

冬季寒潮期间黄、渤海水位低频波动研究*

李晓红^{1,2} 董礼先²

(1. 河口海岸学国家重点实验室 华东师范大学 上海 200062;

2. 卫星海洋与环境动力学国家重点实验室 国家海洋局第二海洋研究所 杭州 310012)

提要 利用 POM(Princeton Ocean Model)海洋数值模式建立渤、黄、东海冬季三维环流动力学区域模型。模型在海-气边界使用包括风应力、气压和热通量的大气驱动,海洋边界使用西太平洋模式提供的环流和潮位驱动,综合模拟潮波运动、温度、盐度、环流变化和水位低频波动。

模拟了 2001 年 1 月寒潮过境时黄、渤海水位低频波动及流场变化,分析了其对大风过程、气压、降温的响应,发现冬季强劲的北风和西北风都可以通过抽吸振荡在渤、黄海诱发水位的低频波动,东北风则由于地形影响不能诱发渤、黄海的低频波动。气压和降温只是在波动幅度上有一定的影响。波动发源于渤海和北黄海,最大波幅可以达到 0.6 m。波动进入南黄海后有沿黄海深槽西侧传播的倾向,波动幅度在传播过程中逐渐减小。

关键词 黄、渤海, 冬季寒潮, 风应力, 低频波动

中图分类号 P731

黄、渤海是一近似南北向的半封闭浅海(王伟等, 2009), 冬季, 在西风带控制下具有冷温带气候的特点。在西伯利亚高压和海上的阿留申低压相互作用下, 常有寒潮引发的大范围的剧烈降温、降水和大风天气。特殊地理特征和变化明显的气候特征常常引发黄、渤海的海面低频波动。

早期的水位低频波动研究主要探讨低频波动对大气强迫(主要是局地风应力)的响应(Wang, 1979; Wong *et al.*, 1984)后期关于水位低频波动的研究逐渐深入(Wong *et al.*, 1994; Shearman *et al.*, 1984)。

大部分研究认为, 渤海低频波动是冬季大风引起的(李坤平等, 1983; 陈大可等, 1987; 赵保仁等, 1987)。但也有人认为气压是引起海面变化的主要因素, 其次是沿岸风应力(梅丽明等, 1988)。Hsueh 等(1983)通过朝鲜西岸水位资料分析和数值模拟说明冬季黄海东岸的低频波动同南下的冷锋移动有关。冷锋过后, 朝鲜西岸存在正压 Kelvin 波自南向北传播现象(Hsueh *et al.*, 1986, 1997)。本文中作者使用三维斜

压海洋模式模拟了冬季寒潮过境期间的偏北大风诱发的低频波动, 研究冬季偏北大风诱发低频波动的过程和黄、渤海地形的作用, 以及低频波动发生和传播特点, 以期为近海海平面风险灾害研究提供一定的理论依据。

1 模式与资料介绍

本研究采用三维斜压的普林斯顿海洋模式, 简称 POM(Blumberg *et al.*, 1987)。模式的控制方程为:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial UW}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ & + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' \\ & = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x \end{aligned} \quad (2)$$

* 国家重点基础研究发展计划(973)项目, 2010CB428704 号; 国家海洋局第二海洋研究所基本科研业务专项资金项目, JT1007 号。

董礼先, E-mail: lixian_dong@yahoo.com.cn

收稿日期: 2010-03-10, 收修改稿日期: 2011-06-25

$$\begin{aligned} & \frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial Vw}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ & + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' \\ & = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial Tw}{\partial \sigma} \\ & = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T - \frac{\partial R}{\partial z} \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial Sw}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S \quad (5)$$

其中, t 为时间, x 、 y 、 z 为水平笛卡儿坐标, η 为水位, h 为未扰动面以下水深, $D=h+\eta$ 为总水深, U 、 V 、 w 分别为水平和垂向流速分量, T 、 S 分别为水温和盐度, f 为科氏参量, g 为重力加速度, ρ_0 为海水的参考密度, ρ' 为水体密度与水平平均值的距平, F_x 和 F_y 分别为 x 和 y 向动量守恒方程(2)和(3)的扩散项, 其中的水平扩散系数使用 Smagorinsky 公式计算, F_T 和 F_S 分别为方程(4)和方程(5)的黏性项, K_M 和 K_H 为动量和物质的垂向扩散系数。模式在水平上使用正交曲线网格, 垂向上采用 σ 坐标, $\sigma = \frac{z-\eta}{h+\eta}$, 垂向扩散系数 POM 模式使用 Mellor 等(1982)的湍流封闭模式计算。

模式区域包含东、黄、渤海。南边界在台湾南侧, 东边界在琉球岛链区、日本九州和对马海峡连线, 模式网距变化于 5—30 km 之间, 正交曲线分布, 水平网格 81×167 。垂向分为 15 层, 海表和海底分层较密, 中间较疏。模式河流边界使用给定的径流驱动, 参考朱建荣等(1996)的估算, 长江流量给定为 $0.037Sv$, 钱塘江给定为 $0.001Sv$ 。海边界的温、盐、余流使用西太平洋模式的气候态月均模拟结果, 并根据文献资料(赵保仁等, 1991; 王辉, 1996; 王凯, 1996¹⁾)订正后给出各开边界的流量为: 台湾海峡 $0.3Sv$, 台湾以东黑潮流入区 $22Sv$, 琉球群岛西侧 $5Sv$, 大隅 - 吐噶喇海峡 $25Sv$, 对马海峡 $2.3Sv$ 。开边界的垂向平均流速使用辐射边界条件 $\bar{U} = \bar{U}_b \pm (g/D)^{1/2}(\eta - \eta_b)$ 计算, 其中 \bar{U}_b 为垂向平均流速边界给定值, η_b 为给定的边界水位值, 由 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 四个分潮的调和常数计算给出。模式在固边界均给定温、盐度和水体在垂

直于固边界方向通量为零的边界条件, 在海底给定温、盐度的垂向通量为零和海底动量通量由底部摩擦应力 $\bar{\tau}_b$ 决定:

$$\begin{aligned} & \frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_{bx}, \tau_{by}) \\ & = C_z [U_b^2 + V_b^2]^{1/2} (U_b, V_b) \end{aligned} \quad (6)$$

其中下标 b 表示底边界,

$$C_z = \text{Max} \left[\frac{k^2}{\left[\ln \left\{ (1 + \sigma_{kb-1}) h / z_0 \right\} \right]^2}, 0.0025 \right]$$

为摩擦系数, z_0 为底床糙度长度, k 是冯卡曼常数, kb 表示海底的节点编号值。海-气动量边界条件给定形式为:

$$\begin{aligned} & \frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_{sx}, \tau_{sy}) \\ & = C_w \rho_a [U_w^2 + V_w^2]^{1/2} (U_w, V_w) \end{aligned} \quad (7)$$

其中, $\bar{\tau}_s$ 为海表面风应力; C_w 为拖曳系数, 取 $C_w = 0.0026$; ρ_a 为空气密度, 取 $\rho_a = 1.226 \text{ kg/m}^3$; (U_w, V_w) 为海面上空 10 m 处风速分量, 使用空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的 Quikscat 的逐日平均风场插值给出。海-气界面不考虑降水和蒸发对盐度的影响, 海面热通量采用公式:

$$\frac{K_H}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) = \frac{Q_H}{C_p \rho_0} \quad (8)$$

其中, Q_H 为净热通量 (w/m^2); C_p 是对于盐度为 35、温度为 10°C 的海水在标准大气压下的比热容为 $3985 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$; $\rho_0 = 1025 \text{ kg/m}^3$ 。海面热通量资料使用每天 4 次 NCEP 的净热通量数据插值给出。海面气压使用 NCEP 的日均海面气压资料。初始水位和流速均设定为零值, 温、盐初始场由多年月平均的温、盐资料给出(陈达熙, 1992)。

2 模式验证与模拟结果与分析

2.1 气候性冬季大气强迫模拟

首先进行气候性冬季大气强迫下的模拟, 目的是检验模式的可靠性。模式采用 12 月份的气候性大气强迫条件进行东、黄、渤海温、盐分布和潮流、环流模拟。模式输出的潮波运动、温、盐与环流结构与现有认识基本一致(图 1)。

1) 王凯, 1996. 陆架环流模型和数值方法研究及其在东中国海的应用. 青岛海洋大学博士学位论文, 55—68

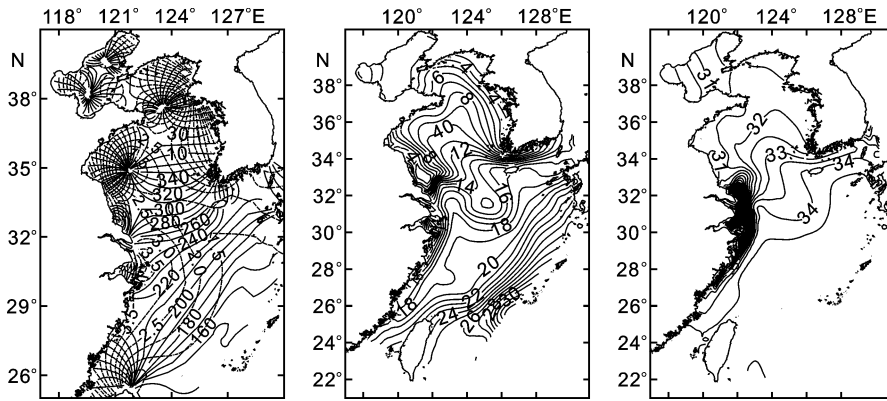


图1 模式输出的 M2 分潮的同潮图(左图), 12 月份多年平均表层温度场(°C, 中图)和 12 月份多年平均表层盐度场(右图)。同潮图中实线为同潮时线(°), 虚线为等振幅线(cm)
 Fig.1 Computed co-tide chart of M₂ constituent(left panel), annual-averaged surface temperature(°C, middle panel) and annual-averaged surface salinity(right panel) in December

2.2 典型冬季寒潮过程模拟

根据天气在线提供的成山角、舟山定海和济洲岛气象站的观测资料, 2001 年 1 月中旬前后我国沿海有一个较强的寒潮过程发生。成山角站的观测显示了北风持续南下和温度连续下降(图 2)。13 日温度下降幅度最大, 大约在 4—8°C, 14 日温度达到最低点。同时在 1 月 11—17 日这段时间 35°N 断面有一个 0.4 N/m² 左右的风应力高峰和一个 -800 W/m² 左右的热通量低峰。其他时间段虽然也有风力较大的特征, 但是热通量变化并不明显。因此本文中作者主要模拟研究 13 日左右的寒潮事件。

模拟使用多年平均温、盐场作初始场, 多年平均 12 月份的气候性风场和热通量作为大气强迫条件。在运行平稳后输入 2001 年 1 月份的 NCEP 再分析热通量资料、气压资料和 QuikSCAT 风场资料。输出低频波动时使用了低滤波算子, 滤除了周期短于周日的波动分量(黄祖珂等, 2005)。模式输出结果与芝罘、日照、秦皇岛、吕四和大连五个水文站的日均观测水位比较, 说明模拟基本再现了寒潮大风过程中的水位低频波动(图 3)。

陈大可等(1987)和梅丽明等(1988)指出, 冬季黄、东海沿岸有一低频波动由北向南传播。作者的模拟结果也证明了这一点。从模式输出的 1 月份水位分布图上可以看出, 模拟海区月均水位基本呈西北低东南高的分布趋势。渤海不但月平均水位低, 而且波动的幅度最大, 最大波动幅度可以达到 0.6 m。当渤海爆发的波动传到黄海后, 由于水域开阔和能量损耗, 波动幅度逐渐减小, 北黄海和南黄海的波动幅度分别为 0.4 m 和 0.3 m 左右。东海的黑潮区域平均水位较

高, 但波动幅度较小, 最大波动幅度小于 0.2 m。低频波动绕过山东半岛传播到南黄海后, 并不沿黄海深槽、主槽传播, 而是偏向我国海岸一侧。黄海深槽西侧水位波动幅度常常大于主槽中央(图 4)。

3 低频波动的生成特点和成因

寒潮过境时, 风、气压和海面热通量都将发生剧烈变化。气压和海面热通量变化在理论上都可能诱发水位波动。为了解寒潮过境期间气压和海面热通量

变化对渤、黄海低频波动的贡献, 作者在 2001 年 1 月寒潮大风过程模拟的基础上设计了另外二个数值实验。一个是在模式的海面边界条件中输入风场和热通量, 不输入气压; 另外一个输入风场和气压, 不输入热通量, 模拟结果见图 5。比较 2001 年 1 月 13 日这两个实验的模拟结果与全面输入风场、气压和热通量的模拟结果发现, 热通量导致低频波动振幅的变化在 0.002—0.005 m 左右, 相当于总波动幅度的 1%; 气压变化导致的低频波动振幅变化在 0.006—0.015 m 左右, 相当于总波动幅度的 3%(图 5)。这些结果说明, 寒潮期间风场是低频波动产生和传播的主要动力, 气压和热通量变化的贡献有限。

