

地形斜坡对东海黑潮陆架坡折锋稳定性影响研究

张艳华^{1, 2, 3, 4}, 王 凯^{1, 2}, 齐继峰^{1, 2}

(1. 中国科学院海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院海洋环流与波动重点实验室, 山东 青岛 266071; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; 4. 中国石油大学(华东) 理学院, 山东 青岛 266580)

摘要: 为了研究地形斜坡对东海黑潮陆架坡折锋稳定性的影响, 利用简化的线性原始方程, 在一定背景流的情况下, 主要从增长率、相速度、空间结构和能量方面分析海底地形斜坡变化对坡折锋稳定性的影响。模式结果表明, 平底地形时, 扰动的强度大且扰动区域广, 但有地形斜坡时, 扰动区域变窄, 强度变弱, 地形对坡折锋起稳定性作用。通过能量分析得出东海黑潮陆架坡折锋是正压和斜压的混合不稳定, 其中斜压不稳定占主导地位。实验分析得出, 地形对东海黑潮陆架坡折锋起稳定作用, 斜坡增大, 斜压不稳定和正压不稳定均减弱, 斜压不稳定减弱更明显。

关键词: 东海黑潮; 地形斜坡; 坡折锋; 稳定性

中图分类号: P731.2 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2017)07-0120-09

DOI: 10.11759/hyxx20161108001

黑潮是北太平洋强劲的西边界流, 其中流经中国东海的部分称为东海黑潮。许多观测发现黑潮这样强大的西边界流并不是管状平滑流动, 除了路径弯曲, 在其边缘区还存在比较复杂现象, 这些复杂现象许多是由锋面不稳定引起的。关于黑潮的锋面不稳定过程分为两部分, 一部分是东海黑潮锋面不稳定过程, 另外一部分是黑潮延伸区锋面不稳定过程, 其中关于后者的研究成果多于前者。东海黑潮锋面不稳定过程是黑潮主干流从 27°N 运动到 30°N 的过程, 虽然关于东海黑潮锋面不稳定过程的研究较少, 但还是有一些成果^[1-10], 这些科研成果对我们开展的研究起到很好的引导作用。

由于海岸线和地形的存在, 海洋中的锋面不稳定过程变得更加复杂。卫星观测资料揭示, 黑潮锋区的低频波动无处不在, 大量的卫星图片也显示黑潮锋面经常出现弯曲^[5, 11], 随着流轴的弯曲及其季节变化, 经常导致锋面层次的变化和位置的左右摆动。许多观测资料和数值模拟也得出, 东海黑潮两侧经常存在各种不同尺度的涡旋^[12-15]。黑潮锋面涡旋可以促进陆架水与黑潮水的物质交换, 因此研究黑潮锋面的稳定性对于生态环境和渔业是非常有用的。

许多学者都推测黑潮锋面弯曲与湾流的锋面弯曲可能是局地正压不稳定和斜压不稳定共同作用引起的^[5, 16]。Orlanski^[17]曾利用两层模式研究湾流锋面涡的稳定性, 结果表明地形斜坡起稳定性作用, 但是地形的深度却起不稳定性作用。Xue 等^[18]利用傅

里叶-伽辽金方法求解线性化的原始方程研究湾流锋的不稳定性, 分别考察湾流上游与下游的两个不同剖面, 分析地形变化对湾流弯曲程度的影响, 结果表明地形越陡, 增长率下降而相速度增长。

James^[2]基于 Xue 等^[18]采用谱方法解线性原始方程研究东海黑潮的稳定性问题, 并且以解析形式给出地形、流速和密度分布作为东海黑潮的背景状态, 发现扰动成长的重要机制是斜压不稳定, 并且地形、流核的位置和流量的大小对稳定性有一定影响的。研究发现最不稳定模态的相速度是 18 km/d, 周期为 12 d。并把结果同湾流的进行了比较, 发现两者还是有明显差异, 猜测可能是因为地形和流核位置不同导致的。

罗义勇等^[19]利用简化的 η 坐标 POM(princeton ocean model)模式研究了地形对黑潮锋面弯曲的产生和成长的影响。结果表明: 平底地形时, 小扰动可

收稿日期: 2016-11-08; 修回日期: 2016-12-28

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(41430965); 国家自然科学基金项目(41506020, 41476019, 11501571); 中央高校基本科研业务费专项基金费(16CX02011A)

[Foundation: National Natural Science Foundation of China Major Project, No.41430965; National Natural Science Foundation of China, No. 41506020, No. 41476019, No. 11501571; Fundamental Research Funds for the Central Universities, No.16CX02011A]

作者简介: 张艳华(1975-), 女, 博士研究生, 研究方向为海洋环境数值建模, 电话: 18678985531, E-mail: ggxpzyh@163.com; 王凯, 通信作者, 研究员, 主要从事海洋环境数值建模等方面的研究, 电话: 0532-82898507, E-mail: kwang@qdio.ac.cn

以迅速发展形成大弯曲,考虑地形时,没有出现观测的大弯曲,表明地形对锋面起稳定性作用。Lozier等^[20]研究变化的背景流强度、流的宽度和密度分层对中大西洋坡折锋稳定性的影响,结果表明局地的正压或者斜压不稳定可能是中大西洋坡折锋时间和空间变化的主要影响因素。当然,坡折锋的稳定性不仅与背景流的变化有关,同样跟地形的变化也有关。Lozier等^[21]为了更好地了解地形对于坡折锋水平和垂直切变的影响,进一步研究了地形斜坡和等密线坡度比值的变化对坡折锋的影响,变化的等密线斜率对坡折锋的影响是不同的。对于强的斜压切变流,地形的影响可以忽略,但是对于较弱分层的斜压切变流,地形会对它产生巨大的影响。

