

流核位置和流量变化对东海 黑潮锋面弯曲影响的研究

张绪东¹, 吴德星², 罗义勇¹

(1. 海军海洋水文气象中心, 北京 100073; 2. 青岛海洋大学物理海洋研究所, 山东 青岛 266003)

摘 要: 本文运用简化的 η 坐标 POM 模式研究了东海黑潮锋面弯曲的产生与成长机制。主要考察了在给定的地形下, 流核位置和流量变化对锋面演变的影响。当黑潮流核远离陆架时, 因其锋区正好在陡的陆坡之上, 斜压不稳定贡献减小, 此时不论黑潮的流量强弱, 其锋面都不会出现如观测所示的弯曲; 当黑潮流核接近陆架时, 因其锋区爬上陆架, 斜压不稳定加强, 小扰动能够充分发展并导致锋面弯曲, 它的三维结构和观测的结果基本一致。平均波长约为 250km, 位相速度约为 17km/d。扰动成长的主要机制是斜压不稳定, 锋面弯曲的主要能源是平均有效位能。

关键词: 东海黑潮; 锋面弯曲; 正压不稳定; 斜压不稳定

中图分类号: P731 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003 - 0239 (2004)01 - 0009 - 011

1 引言

黑潮为北太平洋西边界强流, 黑潮流经东海的这一段称东海黑潮。由于受地形的制约, 东海黑潮的路径和流态相对稳定, 但现场观测资料揭示, 其低频波动却无处不在; 大量的卫星遥感图片也显示出, 黑潮锋面经常出现弯曲。锋面弯曲起源于上游陆坡并逐渐发展, 典型的水平尺度为 100~200km, 主控周期为 10~20d, 并且以 15~26cm/s 的速度向下游传播 (Sugimoto 等, 1988; Qiu 等, 1990; Guo 等, 1991; Ichikawa, 1993; James 等, 1999)。

对现场观测资料的分析研究, 已基本揭示了东海黑潮锋面弯曲的结构特征。关于东海黑潮锋面弯曲的产生原因, Qiu 等 (1990) 猜测东海黑潮的锋面弯曲可能是局地的正压不稳定和斜压不稳定引起的。由观测资料, Chen 等 (1992) 计算位涡梯度支持了 Qiu 等的猜测。James 等 (1999) 以解析形式给出地形、流速和密度的分布作为东海黑潮的背景状态, 然后采用谱方法解无粘线性方程形成的不可分离的二维本征值问题来研究东海黑潮的稳定性, 发现扰动成长的主要机制是斜压不稳定, 最不稳定波的周期为 12d, 波长为 209km, 向下游传播的位相速度为 18km/d。并认为影响锋面稳定性的主要因子是地形、流核位置和流量。

尽管 James 等(1999)的线性无粘理论较好地解释了东海黑潮锋面弯曲的成因,但扰动振幅增大到一定程度,非线性和湍粘性效应不能再忽略;同时,在黑潮的背景状态改变以前,扰动能否成长为有限振幅,即能否导致锋面弯曲,尚不得而知;另外,James 等的模式只允许时间增长波,而东海黑潮的锋面弯曲更象空间增长波,如果模式也允许空间增长波,结果如何?

基于 James 等研究中存在的上述问题,本文应用 η 坐标 POM 模式在考虑非线性和湍粘性效应的基础上,探讨了在给定地形的情况下,流核位置和流量变化对东海黑潮锋面弯曲的影响。

2 η 坐标 POM 模式及模式参数配置

POM 模式垂向采用 σ 坐标,在研究陡峭地形的海洋问题时会出现大的水平压力梯度误差和虚假环流。因东海黑潮流域的地形(陆坡和琉球海脊)梯度较大,采用 η 坐标 POM 模式(罗义勇,1999;Luo 等,2000)研究,既保持原 POM 模式的其它特点,同时能够克服陡峭地形引起的大的压力梯度误差问题,其中的温盐方程直接用密度方程替代。

2.1 海域范围

研究海域取为长方形,顺岸方向 y 轴 720km 长,离岸方向 x 轴 330km 宽。科氏参数 $f=6.854 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$,空间步长 $\Delta x = \Delta y = 6 \text{km}$,外模式的时间步长 $\Delta t_E = 10 \text{s}$,内模式的时间步长 $\Delta t_I = 600 \text{s}$,垂向分为 13 层, $\eta = (0.0, -0.03, -0.06, -0.09, -0.12, -0.15, -0.205, -0.26, -0.32, -0.442, -0.564, -0.686, -0.843, -1.0)$, 这里, $\eta = \frac{z-\zeta}{H+\zeta} \cdot \frac{H}{H_m}$, H 和 ζ 分别为水深和水位, H_m 为海域最大水深。

2.2 地形

东海黑潮流域的地形由宽的陆架、突变的陆坡、琉球海沟和突起的海脊组成,可近似表示为:

$$H(x) = H_{se} + \frac{1}{2}(H_m - H_{se})[1 - \tanh(\frac{x - X_{ce}}{\alpha_e})] + H_{sw} + \frac{1}{2}(H_m - H_{sw})[1 - \tanh(\frac{x - X_{cw}}{\alpha_w})] - H_m \quad (1)$$

