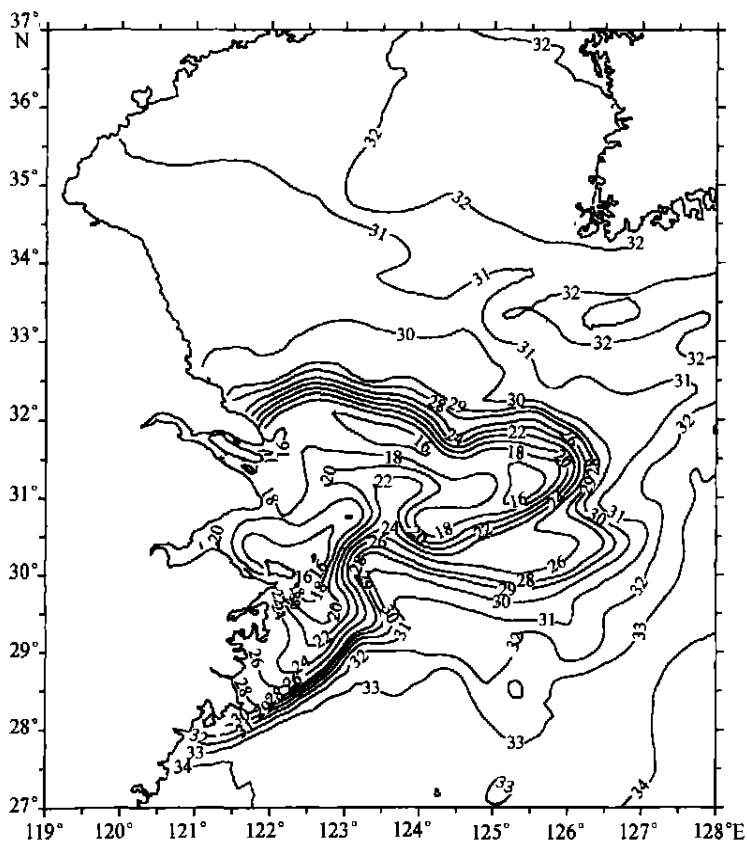


图 8 水深小于 50m 的水域取为 50m 等深时长江冲淡水区 0m 层的盐度分布

(5) 在长江口东北和济州岛西南分别存在一个反气旋型涡旋, 一个气旋型涡旋。

(6) 夏季黄海冷水团环流由南北两部分组成, 上层流速大, 下层流速小。在青岛—石岛近海和朝鲜半岛西南部近海各存在一个中尺度的反气旋型涡旋。

参 考 文 献

- 王卫、苏纪兰, 1987, 黄、东海黑潮流系和涡旋现象的一个正压模式, 海洋学报, 9(3): 271~285.
- 毛汉礼、胡敦欣、赵保仁、丁宗信, 1986, 东海南部的一个气旋型涡旋, 海洋科学集刊, 27: 23~31.
- 王宗山、徐伯昌、金梅兵、邹娥梅、李繁华, 1997, 渤、黄海强温跃层数值预报模式, 海洋学报, 19(4): 1~9.
- 王辉, 1996, 东海和南黄海夏季环流的斜压模式, 海洋与湖沼, 27(1): 73~78.
- 中国科学院海洋研究所、中国科学院地理研究所, 1977, 渤、黄、东海海面热平衡图集, 科学出版社, 159.
- 邢成军, 1983, 1973 年夏季一个反气旋型涡旋的初步分析, 海洋与湖沼, 14(3): 263~271.
- 朱建荣、肖成猷、沈焕庭, 1998, 夏季长江冲淡水扩展的数值模拟, 海洋学报, 20(5): 13~22.
- 朱耀华、方国洪, 1994, 陆架和浅海环流的一个三维正压模式及其在渤、黄、东海的应用, 海洋学报, 16(6): 11~26.
- 苏纪兰、潘玉球, 1990, 台湾以北黑潮入侵陆架途径的探讨, 黑潮调查研究论文选(二), 海洋出版社, 187~197.
- 苏育嵩, 1986, 长江口及济州岛附近水域综合调查研究报告, 第二章 黄东海地理环境概况, 环流系统及中心渔场, 山东海洋学院学报, 16(1): 12~27.

汤毓祥、Heung-Jae Lie 1997, 夏季对马暖流水来源的探讨, 海洋学报, 19(5): 1~11.

汤毓祥、邹娥梅、李兴宰等, 2000, 南黄海环流的若干特征, 海洋学报, 22(1): 1~6.