既然地形对东海黑潮锋稳定性有影响,那么地形斜坡的变化又会给稳定性带来什么样的影响呢?这样的影响体现在空间结构上是怎样的?以及从能量变化方面能否对稳定性做进一步的说明?上述工作,James^[2]、罗义勇等^[19]和Lozier等^[20-21]等都没有进行详细的探讨。基于James、罗义勇和Lozier等的研究,本文采用谱方法求解简化的线性无黏原始方程,考虑背景流场并结合观测给出背景流的解析表达式,探讨地形斜坡的变化对东海黑潮坡折锋的影响,主要针对最不稳定模态的扰动从增长率、空间结构和能量三方面进行分析。从而回答以下几个问题:海底地形对东海黑潮坡折锋是否起稳定作用?最不稳定模态的时间和空间尺度是什么情况?

1 模式方程和背景条件

1.1 控制方程

建立笛卡尔直角坐标系, x 轴正向为离岸方向, y 轴正向为沿黑潮流方向, z 轴正向为垂直向上方向。其中,海底地形通过 $h(x)$ 给出,沿黑潮流方向的背景流速度用 $V(x, z)$ 表示,地形和背景流在 y 方向是均一的。沿陆架流动的背景流 $V(x, z)$ 和平均密度场 $\rho(x, z)$ 满足热成风关系,即 $fV_z = B_x$, 其中

$B = -g\rho(x, z)/\rho_0$ 表示背景浮力场, f 表示科氏力参数,模式中取为常数 $f = 7.27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (对应于约 29°N), ρ_0 代表参考密度, g 是重力加速度。为了估计基态的稳定性,把三维的扰动速度和扰动密度叠加到二维的背景速度场和背景密度场。基态满足静力近似和地转平衡,在包辛内斯克近似和绝热无黏不可压缩的假设下,原始方程可以线性化为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + V \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (1a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + V \frac{\partial v}{\partial y} + fu + u \frac{\partial V}{\partial x} + w \frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (1b)$$

$$b = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (1c)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1d)$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} + V \frac{\partial b}{\partial y} + u \frac{\partial B}{\partial x} + w \frac{\partial B}{\partial z} = 0 \quad (1e)$$

其中, p 为扰动压力, $b = -g\rho/\rho_0$ 为扰动浮力, u, v 和 w 分别代表 x, y 和 z 方向的扰动速度。

方程的边界条件是

$$u = 0, \text{ 当 } x = 0 \quad (2a)$$

$$p, u, v \rightarrow 0, \text{ 当 } x \rightarrow \infty \quad (2b)$$

$$w = 0, \text{ 当 } z = 0 \quad (2c)$$

$$w = -u \frac{\partial h}{\partial x}, \text{ 当 } z = -h(x) \quad (2d)$$

通过 σ 坐标变换把不规则的剖面转换成一个规则的矩形区域。坐标变换后,垂向的坐标和速度,分别表示为:

$$\zeta = 1 + \frac{z}{h(x)} \quad (3)$$

$$\omega = \frac{1}{h} \left[w - (\zeta - 1)u \frac{\partial h}{\partial x} \right] \quad (4)$$

通过坐标变换和无量纲化之后,方程(1a)——(1e)的系数不是 y 和 t 的函数,设三维扰动方程解的形式为:

$$(u, \omega) = \text{Re}[(\tilde{u}(x, \zeta), \tilde{\omega}(x, \zeta))e^{i(\sigma t + \beta y)}] \quad (5a)$$

$$(v, b, p) = \text{Re}[i(\tilde{v}(x, \zeta), \tilde{b}(x, \zeta), \tilde{p}(x, \zeta))e^{i(\sigma t + \beta y)}] \quad (5b)$$

其中, β 是扰动波数,复频率 $\sigma = \sigma_r + i\sigma_i$, σ_r 是扰动频率, $-\sigma_i$ 是增长率。若 $\sigma_i < 0$, 则称扰动是不稳定的。利用谱方法求解上述控制方程,对于给定的扰动波数,方程转化为一个标准的代数方程求特征值问题。更多详细的求解过程可以参见Xue^[18]和James^[1]。

1.2 能量方程

能量分析有助于揭示基态和扰动之间的能量转换,有助于更好地理解扰动产生和成长机制,通过方程(1a)——(1e)可以得到如下的能量方程。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{u^2 + v^2}{2h} \right) = -\frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \overline{up}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{vp}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{\omega p}}{\partial \zeta} \right) -$$

$$\text{Ro} \left(\frac{V_x}{h} \overline{uv} + \frac{V_z}{h} \overline{v\omega} \right) + (\zeta - 1) \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial x} \overline{ub} + \overline{\omega b} \quad (6a)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{b^2}{2SB_\zeta} \right) = - \frac{B_x}{B_\zeta} \overline{ub} - \overline{\omega b} \quad (6b)$$

$$(\text{EKE})_t = \text{RS} + \text{VHF} \quad (6c)$$

$$(\text{EPE})_t = \text{HHF} - \text{VHF} \quad (6d)$$

其中, $()_t$ 表示关于 t 求偏导, Ro 表示 Rossby 数, S 表示 Burger 数。扰动动能(EKE)和扰动位能(EPE)分别为

$$\text{EKE} = \left(\frac{u^2 + v^2}{2h} \right) \quad (6e)$$

$$\text{EPE} = \frac{b^2}{2SB_\zeta} \quad (6f)$$

雷诺应力(RS)是刻画平均动能(MKE)转换为 EKE 的, 定义为

$$\text{RS} = -\text{Ro} \left(\frac{V_x}{h} \overline{uv} + \frac{V_z}{h} \overline{vw} \right) \quad (6g)$$

垂直热通量(VHF)表示 EPE 转化为 EKE, 水平热通量(HHF)表示平均有效位能(MPE)转化为 EPE, 公式分别为

$$\text{VHF} = \overline{\omega b} + (\zeta - 1) \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial x} \overline{ub} \quad (6h)$$

$$\text{HHF} = \left[(\zeta - 1) \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{B_x}{B_z} \right] \frac{1}{h} \overline{ub} \quad (6i)$$

这里, (6a)–(6i) 公式中上划线表示在沿黑潮流方向一个波长长度海域的平均。

1.3 地形

东海黑潮流经区域的地形非常复杂, 有宽的陆架、突变的陆坡、海槽和突起的海脊。在本模式中, 理想化的海底地形选择宽的陆架和陡峭的陆坡, 可以通过一个双曲正切函数来近似。

$$h(x) = h_0 + \Delta h \tanh \left(\frac{s}{\Delta h} (x_m - x) \right) \quad (7)$$

那么 $h(x)$ 表示整个水深, x 是离岸坐标。公式中各个参数的取值分别为: $h_0=700$ m, $x_m=110$ km, $\Delta h=500$ m。 h_0 表示在 x_m 位置最大流速对应的水深, Δh 表示背景流的水深变化。 s 表示陆架斜坡坡度, s 越大表示坡度越陡, $s=0$ 表示平底地形。本文主要针对 s 变化来讨论对东海黑潮坡折锋稳定性的影响, 因此它会取不同的参数。

1.4 背景流速

流速结构是根据 Liang 等^[22]和 Anders 等^[23]利用船载多普勒声学仪器探测的流速数据而构造, 表层

的最大流速为 1 m/s, 主流的东侧有较弱的逆流, 并且在陆坡上也有很弱的逆流。这种流速结构可采用高斯函数和指数衰减函数来近似, 其形式为:

$$V_c(x, z) = V_0 \exp \left[\frac{z}{z_c} - \left(\frac{x - X_{c0} - Z_m z}{L} \right)^2 \right] \quad (8)$$

其中

$$L = \frac{L_w}{4} \left[5 + \tanh \left(\frac{x - X_{c0}}{L_w} \right) \right] \quad (9)$$

$$G_1(x) = A_1 \exp \left[- \left(\frac{x - X_{c1}}{X_{w1}} \right)^2 \right] \quad (9)$$

$$G_2(x) = A_2 \exp \left[- \left(\frac{x - X_{c2}}{X_{w2}} \right)^2 \right] \quad (10)$$

$$G_3(x, z) = A_3 \exp \left[- \left(\frac{x - X_{c3}}{X_{w3}} \right)^2 - \left(\frac{z - Z_{c3}}{Z_{w3}} \right)^2 \right] \quad (11)$$

$$V(x, z) = (V_c + G_1 + G_2 + G_3 + V_{bg}) \exp \left[- \left(\frac{x - X_0}{L_0} \right)^8 \right] \quad (12)$$

公式(8)–(12)中的参数取值可通过观测资料, 采用非线性最小二乘拟合法来确定。通过热成风关系和速度公式, 可以确定平均密度场。由于琉球群岛近海运动较弱, 等密度线比较平直, 因此密度的积分从东边界开始。东边界的密度资料采用 James^[2], 密度分布特点是流核离开大陆架, 锋区处在陡的陆坡上, 此时, 陆坡的斜率大于等密度线的斜率。

2 数值结果与分析

2.1 地形对增长率和相速度影响

通过数值求解, 得出最不稳定模态扰动的增长率和相速度针对不同地形斜坡变化如图 1 所示。从图 1 中可发现, 平底地形的增长率和相速度都明显大于有底地形斜坡的情况, 这说明地形对于黑潮坡折锋是起稳定性作用。在有底地形的情况下, s 的变化对增长率与相速度也是有明显的影响, 当地形斜坡越来越陡, 即 s 越来越大时, 增长率反而是下降的。也就是说, 斜坡越陡, 锋面反而是越稳定的。因为扰动具有混合不稳定的本质, 即能量是通过正压或斜压不稳定获得, 斜坡的增加, 会导致正压不稳定性更稳定。对于有海底地形的情形, 最不稳定波长大约为 220 km, 主控周期为 9 d 左右, 并以大约 16 km/d 的相速度向下游传播, 这与 James 等^[1]和罗义勇等^[19]的结果基本吻合。

2.2 扰动速度和扰动浮力的空间结构

对于不同的底地形斜坡坡度, 扰动速度 u , v 和

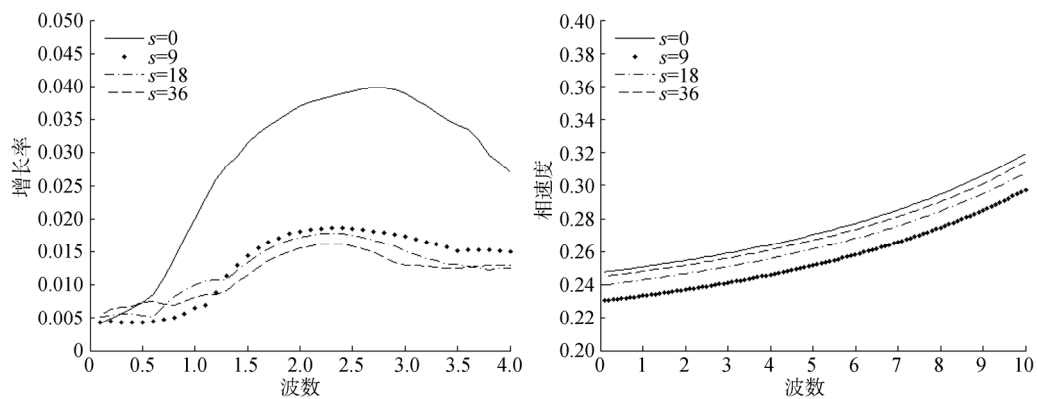


图 1 s 取不同值时增长率、相速度的变化情况

Fig. 1 The changes in growth rate and phase speed with different values of s

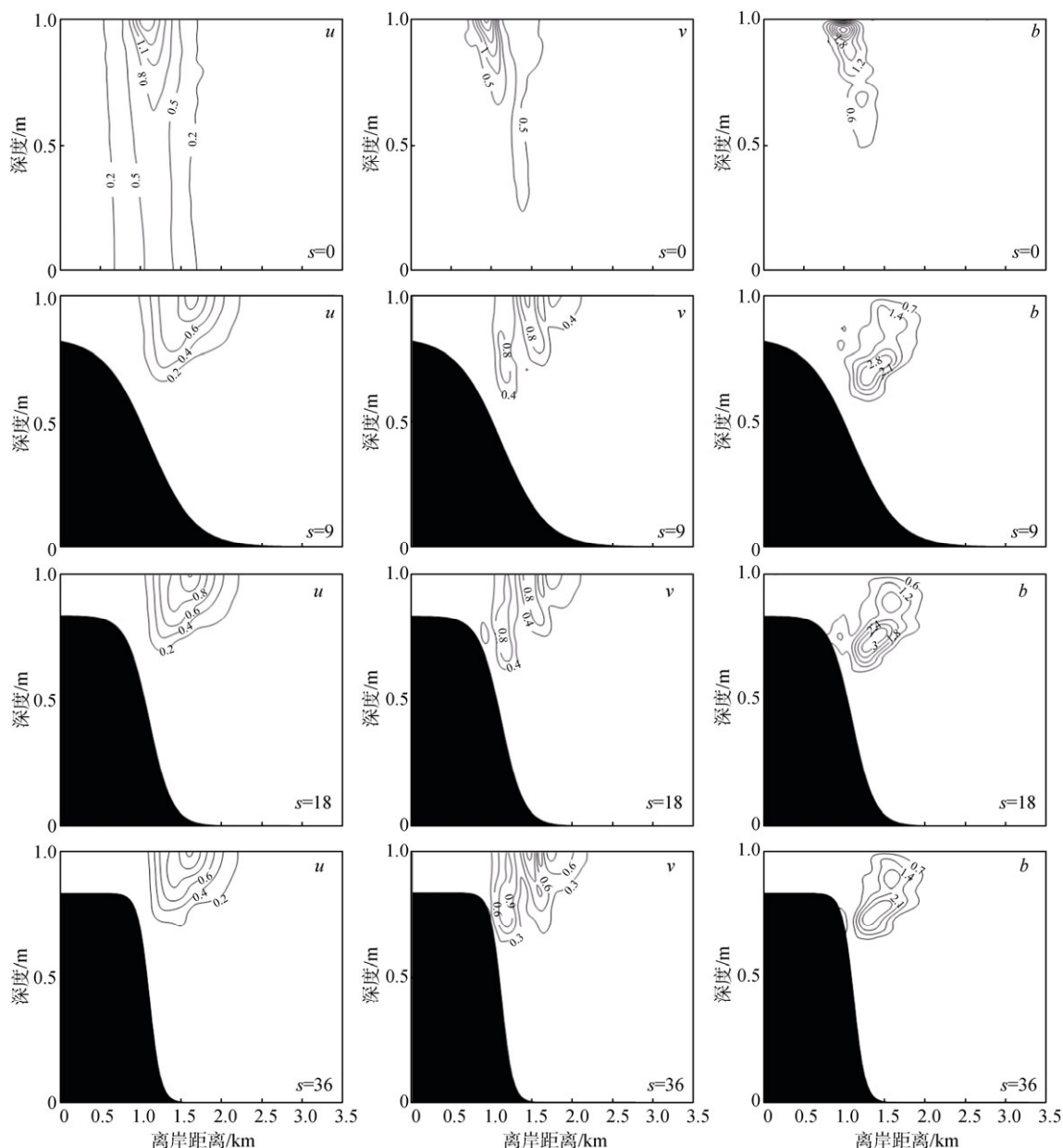


图 2 四种地形斜坡坡度下扰动速度 u , v 和扰动浮力 b 的幅值

Fig. 2 Amplitude of perturbation velocity component u , v and perturbation buoyancy b at the different shelf slope s

扰动浮力 b 的幅值变化在图 2 中展示。从图形可见, 有底地形和平底地形的情况, 在坡折附近 u , v , b 发生了非常明显的变化。当 $s=0$ 时, 扰动速度可以达到整个水深, 扰动浮力也几乎到达整个水深, 并且扰动速度及扰动浮力的最大值都在表面; 对于 $s=9$, $s=18$ 和 $s=36$ 的情形, 扰动速度以及扰动浮力至多到达水深的一半, 扰动速度的最大值仍是在表面位置, 但是扰动速度最大值出现的位置发生了偏移, 均出现在陆架坡的坡折位置。扰动速度 v 出现了一些分叉, 出现多个流核, 这样的结构与一些关于黑潮流的观测是相吻合的^[22-23]。随着地形斜坡 s 的增大, 扰动速度与扰动浮力的幅值都有缓慢下降, 这同增长率的变化是一致的。即, 当地形斜坡逐渐增大时, 扰动速度和扰动浮力的强度缓慢下降。

2.3 水平扰动速度的沿黑潮流结构

在黑潮锋面区, 最初沿黑潮流方向是稳定的, 但是当叠加了三维扰动波后会发生扭曲, 如图 3 所示。水平扰动速度沿黑潮流方向一个波长的扰动情形, 图形中没有添加背景流。从图形中可以看出, 有

底地形和平底地形对扰动是有明显不同的。当 $s=0$ 时(即平底地形情形), 水平扰动速度扰动区域包括陆架和陆坡, 而且扰动强度比较大, 形成了气旋和反气旋涡旋, 涡旋的半径较大; 当 $s=9$ 时, 扰动区域分成了两部分, 其中靠近岸边部分, 有较弱的小涡旋扰动, 在黑潮坡折锋区域, 扰动的强度明显大得多, 也形成了气旋和反气旋涡旋, 但是涡旋的半径相较 $s=0$ 的情形要小得多; 当 $s=18$ 时, 在陆架区域的扰动明显减弱, 已经不能形成气旋与反气旋涡旋, 在陆坡位置的扰动, 扰动区域比 $s=9$ 时变得更窄一些, 扰动强度也有所下降; 当 $s=36$ 时, 向岸区域只有一些很微弱的扰动, 也不能形成涡旋, 主要的扰动发生在陆坡区域, 跟前面 $s=9$ 和 $s=18$ 情形相比, 扰动的强度和扰动半径都比前两者弱。当海底地形斜坡越来越陡时, 扰动强度和扰动幅度是越来越小的, 形成的涡旋也越来越弱, 说明扰动动能随地形坡度的增大, 是越来越小的, 扰动相对来说是稳定的。

2.4 能量分析

为了搞清楚黑潮锋面弯曲的不稳定机制, 需要

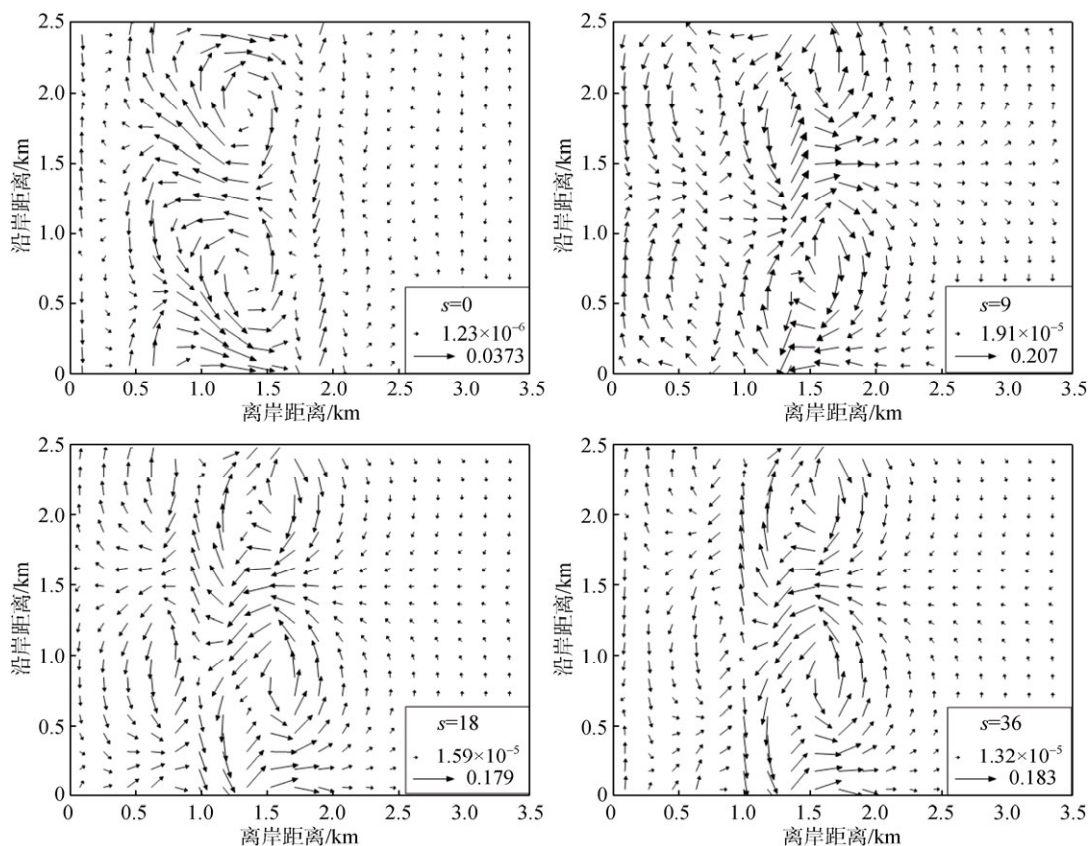


图 3 不同地形斜坡下表面水平扰动速度矢量

Fig. 3 Plots of the perturbation horizontal velocity at the surface with different shelf slopes

了解黑潮锋面演变的能量转换过程。扰动发生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背景状态释放储存在的平均有效位能给扰动动能；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的平均动能给扰动动能。

基于公式(6a)—(6i)进行的能量分析见图 4，揭示了能量转换发生的位置和幅值，它可以显示扰动能量的源与汇，在不同的图中扰动动能可能增长或

者衰减。从图中可观察到，HHF 和 RS 均为正值，这说明正压不稳定和斜压不稳定对于扰动的发展都起作用。RS 的最大值是发生在海表面位置，但是 VHF 在海表面的值均为零，这是因为刚盖近似的原因。当 $s=0$ 时，RS、HHF 和 VHF 的值均是大于有底地形斜坡情况下的 RS、HHF 和 VHF 的值。当有底地形存在时，与平底地形相比，HHF 和 VHF 的大小明显下降了，但是 RS 的变化不是很明显，其大小略有下降。当底地形斜坡逐渐增大时，RS 是逐步增大的，

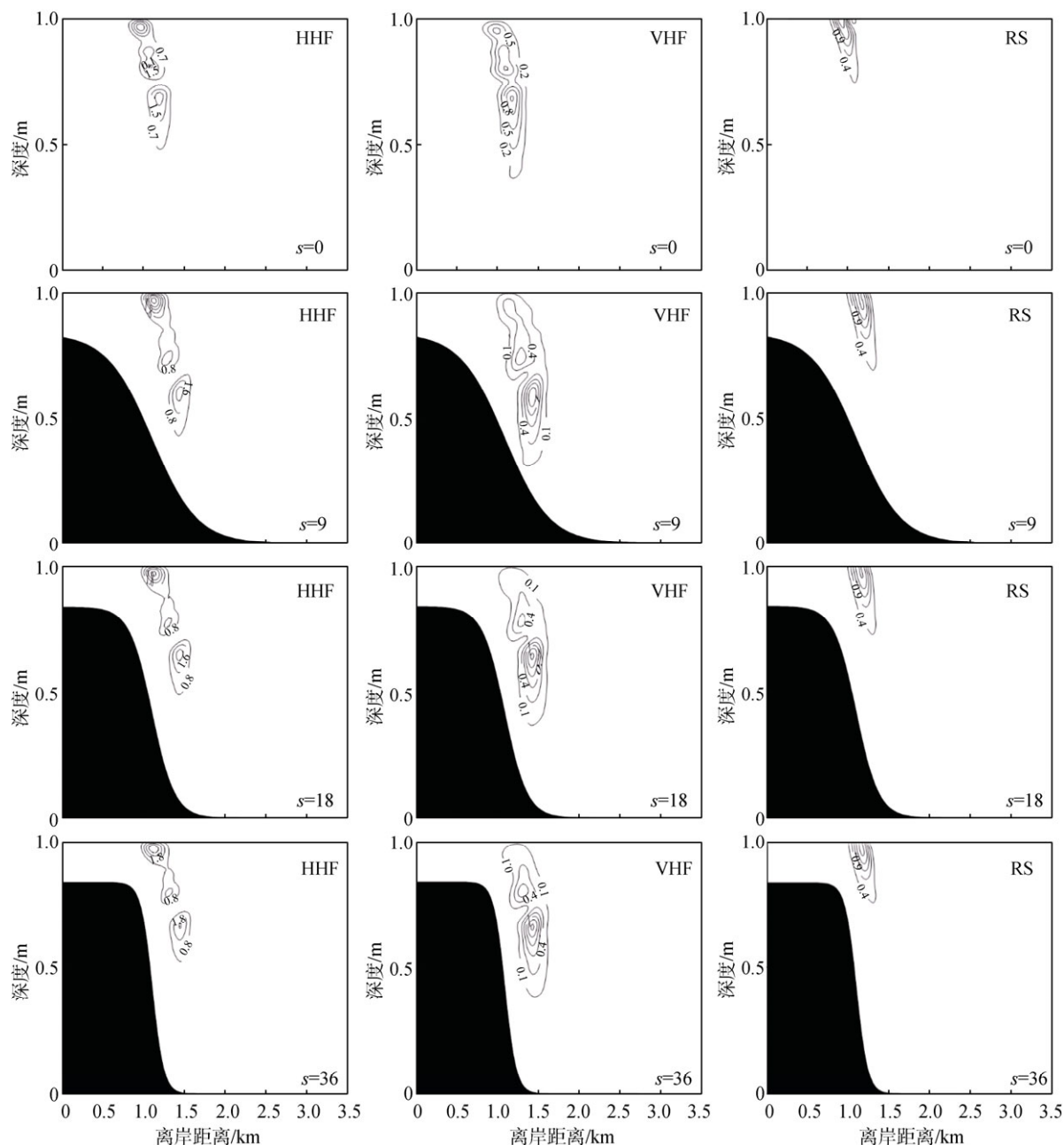


图 4 最不稳定波的能量转换

Fig. 4 Energy conversions of the most unstable wave

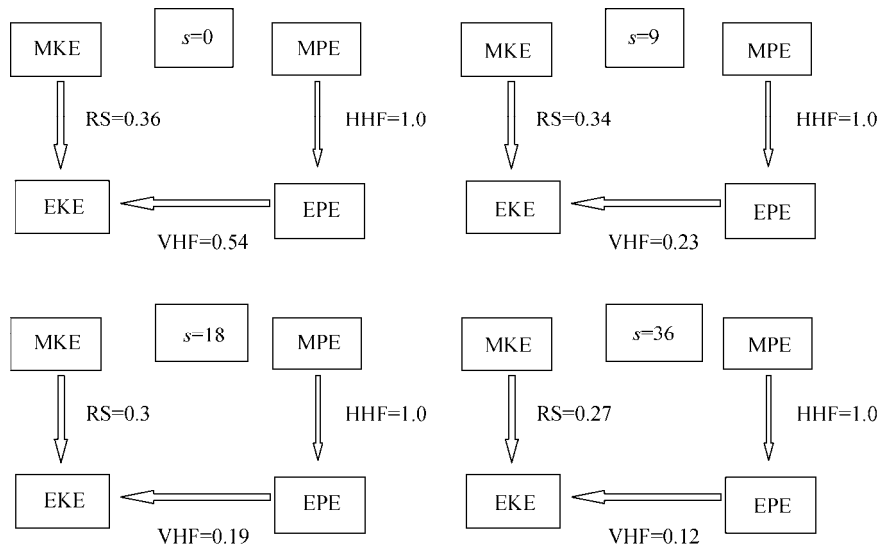


图 5 四种情况对应的能量转换示意图

Fig. 5 Block energy diagrams for the unstable mode of different topographic parameters

但是发生的位置变化不大，都是发生在陆架坡折位置，这个位置地形斜坡的斜率超过了等密线的斜率；VHF 也是逐渐增大，但是发生的位置是有变化的，最大值发生在水深的中部区域靠近斜坡位置；HHF 随地形斜坡的变化不是很明显。