其中, H_m 代表琉球海沟的深度, H_{se} 和 H_{sw} 分别代表陆架和海脊的深度, α_e 和 α_w 分别代表陆坡和海脊的倾斜, X_{ce} 和 X_{cw} 分别代表陆架和海脊的最大倾斜位置。

2.3 流核及相应的流速

本文只研究流速结构为单核的情况。因流核有时离开陆架,有时接近陆架,所以又

分为二种: VI 代表流核离开陆架情况, VII 代表流核接近陆架情况。

VI 情况的一般特征为主流的流速随深度增加单调减小,可深达 700m 左右,表层的最大流速一般超过 1m/s、流幅宽约 100km,主流右侧的逆流随深度单调增大。这种流速结构在水平方向可用高斯函数,在垂直方向可用经验衰减函数近似表示(Orlanski 和 Cox, 1973; Xue 和 Mellor, 1993),其形式为:

$$V(x, z) = V_e \exp\left(\frac{z}{Z_{se}} - X_e^2\right) - V_w \exp\left(\frac{z}{Z_{sw}} - X_w^2\right) \quad (2)$$

其中:

$$X_e = \frac{x - x_{fe} [1 - z / (Z_{se} \cdot A)]}{x_{de}} \quad (3)$$

$$X_w = \frac{x - x_{fw} [1 - z / (Z_{sw} \cdot B)]}{x_{dw}} \quad (4)$$

$$A = A_0 + \frac{2z}{H_m} \quad (5)$$

$$B = B_0 + \frac{2z}{H_m} \quad (6)$$

$$x_{de} = \begin{cases} x_{d1} - (x_{d2} - x_{d1})z/H_m & \text{if } X_e < 0 \\ x_{d2} & \text{if } X_e \geq 0 \end{cases} \quad (7)$$

这里, V_e 和 V_w 分别决定主流和逆流的最大流速, x_{fe} 和 x_{fw} 分别代表主流和逆流海面最大流速的位置, Z_{se} 和 Z_{sw} 分别为主流和逆流随深度衰减的 e 折尺度, A 和 B 则分别决定随深度增大主流和逆流的倾斜。

为考虑流量变化对黑潮弯曲的影响,结合 PN 断面的观测资料,(2)~(7)式的参数取两组不同值代表不同流量时的 VI 情况,分别称为 VI_S 和 VI_L。VI_S 的流量为 20Sv, VI_L 的流量为 30.5Sv。

VII 情况,参考 James 等(1999),相应的函数取为:

$$V(x, z) = (V_c + G_1 + G_2 + G_3 + V_{bg}) \exp\left[-\left(\frac{x - 167}{110}\right)^8\right] \quad (8)$$

其中:

$$V_c(x, z) = V_0 \exp\left(\frac{z}{Z_s} - X_i^2\right) \quad (9)$$

$$G_1(x) = A_1 \exp\left[-\left(\frac{x - X_{c1}}{X_{\omega 1}}\right)^2\right] \quad (10)$$

$$G_2(x) = A_2 \exp\left[-\left(\frac{x - X_{c2}}{X_{\omega 2}}\right)^2\right] \quad (11)$$

$$G_3(x, z) = A_3 \exp\left[-\left(\frac{x - X_{c3}}{X_{\omega 3}}\right)^2 - \left(\frac{z - Z_{c3}}{Z_{\omega 3}}\right)^2\right] \quad (12)$$

$$X_i = \frac{x - x_f[1 - z/(z_s - C)]}{x_d} \quad (13)$$

$$C = C_0 + \frac{2z}{H_m} \quad (14)$$

$$x_d = \begin{cases} x_{d3} - (x_{d4} - x_{d3})z/H_m & \text{if } X_i < 0 \\ x_{d4} & \text{if } X_i \geq 0 \end{cases} \quad (15)$$

这里, G_1 、 G_2 和 G_3 是修正函数, V_{bg} 为常数, (8)式右端所乘的高斯高阶函数是为了使流速在边界处很小。结合PN断面的观测资料, (8)至(15)式的参数取值也由非线性最小二乘拟合法确定。此时的流量 18.7Sv。

2.4 密度

根据已知的流速, 密度通过热成风关系来确定。密度的积分从东边界开始。东边界的密度资料取自James等(1994)。密度分布(图略)的主要特点为: 流核离开陆架时, 锋区处在陡的陆坡上(此时, 陆坡的倾斜大于等密度面的倾斜); 流核接近陆架时, 锋区爬上平缓的陆架(此时, 等密度面的倾斜大于陆架的倾斜);

2.5 开边界条件

研究海域包含东、南和北部三个开边界。外模式: 水位采用无梯度条件; 南部开边界的法向速度由全流不变确定, 并以此作为驱动条件。北部和东部开边界的法向速度采用辐射条件, 切向速度采用迎风对流格式。内模式: 法向速度采用辐射条件, 切向速度采用迎风对流格式; 密度采用迎风对流格式。

3 数值实验及结果

为了考察流核位置和流量变化对东海黑潮锋面演变的影响, 进行了下列数值实验(见表1)。

表 1 数值实验

试验	流速			积分时间 (d)
	VI _s	VI _L	V	
I	Yes	No	No	60
I	No	Yes	No	60
	No	No	Yes	24

尽管初始密度和流速处于热成风平衡，但在完全非线性方程中的对流和扩散项会引起小扰动，实验的目的就是看这种小扰动能否不断成长而导致锋面弯曲。

3.1 实验 I

在流核远离陆架的情况下，考察流量变化的作用。流速分布取 VI 的两种情况，第一种为 VI_s，流量为 20Sv，第二种为 VI_L，流量为 30.5Sv。

两种情况都积分了 60d。图 1 为流量为 20Sv 情况下表层等密度线分布随时间的变化。它表明直到积分结束，锋面一直保持初始时的主要特征，没有产生如观测所示的锋面弯曲。小扰动沿锋面发展的结果只是使锋面产生弱的东西向摆动以及一些小的“皱纹”，这些小“皱纹”产生以后或者又逐渐消失，或者在未使锋面产生大的变化之前就已传出研究海域。

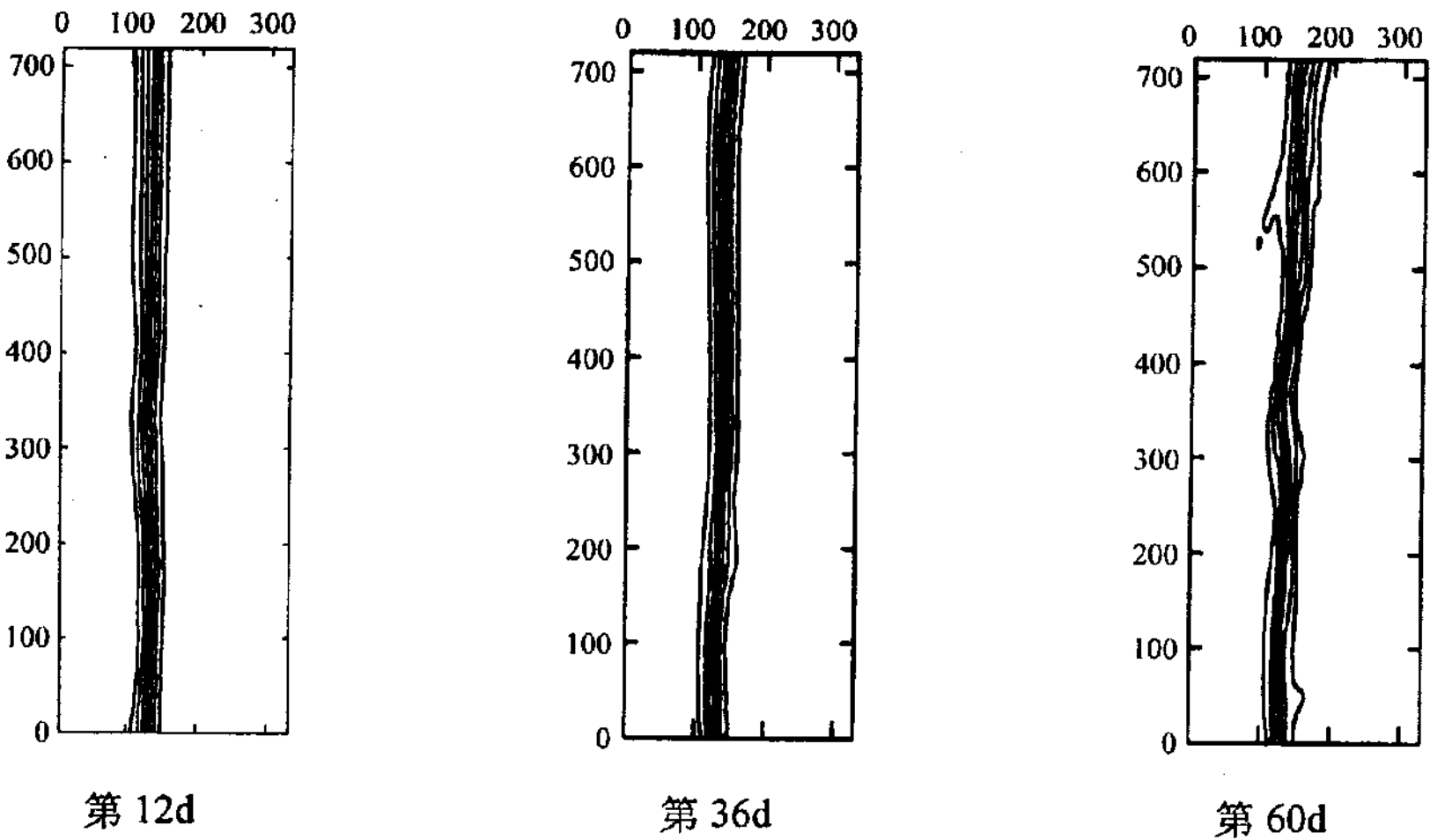


图 1 表层等密度线

在第二种情况（流速 30.5Sv ）下结果与第一种情况相似（图略）。但因流量增加，初始时锋面比前次的强且宽；锋面产生的左右摆动以及一些小的“皱纹”也略强于前种情况，但仍没能产生如观测的锋面弯曲。

实验 I 的结果表明当黑潮流核远离陆架的时候，无论黑潮流量大小如何，由于地形的稳定作用，都不会产生如观测所示的弯曲。

3.2 实验 II

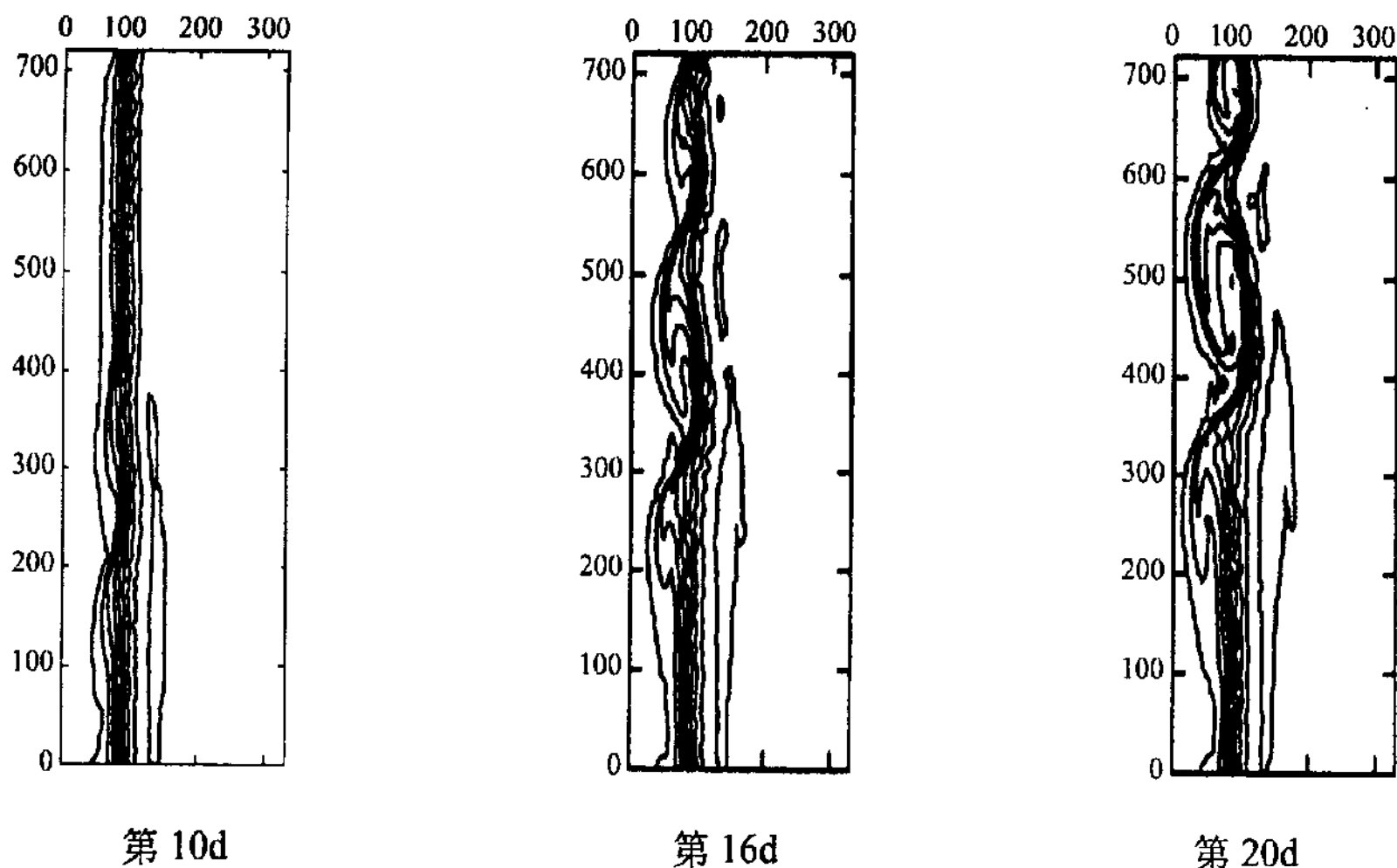


图 2 表层等密度线

黑潮流核接近陆架时黑潮锋面的演变，流速分布取为 VII，流量为 18.7Sv 。

图 2 是表层等密度线随时间的演变，由于锋面弯曲的外缘接触到了岸边界，所以只积分了 24d。在积分时间内，沿锋面有三处扰动充分发展导致锋面产生弯曲，自南向北分别称为“C”、“D”和“E”。积分到第 8d 时，锋面弯曲“D”已经出现，随后迅速成长并以波动形式向下游传播。其纵向（沿 y 轴方向）发展明显快于横向（沿 x 轴方向）发展，弯曲脊处的低密线南向伸展的距离比较长，与弯曲谷间卷进的高密水呈南北狭长状。在 16d 时，其南向伸展的低密线转向东，锋面弯曲呈现折叠。“C”和“E”出现略迟。因“E”位置偏北，在尚未充分成长之前已传出北边界；“C”的岸侧的低密线保持南向伸展，至积分结束也没有转向东。积分到 20d，整个锋面弯曲的水平尺度约为 150km ，卷进的高密水的长度约为 100km ，宽度仅约 30km ，这些特征与观测的结果基本一致。

图 3 是表层密度随时间变化的位相图。图中的两条虚线可分别代表“D”和“E”的发展过程。随着时间增加，“D”和“E”都逐渐增大，从虚线的斜率可见，开始阶段“D”的传播速度比较快，但在“E”出现（约第 10d）以后，由于其弯曲谷封堵的缘故，

“D”的传播明显减慢;另外,两条虚线之间的距离不断增加又表明,扰动的波长不断增大。平均而言,波长约为 250km,位相速度约为 17km/d,这也和观测的结果吻合(Ichikawa, 1993; James 等, 1999)。

对同一时间序列表层流速(图略)的分布分析得知,整个积分过程黑潮主轴并未产生大弯曲,只出现了小的东西向摆动,最强处摆动的振幅约为 15km,但是主轴两侧流速发生了明显的变化,沿主轴流向的左侧流速变化尤其明显,和密度变化及水体卷出卷入特征是一致的。这一现象已被观测资料所揭示(浦泳修和苏玉芬, 1990; 袁耀初和孙湘平, 1995)。

另外,弯曲谷北侧的流西北向,弯曲谷南侧的流东北向。Sugimoto 等(1988)分析东海陆架坡折上测流站的观测资料发现,当黑潮锋接近陆架坡折,且弯曲的波脊经过测站时,流向反时针方向转,同时水温增加(密度减小);反之,当弯曲的波谷经过测站时,流向顺时针方向转,同时水温下降(密度增加)。可见,数值结果和观测事实是一致的。

实验 II 的结果表明当黑潮流核接近陆架时,其锋区(最大斜压区)爬上了平缓的陆架,因而黑潮的小扰动能够充分发展,使平直的锋面产生弯曲。

4 实验结果的能量诊断与分析

为了解锋面弯曲的不稳定机制,需知道锋面演变的能量转换过程。扰动成长的能源是储存在背景状态中的平均有效位能和平均动能。斜压能量转换是具有水平温度梯度的背景状态释放储存在其中的平均有效位能给扰动位能(Charney, 1947; Eady, 1949);正压能量转换是具有水平速度切变的背景状态释放储存在其中的平均动能给扰动动能(Kuo, 1949)。

参考 Xue(1991), 能量分量及其转换分别为:

平均动能

$$MKE = \iint \frac{1}{2}(\bar{u}^2 + \bar{v}^2) H_m dx d\eta \quad (16)$$

扰动动能

$$EKE = \iint \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2}) H_m dx d\eta \quad (17)$$

平均有效位能

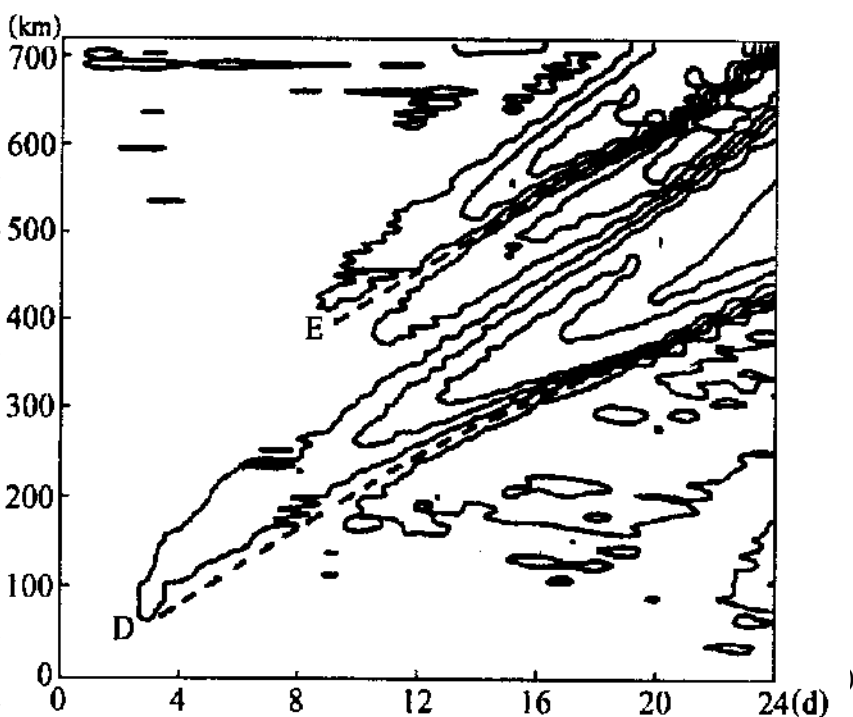


图3 密度位相图

$$MPE = \iint \left(\frac{g^2 \bar{\rho}^2}{2\rho_0^2 N^2} \right) H_m dx d\eta \quad (18)$$

扰动位能

$$EPE = \iint \left(\frac{g^2 \bar{\rho}'^2}{2\rho_0^2 N^2} \right) H_m dx d\eta \quad (19)$$

正压能量转换

$$MKE \rightarrow EKE = - \iint \left(\overline{u'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{u'w'} \frac{1}{H_m} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \eta} + \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \overline{v'w'} \frac{1}{H_m} \frac{\partial \bar{v}}{\partial \eta} \right) H_m dx d\eta \quad (20)$$

斜压能量转换

$$MPE \rightarrow EPE = - \iint \frac{g^2 H_m}{\rho_0^2 N^2} \left(\overline{u'\tilde{\rho}'} \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial x} + \overline{w'\tilde{\rho}'} \frac{1}{H_m} \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \eta} \right) dx d\eta \quad (21)$$

这里, $\overline{(\)}$ 代表沿 y 方向整个海域的平均, $(\)'$ 代表相对初始状态的扰动; 布伦特-维赛拉频率 $N^2 = -\frac{g}{\rho_0 H_m} \frac{\partial \rho_b}{\partial \eta}$, $\rho_b(\eta)$ 为流体静止时的密度分布, 因为东边界处流体几乎不动, 计算时, $\rho_b(\eta)$ 取东边界值; $\tilde{\rho}(x, y, \eta, t) = \rho(x, y, \eta, t) - \rho_b(\eta)$ 。 $MKE \rightarrow EKE > 0$ 代表平均动能转化为扰动动能, $MPE \rightarrow EPE > 0$ 代表平均有效位能转化为扰动位能。