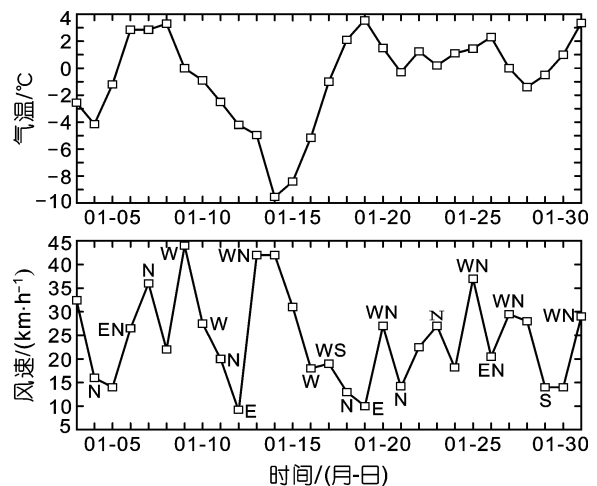


图2 成山角 2001 年 1 月的日均气温(上图)和风速风向(下图)

Fig.2 Daily average air temperature (upper) and wind (lower) at the Chenshanjiao meteorological station in Jan. 2001

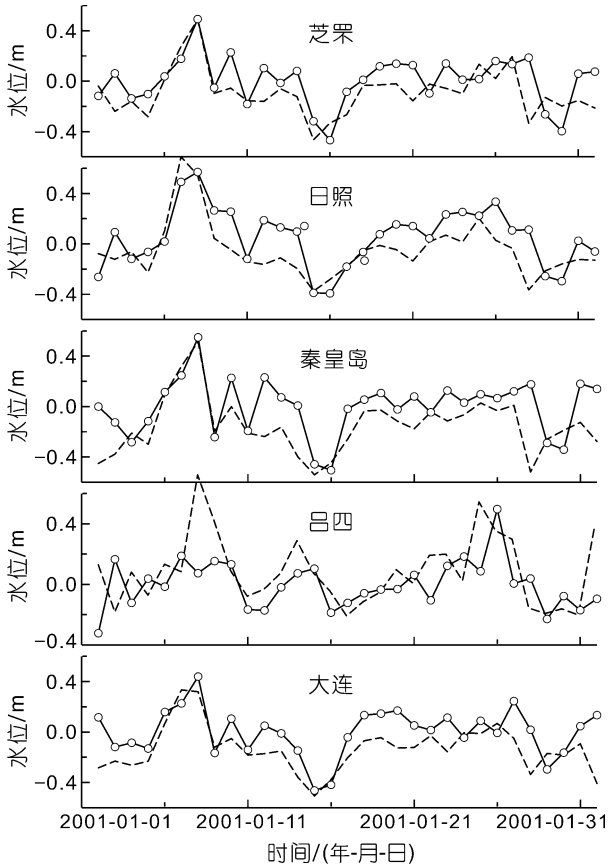


图3 2001年1月芝罘、日照、秦皇岛、吕四和大连水文站的观测水位和模拟结果比较(虚线为模拟值, 实线为观测值)

Fig.3 Comparison of the computed sea level (black solid line) variations to the observed values (dotted line) in the Zhifu, Rizhao, Qinhuangdao, Lvsu, Dalian hydrological stations during January 2001

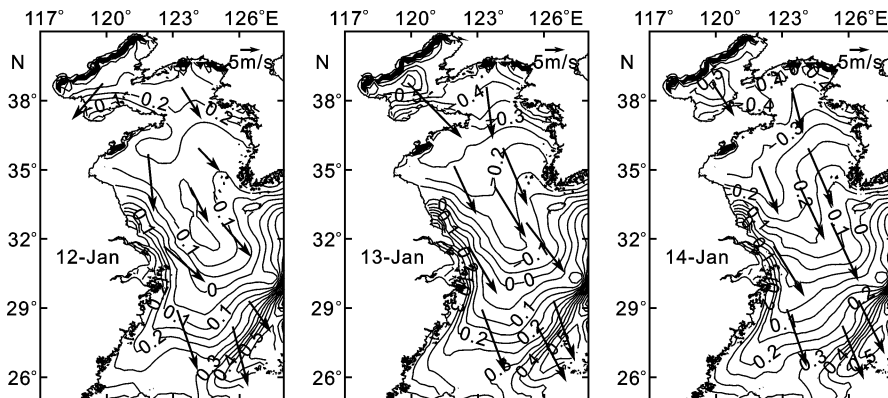


图4 2001年1月12—14日在实时风应力、气压和海面热通量作用下的海面低频波动。图中的箭头表示风矢量

Fig.4 Low-frequency sea level fluctuations under the real time wind during 12th—14th Jan., 2001

仔细分析 2001 年 1 月实时大气强迫下的数值模式结果可以发现, 寒潮期间黄、渤海爆发的低频波动

是偏北大风诱导下海水在渤、黄海之间的抽吸振荡的结果。2001 年 1 月 13 日, 渤海和黄海附近出现偏西的北风, 风速达到 10 m/s 以上, 渤海海峡向外输出水流量为 $4.65 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$, 渤海中心水位下降至 -0.62m (表 1)。同时, 在偏北风作用下整个北黄海海水大量向南黄海运动, 13 日从北黄海向南黄海的海水流量为 $7.93 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$, 北黄海水位迅速降低到 -0.61 m 。14 日风向转为北风, 风力依然强劲, 但是由于水位压力梯度力的原因, 渤海海峡和南北黄海通道的水量开始向渤海和北黄海输运, 低频波动中心逐渐减弱。这次寒潮过程产生的低频波动在渤海和北黄海产生后, 沿着山东半岛绕过成山角进入南黄海, 最远可影响到长江口。而 1 月 6 日左右北黄海和渤海海峡附近出现东北风时, 风速达到 13 m/s, 大量黄海海水开始向渤海内流动, 渤海水位急剧升高, 达到到 0.43 m。而北黄海和南黄海虽然都处在东风控制下, 北黄海从南黄海得到 $6.24 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$ 的水量补充, 其水位也上升到了 0.24 m。1 月 7 日风力松弛, 在水位的压力梯度力作用下渤海海峡和南北黄海通道向外输送大量海水, 渤海和北黄海的高水位恢复。这次的一个水位振荡和 13 日寒潮过程的低频波动很像, 但是并没有向外产生一个波动。这主要是因为偏东的风力产生一个向西的拖曳力, 和渤海的高水位压强梯度力形成一个平衡, 在一定程度上阻碍了低频波动绕过成山角向南传出。

为了进一步确定风向对生成低频波动的作用, 作者进行了三个风向不同的数值实验: 风速设定为 15 m/s, 风向分别假设为正北风、东北风和西北风。实验结果显示正北风和西北风都能产生低频波动, 而且传播路径基本相同, 只是低频波动中心存在差异。正北风的低频波动中心出现在渤海的辽东湾顶部和北黄海的西朝鲜湾顶部, 西北风的低频波动中心出现在渤海湾西侧。而东北风并不能产生类似的低频波动。东北风可以使渤海和南黄海西侧水位升高, 但不能形成一个具有传播性的波动。

为了更好地理解地形对低频波动的影响, 作者将风分为与岸线平行方向(实验 a)和垂直方向(实验 b)两个实验来进行验证分析低频波

动的产生。同时为了区分局地风和远程风的效果,进行了不同风区的实验(实验 c、d)。具体如下:

3.1 与岸线平行的风应力作用影响

为了研究与岸线平行风向和垂直风向对低频波动生成的作用效果,将 2001 年 1 月实际风场分解成沿岸和垂向岸线两部分(见图 6 中的风场)。实验发现,在 13 日寒潮大风最强劲时沿岸方向的最大风速达 16 m/s 以上,渤海低频波动中心的单向波动幅度可达 0.6 m,中心位置在渤海湾顶(图 6)。在北黄海顶部也有一个低频波动中心,这与北黄海的南北向风应力有关。但是由于渤海水量的向外输运,因此减弱了该中心的低频波动幅度。低频波动从渤海湾形成后一直沿着岸线向南传播,绕过成山角后以偏西的路径向南传播(图 6a)。从图 6 可见,低频波动的传播方向在 13 日时基本沿着 70 m 等深线向南传播,与实时风场产生的低频波动基本一致。

3.2 与岸线垂直的风应力作用影响

相应于实验 a,作者进行了与岸线垂直方向的风应力作用下的模拟,结果发现在渤海和北黄海无明显的低频波动生成(图 6b,c)。渤海水位有个 0.1 m 左右的波动幅度,相对于平行岸线风向的低频波动来说非常小。这可能与该风向的风速相对小于沿岸风速的缘故,但是 2001 年 1 月 6 日的东风风速达到了 13 m/s 以上,在渤海中心产生了一个高水位的振荡,却并没有形成一个向南传播的低频波动中心。因此可以

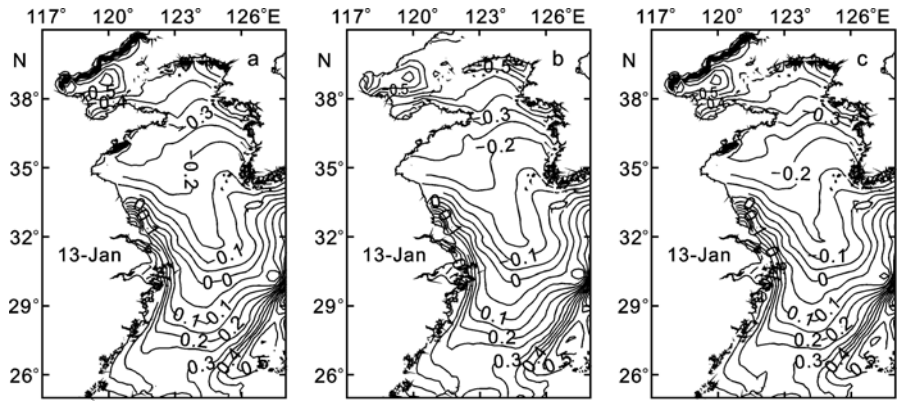


图 5 2001 年 1 月 13 日海面低频波动实验图

Fig.5 The simulated results of the low-frequency sea level fluctuations in 13th Jan., 2001
a. 海-气边界输入风场、气压和热通量的水位波动模拟结果; b. 不输入气压的水位波动模拟结果; c. 海-气界面热通量为零的模拟结果

相信,与岸线垂直的大风无法在渤海产生向南传播的低频波。

3.3 南黄海及以南区域风应力作用影响

上述模拟结果是局地风和远程风共同作用下产生的低频波动,下面的模拟从远程风和局地风的角度来看低频波动的产生机制。首先考虑南黄海以南的风场作用下低频波动的产生。将 2001 年 1 月渤海和北黄海的风速设为零,模拟结果与之前的结果大不相同(图 7)。低频波动中心在北黄海顶部产生,之后才由于抽吸振荡作用转移到渤海湾和莱州湾。波动中心幅度达到 0.4 m,稍微低于实际风场的波动幅度。波动传播路径和实际风场传播路径在南黄海及以南区域没有差异,都是偏西沿岸向南传播。

3.4 北黄海及以南区域风应力作用影响

当只把渤海风速设为零,保留北黄海的风场后,低频波动中心仍处于北黄海顶部,不过幅度范围增强了很多,达到了 0.6 m。在寒潮减弱后,低频中心一

表 1 典型时段风、海峡流量和水位低频波动

Tab.1 Typical winds, water mass flux in strait and low-frequency sea level fluctuations during different time period

位置	研究对象	1月6日	1月7日	1月13日	1月14日
渤海海峡 (120.983°E, 38.277°N)	风速	12.7 m/s	6.7 m/s	8.1 m/s	6.8 m/s
	风向	东北风	东北风	北风(偏西)	北风
北黄海 (123.880°E, 37.609°N)	风速	13.8 m/s	8.4 m/s	12.8 m/s	12.6 m/s
	风向	东风(偏北)	北风(偏东)	北风(偏西)	北风
渤海海峡	流量($1 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$)	2.14	-7.51	-0.65	2.83
南北黄海分界线	流量($1 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$)	6.24	-12.75	-7.93	3.42
渤海波动中心 (119.819°E, 38.778°N)	日平均水位(m)	0.43	0.16	-0.62	-0.58
北黄海波动中心 (124.290°E, 39.632°N)	日平均水位(m)	0.24	0.01	-0.61	-0.54

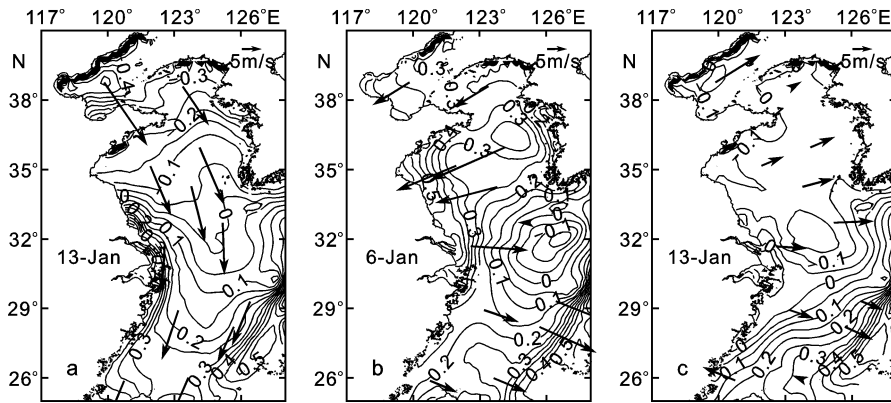


图6 不同风向作用下的海面低频波动

Fig.6 Low-frequency sea-level fluctuations under different wind directions

a. 2001年1月13日在与岸线平行风向作用下; b. 2001年1月6日在与岸线垂直风向作用下; c. 2001年1月13日在与岸线垂直风向作用下

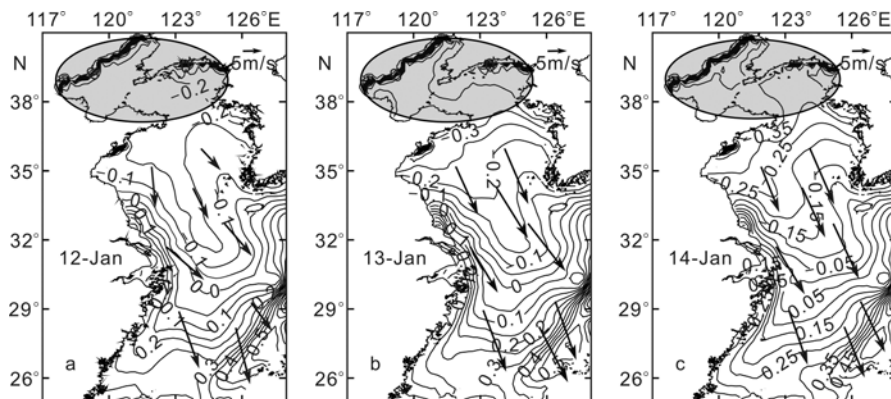


图7 2001年1月12—14日在南黄海及以南区域(椭圆圈外)风应力作用下的海面低频波动

Fig.7 Low-frequency sea level fluctuations under the local wind during 12th—14th Jan., 2001

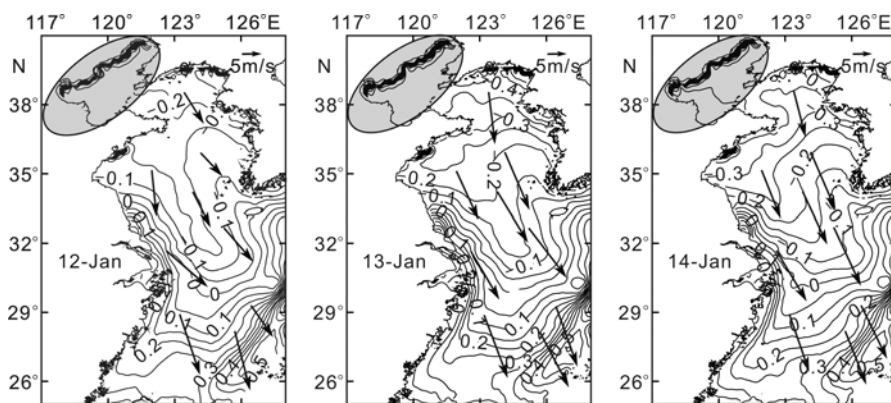


图8 2001年1月12—14日在北黄海及以南区域(椭圆圈外)风应力作用下的海面低频波动

Fig.8 Low-frequency sea-level fluctuations under the local wind during 12th—14th Jan., 2001

部分传到渤海。由于北黄海受到来自渤海水量的补充,其低频波动中心的幅度有所减弱。这说明局地风对当

地的低频中心有很强的作用,远程风则通过抽吸振荡产生低频波动,实际上存在一定的滞后性。波动传播路径仍旧没有明显差异,沿岸偏西南向传播(图8)。

4 结论

使用广为应用的普林斯顿海洋模式(POM)建立了渤、黄、东海的整体水动力三维数值模型。模型在海-气边界上引入了风应力和热通量的作用,以冬季典型天气过程——寒潮为例,研究了冬季天气过程对黄、渤海低频波动的影响。研究结果显示:

(1) 低频波动在渤海和北黄海产生,渤海低频波动幅度可以达到0.6 m左右。低频波动越过山东半岛后,沿黄海西侧传播,波动幅度逐渐减小。

(2) 实验证明风向和地形对于低频波动产生起着关键作用。沿岸风向激发低频波动,与岸线垂直的风应力不会直接引发低频波动。

(3) 通过渤黄海风场、渤海海峡流量和渤海的水位波动三者的相关性分析,认为冬季强劲的北风和西北风都可以在渤、黄海诱发水位的低频波动,东北风不能直接诱发低频波动。局地风诱发的低频波动是水位压力梯度直接产生的振荡作用,远程风诱发的低频波动是海水抽吸产生的振荡作用。

致谢 本文在成文过程中,国家海洋局第二海洋研究所的管卫兵、曹振轶博士,陈琪高级工程师给予了很大的帮助。澳大利亚新南威尔士大学的王小华教授、华东师范大学河口海岸研究院的何青教授、王亚博士,美国威廉玛丽学院的沈健教授提供了宝贵的建议,谨致谢忱。

参 考 文 献

- 王 辉, 1996. 东海和南黄海冬季环流的斜压模式. 海洋学报, 17(2): 21—26
- 王 伟, 李安春, 徐方建等, 2009. 北黄海表层沉积物粒度分布特征及其沉积环境分析. 海洋与湖沼, 40(5): 525—531
- 朱建荣, 沈焕庭, 1996. 长江冲淡水扩展机制. 上海: 华东师范大学出版社, 219—212
- 李坤平, 杨克奇, 1983. 渤海湾非周期性水位变化与风和气压的关系. 海洋科学, 2: 12—15
- 陈大可, 苏纪兰, 1987. 中国沿岸陆架波的初步研究. 海洋学报, 9(1): 1—15
- 陈达熙, 1992. 渤海、黄海、东海海洋图集——水文分册. 北京: 海洋出版社, 90—163
- 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, 曹德明, 1987. 冬季黄、东海中国沿岸水位的低频波动. 海洋与湖沼, 18(6): 563—574
- 梅丽明, 陈宗镛, 1988. 黄、东海沿岸海面低频振动对大气强迫力的响应. 海洋学报, 10(4): 389—398
- 黄祖珂, 黄磊, 2005. 潮汐原理与计算. 青岛: 中国海洋大学出版社, 84—85
- Blumberg A F, Mellor G L, 1987. A description of three-dimensional coastal ocean circulation model. Three-dimensional Coastal Ocean Models. Coastal and Estuarine Sciences, 4: 1—16
- Hsueh Y, Romear R D, 1983. Winter-time winds and coastal sea-level fluctuations in the northeast China Sea. Part I: Observations. Journal of Physical Oceanography, 13: 2091—2106
- Hsueh Y, Romear R D, Dewitt P W, 1986. Wintertime wind sand coastal sea-level fluctuations in the northeast China Sea. Part II: Numerical model. Journal of Physical Oceanography, 16: 241—261
- Hsueh Y, Yuan D, 1997. A numerical study of Currents, Heat Advection, and Sea-Level Fluctuations in the Yellow Sea in winter 1986. Journal of Physical Oceanography, 27: 2313—2326
- Mellor G L, Yamada T, 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Reviews of Geophysics and Space Physics, 20(4): 851—875
- Wong K C, Wilson R E, 1984. Observations of Low-Frequency Variability in Great South Bay and Relation to Atmospheric Forcing. Journal of Physical Oceanography, 14: 1893—1900
- Wong K C, Lu X, 1994. Low frequency variability in Delaware's inland bays. Journal of Geophysical Research, 99: 12683—12695
- Shearman R K, Steven Lentz J, 2003. Dynamics of mean and subtidal flow on the New England shelf. Journal of Geophysical Research, 108(C8), 3281, doi:10.1029/2002JC001417
- Wang D P, 1979. Low frequency sea level variability on the Middle Atlantic Bight. Journal of Marine Resource, 37: 683—697

THE LOW-FREQUENCY SEA LEVEL FLUCTUATIONS IN THE YELLOW SEA AND THE BOHAI SEA DURING A WINTER STORM

LI Xiao-Hong^{1,2}, DONG Li-Xian²

(1. State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai, 200062;

2. State Key Laboratory of Satellite Ocean Environment Dynamics, The Second Institute of Oceanography, Hangzhou, 310012)

Abstract A three-dimensional numerical model was developed based the Princeton Ocean Model (POM) to study circulations in the East Sea, Yellow Sea and Bohai Sea in a wintertime period. The model was forced by wind, air pressure and heat flux at the air-sea interface, and current and tidal elevation at the open boundary were provided by a larger model based on the entire West Pacific Ocean. This hydrodynamic model was used to investigate tide, salinity, temperature, circulation and the low-frequency sea level fluctuations.

This study explored the response of the low-frequency sea-level fluctuations and the current filed to the winter storm occurred in the Yellow Sea and the Bohai Sea during January 2001. The results showed that the pumping and vibrating of the north wind and northwest wind caused the low-frequency fluctuations during the winter storm, while the easterly wind failed to lead to this phenomenon due to topography limitations. Both air pressure and temperature decrease only caused changes in the fluctuation amplitude. Furthermore, the fluctuations originated in the Bohai Sea and the north Yellow Sea. The peak of the fluctuation amplitude reached as high as 0.6m. The fluctuations propagated along the west of the Yellow Sea Trough after entering the south Yellow Sea, with the amplitude decreasing along the route of the propagation.

Key words Bohai Sea, Yellow Sea, Winter storm, Low-frequency fluctuations, Wind stress