图 5 给出了 4 种地形斜坡下能量转换的流程图，其中各项都进行了归一化处理。从这个图形中可以发现，HHF 始终是占主要地位，起的作用最大，不管是平底地形还是斜坡地形，斜压不稳定是扰动发生的重要机制。图 5 第一排是 $s=0$ 对应情况，从能量转换图可以发现，各种能量转换都是很活跃的，因此，平底地形时，东海黑潮坡折锋也是最不稳定，同前面我们的分析是一致的。当底地形斜坡越来越大时，MKE 转化为 EKE 是下降的，也就是正压不稳定逐渐减弱，同样 EPE 转换为 EKE 也逐步下降，因此，地形斜坡的变化，对扰动的发展是有影响的，底地形斜坡越陡，扰动的区域越小越平稳，并且扰动发生的机制越来越以斜压不稳定为主。

3 结论

许多观测资料表明，东海黑潮经常出现锋面弯曲，资料分析表明成因可能是局地的正压不稳定和斜压不稳定共同作用的结果，其中地形起稳定性作用。为了确定底地形斜坡对东海黑潮陆架坡折锋稳定性的影响，利用简化的线性化原始方程模式研究在二维背景流情况下三维扰动的发展，主要针对最不稳定模态扰动从增长率、空间结构和能量转换方

面进行分析。通过对平底地形和有斜坡底地形两情况的分析比较，得到如下主要结论：(1)从增长率与相速度来看，有斜坡底地形对扰动的发展起稳定作用。当底地形斜坡增大时，最不稳定模态的增长率是下降的，这是因为斜坡的坡度影响了坡折锋的正压不稳定，但是水平切变在东海黑潮的稳定性起重要的作用。(2)从水平扰动速度空间结构上也发现，平底地形时，扰动的强度与幅度都比有底地形情形大。当底地形斜坡增大时，最不稳定模态的扰动区域与幅度都是越来越小的，但是扰动均有发生，表明东海黑潮的锋面是不稳定的。(3)能量分析表明，RS 和 HHF 均为正值，表明东海黑潮陆架坡折锋的不稳定性主要是局地的正压不稳定和斜压不稳定共同作用的结果。通过能量转换的示意图可以得出，斜压不稳定是东海黑潮陆架坡折锋不稳定的主要机制。底地形斜坡的增长，使得正压不稳定性的作用越来越弱，即 MKE 转换为 EKE 的比重越来越低。因此，地形虽然对坡折锋起稳定性作用，但还是会在锋区发生一些小扰动并向下游传播。

由于本文所采用的是线性无黏模式，没有考虑黏性项等非线性项，虽然能反映东海黑潮陆架坡折锋的不稳定性，但对于真实反映黑潮锋面的稳定性还不够，添加非线性项进行更深入的研究也是我们后期要开展的工作。

参考文献：

[1] James C, Wimbush M, Ichikawa H. Kuroshio meanders

- in the East China Sea[J]. *J Phys Oceanogr*, 1999, 29: 259-272.
- [2] James C. Kuroshio instabilities in the East China Sea—observations, modeling, and comparison with the Gulf Stream[D]. USA: University of Rhode Island, 1996.
- [3] Yanagi T, Shimizu T, Lie H J. Detailed structure of the Kuroshio frontal eddy along the shelf edge of the East China Sea[J]. *Continental Shelf Research*, 1998, 18: 1039-1056.
- [4] Isobe A, Fujiwara E, Chang P H, et al. Intrusion of less saline shelf water into the Kuroshio subsurface layer in the East China Sea[J]. *Journal of Oceanography*, 2004, 60(5): 853-863.
- [5] Qiu B, Toda T, Imasato N. On the Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data[J]. *J Geophys Res*, 1990, 95: 18191-18203.
- [6] Tang T Y, Hsueh Y, Yang Y J, et al. Continental slope flow northeast of Taiwan[J]. *J Phys Oceanogr*, 1999, 29: 1353-1362.
- [7] Feng M, Mitsudera H, Yoshikawa Y. Structure and variability of the Kuroshio current in Tokara Strait[J]. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 2257-2276.
- [8] Guo X, Hukuda H, Miyazawa Y, et al. A triply nested ocean model for simulating the Kuroshio—Roles of horizontal resolution on JEBAR[J]. *J Phys Oceanogr*, 2003, 33: 146-169.
- [9] Liu Z Y, Gan J P. Variability of Kuroshio in ECS from altimetry data[J]. *Deep Sea Res, Part I*, 2012, 59: 25-36.
- [10] Wang J, Oey L. Inter-annual and decadal fluctuations of the Kuroshio in East China Sea and connection with surface fluxes of momentum and heat[J]. *Geophys Res Lett*, 2014, 41: 8538-8546.
- [11] 郭炳火, 万邦君, 汤毓祥. 东海海洋锋的波动及演变特征[J]. *黄渤海海洋*, 1995, 13(2): 1-10.
Guo Binghuo, Wan Bangjun, Tang Yuxiang. Wavelike features and evolution of the oceanic fronts in the East China Sea[J]. *Journal of Oceanography of Huanghai & Bohai Seas*, 1995, 13(2): 1-10.
- [12] 袁耀初, 管秉贤. 中国近海及其附近海域若干涡旋研究综述 . 东海和琉球群岛以东海域[J]. *海洋学报*, 2007, 29(2): 1-17.
Yuan Yaochu, Guan Bingxian. Overview of studies on some eddies in the China seas and their adjacent seas . The East China Sea and the region east of the Ryukyu Islands [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2007, 29(2): 1-17.
- [13] Tang T Y, Tai J H, Yang Y J. The flow pattern north of Taiwan and the migration of the Kuroshio[J]. *Continental Shelf Research*, 2000, 20: 349-371.
- [14] Wu C R, Lu H F, Chao S Y. A numerical study on the formation of upwelling off northeast Taiwan[J]. *J Geophys Res*, 2008, 113: C08025.
- [15] Liu C, Wang F, Chen X, et al. Interannual variability of the Kuroshio onshore intrusion along the East China Sea shelf break: effect of the Kuroshio volume transport[J]. *J Geophys Res Oceans*, 2014, 119: 6190-6209.
- [16] Andres M, Young-Oh K, Yang J Y. Observations of the Kuroshio's barotropic and baroclinic responses to basin-wide wind forcing[J]. *J Geophys Res*, 2011, 116: C04011.
- [17] Orlanski I. The influence of bottom topography on the stability of jets in a baroclinic fluid[J]. *J Atmos Sci*, 1969, 26: 1216-1232.
- [18] Xue H, Mellor G. Instability of the Gulf Stream front in the South Atlantic Bight[J]. *J Phys Oceanogr*, 1993, 23: 2326-2350.
- [19] 罗义勇, 吴德星, 林霄沛. 地形对东海黑潮锋面弯曲影响研究[J]. *青岛海洋大学学报*, 2001, 31(3): 305-312.
Luo Yiyong, Wu Dexing, Lin Xiaopei. Effects of topography on Kuroshio frontal meanders in the East China Sea[J]. *Journal of Ocean University of Qingdao*, 2001, 31(3): 305-312.
- [20] Lozier M, Reed M. The influence of topography on the stability of shelfbreak fronts[J]. *J Phys Oceanogr*, 2005, 35: 1023-1036.
- [21] Lozier M, Reed M, Gawarkiewicz G. Instability of a shelfbreak front[J]. *J Phys Oceanogr*, 2002, 32: 924-944.
- [22] Liang W D, Tang T Y, Yang Y J, et al. Upper-ocean currents around Taiwan[J]. *Deep-Sea Research II*, 2003, 50: 1085-1105.
- [23] Andres M, Wimbush M. Observations of Kuroshio flow variations in the East China Sea[J]. *J Geophys Res*, 2008, 113: C05013.

Topographic slope influences on the stability of shelf break fronts in the Kuroshio of the East China Sea

ZHANG Yan-hua^{1, 2, 3, 4}, WANG Kai^{1, 2}, QI Ji-feng^{1, 2}

(1. Institute of Oceanology, the Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, the Chinese Academy of Science, Qingdao 266071, China; 3. University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. College of Science, China University of Petroleum (East China), Qingdao 266580, China)

Received: Nov. 8, 2016

Key words: the East China Sea Kuroshio; shelf slope; shelf break front; stability

Abstract: This study investigated the stability of shelf break fronts using the primitive equations applied to a continuously stratified flow in a geostrophic balance, with a focus on the effects of the shelf slope on the stability of the shelf break front and on the characteristics of the most unstable modes. The results of this linear study indicated that the presence of a bottom slope stabilized the background current. Growth rates, phase speeds, and spatial structures of the most unstable perturbation strongly depend on the topographic parameters. The findings of this study implied that the shelf break front has a mixed instability. As the slope increases, both the baroclinic instability and the barotropic instability decrease, and the baroclinic instability becomes weaker.

(本文编辑: 刘珊珊)