4.1 实验 I

第一种流速下的能量诊断见图 4, 此时流量为 20Sv。积分到 20d, EKE 和 EPE 仍比 MKE 小一个量级; 20d 以后, EKE 和 EPE 的变化非常小, 基本处于平衡状态。根据估算, 达到平衡状态前扰动能量的平均增长率为 $0.009f$, 它可被看作线性状态的增长率, 和平底时线性状态的增长率 $0.015f$ (罗义勇等, 2000) 相比, 扰动能量的平均增长率减少了 40%。另外, 图 4a 还表明, 在 45d 以后, 扰动能量还有一个小的增长, 但增长率仅为 $0.001f$, 它对应锋面的摆动和小“皱纹”加强。

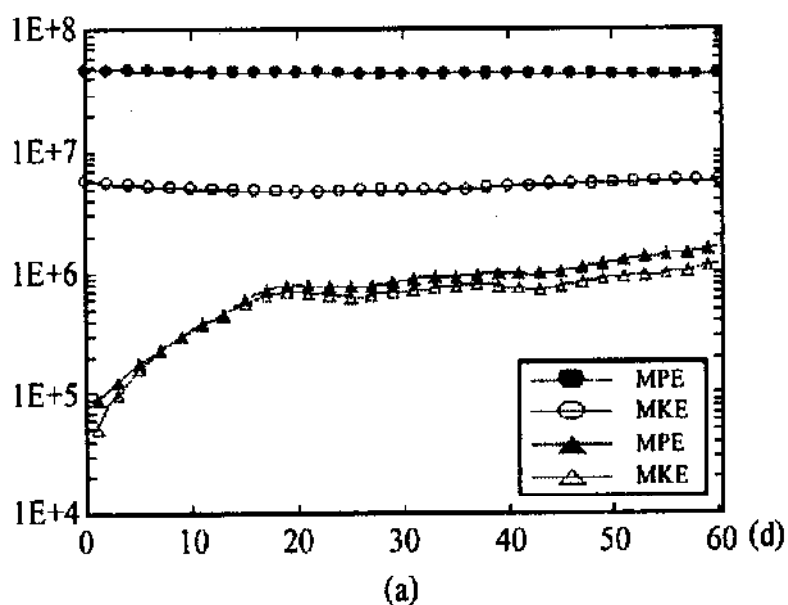


图 4a 能量诊断

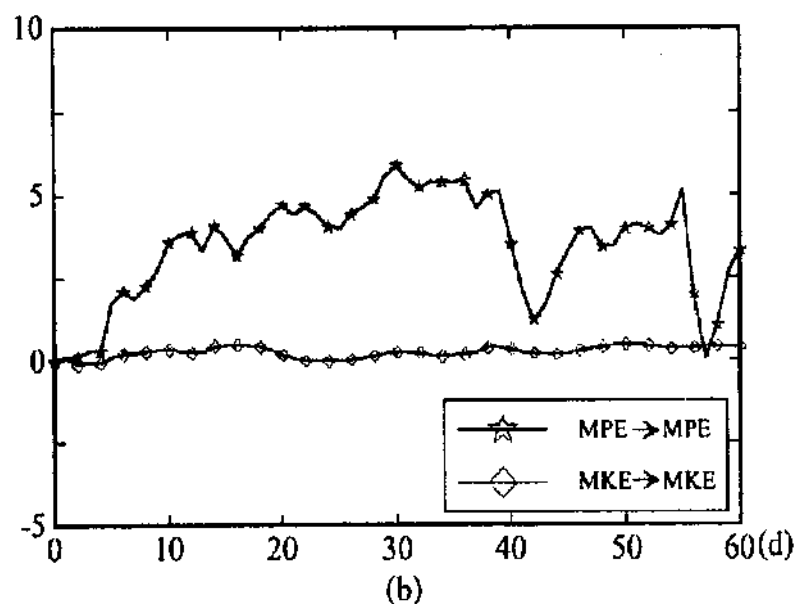


图 4b 能量转换

图4b给出平均能量向扰动能量转换的时间过程。整个积分过程, $MPE \rightarrow EPE$ 和 $MKE \rightarrow EKE$ 都大于零, 为平均能量向扰动能量转移的过程。但 $MPE \rightarrow EPE$ 远大于 $MKE \rightarrow EKE$ 又表明势能转移起主导作用。在 20 ~ 40d, 尽管 $MPE \rightarrow EPE$ 略有增大, 但扰动没能获得足够的能量使锋面产生如观测的弯曲。

第二种流速下的能量诊断与转换的结果(图略)与第一种相似。但无论势能转换还是动能转换, 由于流量的增加, 其转换率都明显增大。这表明: 当黑潮流核离开陆架的时候, 在一定流量范围内, 无论流速大小, 小扰动都不能充分成长导致如观测所示的锋面弯曲, 但在流速大的情况下, 平均能量向扰动能量转移增大是必然的。

4.2 实验 II

能量诊断见图 5。由图 5a 知, EPE 始终大于 EKE , 但它们的增长过程相似。前 10d, 锋面弯曲比较小, 扰动的成长处于线性状态, 平均增长率为 $0.010f$, 对应的 e 折时间尺度为 22.8d。10~20d 期间, 锋面弯曲快速成长, 所需的能量比较大, 这一阶段的平均增长率为 $0.014f$, 对应的 e 折时间尺度为 12.1d。另外, 20d 以后扰动能量的增长率又减慢, 能量增长率仅为 $0.002f$, 这可能是由于锋面弯曲的外缘已接触岸边界的缘故。

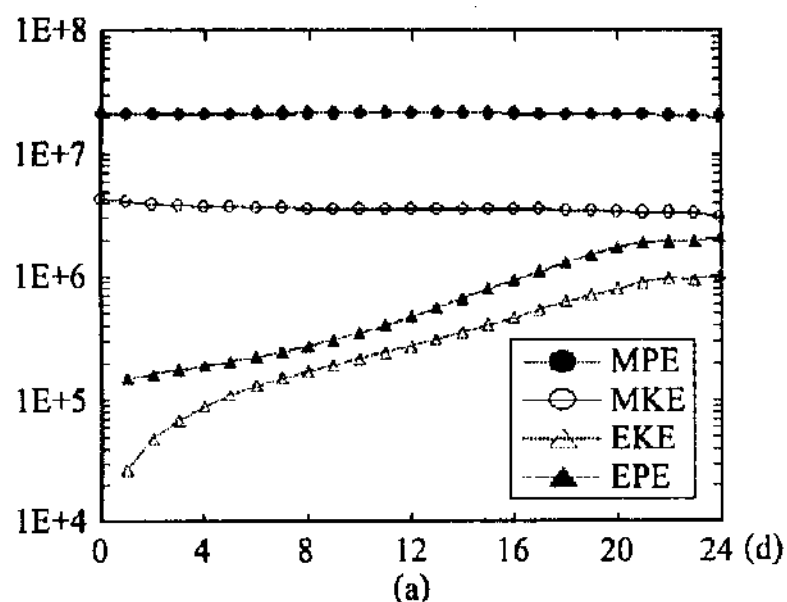


图 5a 能量诊断

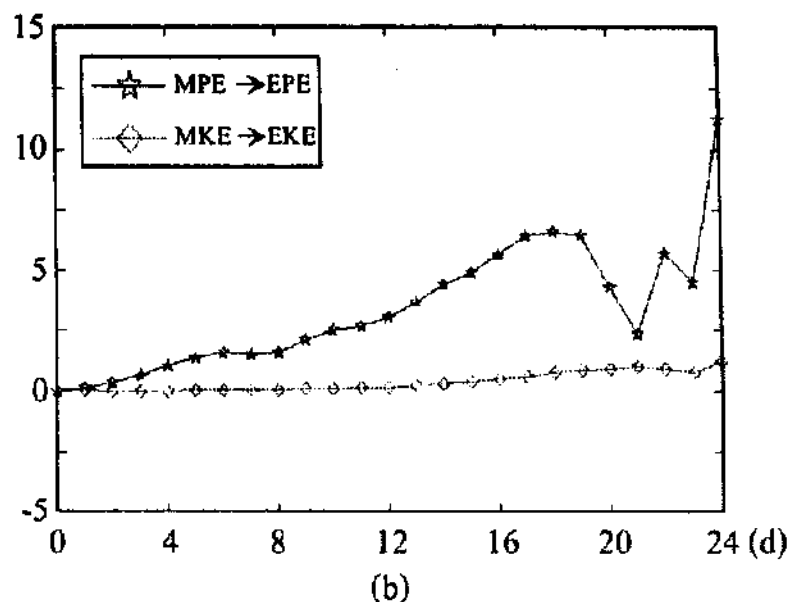


图 5b 能量转换

图 5b 为能量转移随时间的变化。积分前 10d, $MKE \rightarrow EKE$ 接近零, 而 $MPE \rightarrow EPE > 0$ 且不断增大, 因此该阶段(线性状态)是斜压不稳定起作用; 10~20d 期间, 尽管 $MKE \rightarrow EKE > 0$ 且略有增长, 但它增长的幅度远不如 $MPE \rightarrow EPE$ 的, 因此这一阶段(非线性状态)还是斜压不稳定起主导作用; 20 d 以后, $MPE \rightarrow EPE$ 略有回落, 对应于前面提到的扰动能量的小增长率。平均而言, $MPE \rightarrow EPE$ 是 $MKE \rightarrow EKE$ 的 10 倍左右, 这表明扰动成长的主要机制是斜压不稳定, 锋面弯曲的主要能源, 约占 90%, 是平均有效位能, 这一结果和线性稳定性分析的结论一致(James 等, 1999)。

通过实验 II, 我们知道当黑潮流核接近陆架时, 其锋区(最大斜压区)爬上了平缓的陆架, 因锋区内等密度面的倾斜大于陆架的地形倾斜, 陆架不能减小黑潮的不稳定, 同时, 由于陆架水浅, 流的垂向剪切被加强, 即斜压不稳定被加强, 因而黑潮的小扰动能够充分发展, 使平直的锋面产生弯曲。

5 结论

运用 η 坐标 POM 模式, 本文研究了东海黑潮锋面弯曲的产生与成长机制, 主要结论如下:

(1) 当黑潮流核离开陆架时, 因其锋区正好在陡的陆坡之上, 而且陆坡的倾斜大于锋区内等密度面的倾斜, 此时在一定流量范围内, 不论黑潮流速的强弱, 其锋面不会出现如观测所示的弯曲。

(2) 当黑潮流核接近陆架时, 因其锋区爬上陆架, 而且锋区内等密度面的倾斜大于陆架的地形倾斜, 陆架不能减小黑潮的不稳定, 同时斜压不稳定被加强, 因而黑潮的小扰动能够充分发展导致锋面产生弯曲。该锋面弯曲的三维结构和观测的结果一致。平均波长约为 250km, 位相速度约为 17km/d。扰动成长的主要机制是斜压不稳定, 锋面弯曲的主要能源(约占 90%)是平均有效位能。

根据本文中数值模式实验的结果, 观测的东海黑潮的锋面弯曲发生的主要机制是当流核接近陆架时, 因局地的不稳定加强, 使得上游陆坡处产生的小扰动向下游传播过程中迅速成长而产生的。

参考文献:

- [1] Blumsack, S L, and Gierasch, J P, Mars: the effects of topography on baroclinic instability [J]. Atmos. Sci., 1972,29, 1081~1089.
- [2] Boudra, D B, et al, A numerical model of instabilities in the Florida current [J]. Mar. Res., 1988,46,715~751.
- [3] Charney, J G, The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current [J]. Meteor., 1947,4, 135~163.
- [4] Chen, C, et al, The structure of the Kuroshio southwest of Kyushu: velocity, transport and potential vorticity fields, Deep-Sea Res., 1992 ,39 (2) :245~268.
- [5] Eady, E T, Long waves and cyclone waves, Tellus, 1949 ,1 (3) :33~52.
- [6] Ichikawa, H, Short period variations of the Kuroshio volume transport in the East China Sea, Umi to Sora, 1993 ,69 : 135~148.
- [7] James, C, et al, East China Sea, Kuroshio 1991~1992 data report, Graduate School of Oceanography Tech. Rep., 1994,3 :22.
- [8] James, C, et al, Kuroshio meanders in the East China Sea, J. Phys. Oceanogr, 1999 ,29, 259~272.
- [9] Luo, Y, et al, The hydrographic features of the ocean region around the Ryukyu Islands during summer of 1997 [J]. Oceanol. Limnol., 1998 ,16(4) :317~325.
- [10] Luo, Y, et al, Eta-Coordinate POM, Submitted to J. Atmos. Oceanic Technol. 2000.
- [11] Moore, G W K, and Peltier, R W, Cyclogenesis in frontal zones [J]. Atmos. Sci., 1987 , 44 :384 ~ 409.
- [12] Orlandi, I, and Cox, M D, Baroclinic instability in ocean currents, Geophys. Fluid Dyn., 1973 ,4 :297 ~ 332.
- [13] Qiu, B, et al, On Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data [J]. Geophys. Res., 95 (C10), 1990 ,18 :191~18,204.
- [14] Qiu, B, and Imasato, N, A numerical study on the formation of the Kuroshio counter current and the Kuroshio branch current in the East China Sea, Cont. Shelf. Res., 1990 ,10 (2) :165~184.
- [15] Sugimoto, Y, et al, Meander of the Kuroshio front and current variability in the East China Sea [J]. Oceanogr. Soc. Japan, 1988 , 44 :125~135.
- [16] Xue, H, Numerical studies of Gulf Stream meanders in the South Atlantic Bight, Ph. D. thesis, Princeton University, 1991 ,188.

- [17] Xue, H, and Mellor, G, Instability of the Gulf Stream front in the South Atlantic Bight, J. Phys. Oceanogr., 1993 ,23 : 2326~2350.
- [18] 浦泳修, 苏玉芬. 1986 年 5~6 月东海黑潮区海流观测资料的初步分析, 黑潮调查研究论文选(-), 海洋出版社, 1990, 163~174.
- [19] 袁耀初, 孙湘平. 海流结构及其变异, 黑潮调查研究综合报告, 海洋出版社, 1995, 17~22.

THE EFFECTS OF VARIATION FOR FLOW CORE POSITION AND FLUX ON KUROSHIO FRONTAL MEANDERS IN THE EAST CHINA SEA

ZHANG Xu-dong¹, WU De-xing², LUO Yi-yong¹

(1. Navy Marine Hydrometeorological Center, Beijing 100073, China; 2. Institute of Physical Oceanography and Laboratory of Physical Oceanography, Ocean University of Qingdao, Qingdao 266003, China)

Abstract : Using the η -coordinate POM model, the effects of variation for flow core position and flux on Kuroshio frontal meander are studied. When the flow core locates away from the continental shelf, in a range of flux variation of 20Sv or 30.5Sv all perturbations move out of the domain before developing into finite amplitude meander. When the flow core location closes to the continental shelf, the continental shelf acts as a instabilizing factor, in this case the perturbations grow in amplitude and the resultant frontal meanders close to those observed. The averaged wavelength of the meander is about 250 km, and the phase speed is about 17km/day. The baroclinic instability is the predominant mechanism for the growth of disturbances, and the mean available potential energy is the main energy source for the frontal meanders.

Key words : Kuroshio in the East China Sea ; frontal meander ; barotropic instability ; baroclinic instability