- 林金祥、王宗山, 1985, 关于长江冲淡水异常变化分析, 黄渤海海洋, 3(4): 11~19。
- 林锡藩、陶义忠, 1982, 江苏海岸带邻近海域海流初步分析(III), 海洋研究, 2: 31~36。
- 赵保仁, 1982, 局地风对黄海和东海近岸浅海海流的影响的研究, 海洋与湖沼, 13(6): 479~490。
- 赵保仁, 1985, 东海北部气旋型涡旋存在的近期观测证据, 海洋与湖沼, 16(3): 240~248。
- 赵保仁, 1993, 长江口外的上升流现象, 海洋学报, 15(2): 108~114。
- 赵保仁、方国洪, 1991, 东海主要水道的流量估算, 海洋学报, 13(2): 169~178。
- 赵保仁、崔茂常、R. Limebemer, 1991, 1986年7月黄海南部及东海北部海况主要特征, 海洋科学, 2: 46~51。
- 郭炳火、李兴宰、李载学, 1998, 夏季对马暖流区黑潮水与陆架水的相互作用——兼论对马暖流的起源, 海洋学报, 20(5): 1~12。
- 胡敦欣、丁宗信、熊庆成, 1980, 东海北部一个气旋型涡旋的初步分析, 科学通报, 25(1): 29~31。
- 徐丹亚、赵保仁, 1999, 青岛—石岛近海反气旋中尺度涡旋存在证据及数值模拟, 海洋学报, 21(2): 18~26。
- 袁耀初、苏纪兰、赵金三, 1982, 东中国海陆架环流的单层模式, 海洋学报, 4(1): 1~10。
- 袁耀初、苏纪兰、郑松筠, 1987a, 东海1984年夏季三维海流诊断计算, 黑潮调查研究论文集, 海洋出版社, 45~53。
- 袁耀初、苏纪兰、郑松筠, 1987b, 东海1984年12月—1985年1月冬季三维海流诊断计算, 黑潮调查研究论文集, 海洋出版社, 54~60。
- 袁耀初、苏纪兰, 1989, 1986年初夏东中国海黑潮流场结构的计算, 黑潮调查研究论文选(一), 海洋出版社, 175~192。
- 袁耀初、苏纪兰、倪菊芬, 1990, 东中国海冬季环流的一个预报模式研究, 黑潮调查研究论文选(二), 海洋出版社, 169~186。
- 袁耀初, 1993, 东海三维海流的一个预报模式, 黑潮调查论文选(五), 海洋出版社, 311~323。
- 海洋图集编委会, 1992, 渤海、黄海、东海海洋图集, 水文, 海洋出版社, 524。
- 翁学传、王从敏, 1984, 台湾暖流水(团)夏季 $T-S$ 特征分析, 海洋科学集刊, 21: 113~133。
- 管秉贤, 1964, 黑潮流速流量的分布、变化及其与地形关系的初步分析, 海洋与湖沼, 6(3): 229~250。
- 管秉贤, 1978, 东海海流系统概述, 东海大陆架论文集, 中科院海洋研究所, 126~183。
- 管秉贤, 1983, 黑潮源地区若干冷暖涡的主要特征, 第二届中国海洋湖沼学会会议文集, 科学出版社, 19~30。
- 管秉贤, 1986, 东海海流结构及涡旋特征概述, 海洋科学集刊, 27: 1~21。
- Blumberg A. F. and Mellor, G. L., 1983, Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *Journal of Geophysical Research*, 88(8): 4579~4592。
- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L., 1987, A Description of a Three-dimensional coastal ocean circulation model, In: "three-dimensional coastal ocean models 4: 1~16" Heaps, N. ed., American Geophysical Union, Washington D. C.
- Chao S. Y., 1991, Circulation of the East China Sea. A numerical study, *J. of Oceanol. Society of Japan*, 46: 273~295。
- Guo Xinyu 2000, Current system in the East China Sea simulated by a 1/18-degree resolution OGCM. In: "International Symposium what is the current system in the East China sea and Yellow Sea?" Research Institute for Applied Mechanics Kyushu.
- Hellerman, S. and Rosentein, M., 1983, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *Journal of Physical Oceanography*, 13: 1093~1104。
- Kuang-Lung Fan, 1980, On upwelling off northeastern shore of Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica Science Report of the National Taiwan University*, 11: 105~117。
- Liang Xiangsan and Su Jilan, 1994, A two-layers model for the summer circulation of the East China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, 13(3): 325~344。
- Niino H. and Emery, K. O., 1961, Sediments of portions of East China Sea and South China Sea *Bull. Geol. Soc. Am.*, 72: 731~762。
- Yu Honghua, Zheng Dacheng and Jiang Jingzhong, 1983, Basic hydrographic characteristics of the study area. Proceedings of international symposium on sedimentation of the continental shelf with special reference to the East China Sea China Ocean Press: 270~279。
- Zhao Baoren, Xiong Qingchen and Zhang Fagao 1986, The internal hydrographic structure of the Huanghai Cold Water Mass (HCWM) in summer, *C. J. of Oceanology and Limnology* 4(1): 27~40。

SIMULATION OF THE THREE-DIMENSIONAL CIRCULATION OF THE EAST CHINA SEAS IN SUMMER^{*}

LI Huifei, ZHAO Baoren

(*Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences*)

Abstract

A three dimensional baroclinic prognostic model on σ -coordinates was established on the basis of POM to simulate the East China Seas circulation in summer considering the topography, inflow and outflow at the open boundary, Changjiang runoff, heat flux and wind stress on the surface. This study showed that ① the Kuroshio flows along the continental shelf slope of the East China Sea flowing in accordance with the slope topography and some eddies appear on its two sides; ② the upper water of the Taiwan Warm Current comes mainly from the Taiwan Strait and that the bottom water comes mostly from Kuroshio sub-surface water flowing on the shelf and passing through the east of Taiwan Island; ③ the Tsushima Warm Current in summer comes from multiple sources: the Taiwan Warm Current, one of the branches of the Kuroshio, mixed water of Changjiang Diluted Water with West Korea Coastal Current and Taiwan Warm Current; ④ the Changjiang Diluted Water turns northwards rapidly after flowing out the Changjiang River Mouth, affected by Zhejiang Coast Current, Taiwan Warm Current and southwest monsoon, and flows southeastwards after arriving at around 34°N; ⑤ there is a meso-scale anticyclonic eddy in the northeast of the Changjiang River Mouth it was formed by the north branch of the Taiwan Warm Current and there is another cyclonic eddy in southwest of Chejudo Island; ⑥ the circulation of the Huanghai Cold Water Mass in summer is divided into north and south parts and their current is strong in the upper layer and weak near the bottom layer; ⑦ there is a meso-scale anticyclone eddy near the Qingdao-Shidao coast area.

^{*} Contribution No. 3860 from the Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences.