

台风条件下一种新的浪流相互作用参数化方法在耦合模式中的应用*

刘磊[†] 费建芳 章立标 黄小刚 程小平

(解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

(2011 年 4 月 28 日收到; 2011 年 6 月 24 日收到修改稿)

浪致辐射应力及浪致混合效应, 作为海洋上层两种重要的物理过程, 由于当前理论中关于其分层效应及计算公式中的误差还不是非常清楚, 目前还没有在浪流耦合模式中同时考虑. 本文将一种基于浪致辐射应力及浪致混合效应的参数化方案加入由浪 (WAVEWATCH III) 和流模式 (POM) 组成的耦合模式中. 以台风“格美”(2006) 为天气背景, 进行了四组数值试验. 结果表明: 浪致混合效应加强了混合层的湍流, 加大了动量及热量向下传递率, 但对表面流场的规律性改变不明显. 浪致辐射应力传递表面动量通量, 同时, 规律性地改变了水平流场. 当同时考虑两种物理过程时, 其效果叠加. 海流作为一种重要的动力因子, 对有效波高的高度和分布有显著影响, 使得动量转移, 有效波高增高. 模拟时次的第 48 h, 流矢量差值的近惯性震荡以及顺时针旋转, 可能是台风靠近时浪流耦合效应加强的信号.

关键词: 浪致辐射应力, 浪致混合效应, 浪流相互作用, 双向耦合

PACS: 92.10.Fj, 92.10.Dh, 92.10.Kp, 92.10.Lq

1 引言

海浪作为海气界面重要的物理现象, 对海洋混合层有着直接的影响^[1]. 当波浪在自由表面传播时, 其所携带的动量将产生净动量通量, 称作浪致辐射应力. Louquet-Higgins 和 Stewart^[2] 给出的垂直积分下的浪致辐射应力被广泛应用到海洋模式中^[3-6]. 不依赖于深度变化的辐射应力推导过程简单, 易于在海洋模式中实现^[7]. 目前, 辐射应力大多未考虑分层效应, 在多数预报模式中, 浪和流的计算都是独立分开的^[8]. 近来, 浪流耦合作用越来越受到研究者的关注^[9-13]. Mastenbroek 等^[14] 耦合了 WAM (wave model) 和一个潮汐模式, 并且将垂直积分的浪致辐射应力加入到浅水连续和动量方程. Xie 等^[15] 耦合了普林斯顿海洋模式 (Princeton ocean model, POM) 和 WAM 模式, 但仅考虑了表层和底层应力粗糙项. Moon^[11] 耦合了 POM 和 WAVEWATCH III (WW3) 模式, 计算了海表应力 - 波浪破碎效应^[16] 和 Stokes 漂移,

并将这些量传递给海洋模式, 同时, 海洋模式将流和水位高度传递给浪模式. 贾岩等^[17] 以 POM 和 SWAN (simulating waves nearshore) 模式为基础构建了浪流耦合模式, 对 1994 年 14 号台风条件下的东中国海波流相互作用对水位和有效波高的影响进行了模拟研究. 基于垂直深度的浪致辐射应力在理论研究中不断进步^[18-21], 但在海洋模式中的实际应用还需不断改进.

海浪破碎^[16] 及搅拌作用改变了海洋上混合层的垂直结构, 影响了湍流动能及混合长度, 增强了海水混合^[22]. 波浪破碎加强了湍流扰动能量, 通过水柱向下混合动量^[23]. 因此, 海浪可以明显改变海洋混合层的近表面分布, 如速度、温度和盐度. Mellor^[19] 和 Qiao 等^[24] 耦合了表层浪方程到三维海洋模式的混合方程中, 结果证实了强烈的浪致混合在动力和温度方面所起的作用. 海浪破碎产生向下输送的湍动量, 在近海表面形成一湍流生成明显增加的次层, 加强了海洋上混合层中的湍流垂向混合^[25]. Smith^[26] 在浪致辐射应力中考虑波浪破

* 国家公共利益 (气象) 科研基金 (批准号: GYHY201106004)、国家自然科学基金 (批准号: 41005029, 41105065) 资助的课题.

[†] E-mail: liu541226@sina.com

碎效应, 并将其加入到模式动量方程中. 除此而外, 通常认为当没有波浪破碎时, 辐射应力将只产生海面高度的变化, 在外海, 这种变化与辐射应力不相关 [27].

台风作为在海洋上形成的一种天气系统, 其带来的巨浪和风暴潮给人类带来极大的灾害, 一直是各国科学家研究的重点 [28]. 虽然浪流耦合模式在海气界面研究中的应用已不鲜见, 但是同时考虑浪致辐射应力及浪致混合的双向耦合模式还没有建立, 尤其是在台风条件下, 考虑以上两种机制进行浪流相互作用的研究还较少.

在外海, 台风条件下波浪混合效应和浪致辐射

应力在海洋表面及混合层所起的作用及其机制如何应用到海洋模式中, 是本文探讨的重点. 通过建立以浪致辐射应力及浪致混合效应为物理基础的浪流耦合模式, 研究了台风条件下海浪对海流的影响及其反馈机制, 得到了一些有价值的分析结果, 对提高海洋上混合层的浪流耦合模拟有一定的促进作用.

2 耦合机制

考虑地球旋转效应的单位水体三维浪致辐射应力可以表示为 [29,30]

$$B_{ij} = Ek \cdot \begin{pmatrix} \frac{2}{\sinh(2kh)} & \frac{f_0}{\mu} \sin \alpha \frac{\sinh[2k(z+h)]}{\sinh(2kh)} & 0 \\ \frac{f_0}{\mu} \sin \alpha \frac{\sinh[2k(z+h)]}{\sinh(2kh)} & -\frac{2 \sinh^2[k(z+h)]}{\sinh(2kh)} & \frac{f \sinh[2k(z+h)]}{\mu \sinh(2kh)} \\ 0 & \frac{f \sinh[2k(z+h)]}{\mu \sinh(2kh)} & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} S_x \\ S_y \\ S_z \end{pmatrix}, \quad (1)$$

E 为波动能密度, k 为波数, z 为水位高度, h 为水深, μ 为圆频率, $f = 2\omega \sin \phi$, $f_0 = 2\omega \cos \phi$, ω 为地转角速度, ϕ 为纬度, α 为 x 轴与波传播方向角度. 浪致辐射应力的垂直分量, 对水体影响很小, 为了简化方程, 在耦合过程中, 该分量忽略不计. 本文计算得到的表层浪致辐射应力, 对下层水体的影响通过引入浪致混合系数 ($B\nu$) 表示, 该系数为波数谱函数 [24]:

$$B\nu = \iint_{\bar{k}} E(\bar{k}) \exp\{2kz\} d\bar{k} \frac{\partial}{\partial z} \times \left(\iint_{\bar{k}} \omega^2 E(\bar{k}) \exp\{2kz\} d\bar{k} \right)^{1/2}, \quad (2)$$

上式中各参数含义与 (1) 式相同. 对浪致辐射应力取水平梯度算子, $\mathbf{F} = -\nabla \cdot \mathbf{B}$, 这里, $\nabla_2 = i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y}$, 得到浪致辐射应力张量梯度:

$$\begin{aligned} S_{xx} &= -\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{2Ek}{\sinh(2kh)} \right) \\ &\quad - \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{Ekf_0}{\mu} \sin \alpha \frac{\sinh[2k(z+h)]}{\sinh(2kh)} \right], \\ S_{yy} &= -\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Ekf_0}{\mu} \sin \alpha \frac{\sinh[2k(z+h)]}{\sinh(2kh)} \right) \\ &\quad + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{2Ek \sinh^2[k(z+h)]}{\sinh(2kh)} \right] \\ &\quad - \frac{2Ek^2 f \cosh[2k(z+h)]}{\mu \sinh(2kh)}. \end{aligned} \quad (3)$$

将 (2) 及 (3) 式分别加入 POM 模式的动量方程 (4) 和 (5) 式等号右侧第一项中 [31]:

$$\begin{aligned} &\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD \\ &\quad + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' \\ &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} &\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD \\ &\quad + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' \\ &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y, \end{aligned} \quad (5)$$

以上方程中, σ 为 POM 模式垂直分层, 其他参数可以参考文献 [31]. 当加入浪致辐射应力张量梯度及浪致混合后, (4) 和 (5) 式等号右侧第一项可以写为

$$\frac{K_M + B\nu}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = (S_{xx}, S_{yy}), \sigma \rightarrow 0. \quad (6)$$

至此, 浪致辐射应力引起的动量改变不仅加入模式表层中, 并通过浪致混合将辐射应力的影响向深层传递, 此外, 浪致混合效应对温盐的影响可以表示为 [23]

$$\frac{K_H + B\nu}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = -(\langle w\theta \rangle), \sigma \rightarrow 0. \quad (7)$$

3 模式介绍

本文利用 Linux 系统中进程间通信技术, 将广泛应用于研究浪流相互作用的海浪模式 (WW3)^[32] 与海洋模式 (POM) 耦合^[11,13,15].

3.1 海洋模式

海洋模拟区域的经度范围 5.75° — 24.5° (北纬), 纬度范围 120.75° — 140.25° (东经), 水平网格数为 118×113 , 水平分辨率为 $1/6^{\circ} \times 1/6^{\circ}$ 经纬度. 垂直 σ 分层 16 层, 最大海底深度取为 3000 m, 菲律宾群岛区域按照陆地处理. 模式区域西面的台湾岛南部和菲律宾群岛取为固定边界条件, 假定垂直于固定海岸的法向速度为零, 即 $\mathbf{U} \cdot \mathbf{n} = 0$. 计算海域的面积相对较小而开边界较长, 因此, 开边界条件

的好坏直接影响了模式的模拟效果. 水位、流速的初始场及开边界资料采用 Ma 等^[33] 的大区模式计算得到的 10 年海洋气候态资料. 温盐初始场及开边界资料采用 2005 年的简单海洋资料同化 (simple ocean data assimilation, SODA) 月平均资料. 流速开边界条件取第一边值条件, 温盐方程在入流时采用第一边值条件, 出流时采用辐射边界条件. 动量方程的海面边界条件采用 2005 年快速散射 (quick scatterometer, QuikSCAT) 卫星 3 天平均的 10 m 日风场资料转换为风应力. 海表热强迫同化了 2005 年先进微波辐射计 (the advanced microwave scanning radiometer, AMSR) 卫星资料插值得到日平均海表温度场来进行海表热强迫. 模式分为内外模式, 内模式积分时间步长为 300 s, 外模式积分时间步长为 10 s, 模式共运行两个模式年, 得到 2005 年该区域稳定的海洋状态.

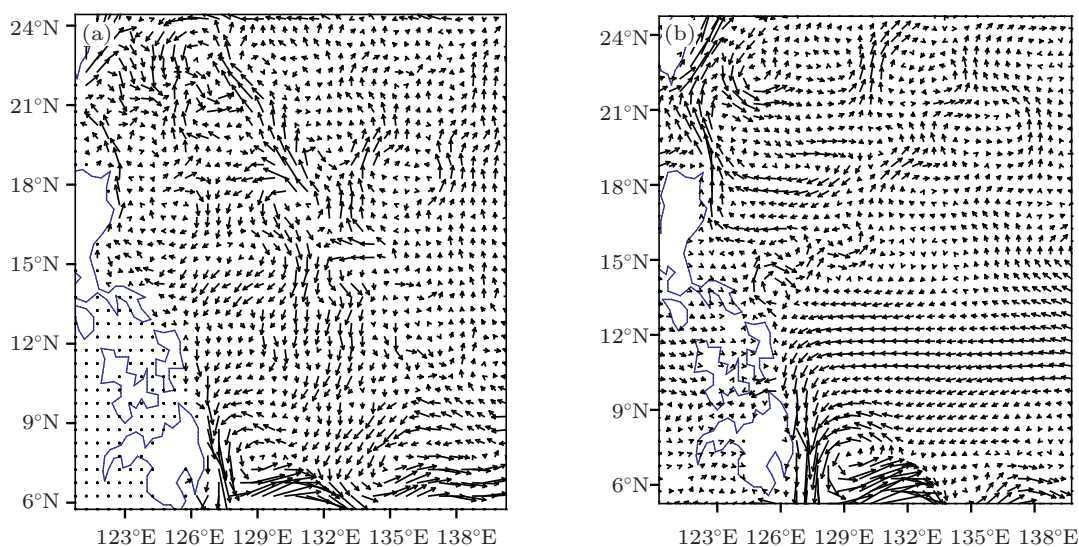


图 1 7 月月平均表层海流分布 (a) 模式模拟; (b) 观测

以 2005 年稳定态海洋为初始场, 模式模拟至热带气旋进入模式海区, 即 2006 年 7 月 20 号 00 时. 此模拟时段的水位、流速的开边界条件仍旧采用 Ma 等^[33] 的模式结果. 温盐开边界条件采用 2006 年的 SODA 月资料, 动量方程的海面边界条件采用 2006 年 QuikSCAT 卫星 3 天平均的 10 m 日风场资料转换为风应力. 海表热强迫同化了 2006 年 AMSR 卫星资料插值得到日平均海表温度场来进行海表热强迫. 其他模式设置与 2005 年一致. 本文以月平均 SODA 资料检验 POM 模式的模拟能力, 由图 1 看到, POM 模式模拟台风发生月的平均

海流模拟较为成功^[34].

3.2 海浪模式

WW3 的区域及水平分辨率与 POM 完全一致. 模式能够分辨的最小水深为 2 m, 模式积分时间步长为 300 s. 波浪谱分为 24 个方向 ($\Delta\theta = 15^{\circ}$). 浪频率分为 25 段, 最小 0.041 到最大 0.412 Hz, 具体的模式设置见表 1. 海浪及海流驱动使用相同的风场, 为了得到较高时间和空间分辨率的风场, 该风场为海气耦合模式得到的结果^[35](图 2).

表 1 模式参数设置

	POM	WW3
水平分辨率	$1/6^\circ \times 1/6^\circ$	
区域范围	$5.75\text{--}24.5^\circ\text{N}$, $120.75\text{--}140.25^\circ\text{E}$	
风应力强迫	海气耦合模式输出结果 (WRF 和 POM)	
地形	Etopo5	
表面热强迫	AMSR	
第一频率 Hz	0.041—0.412	
方向	$24 (\Delta\theta = 15^\circ)$	

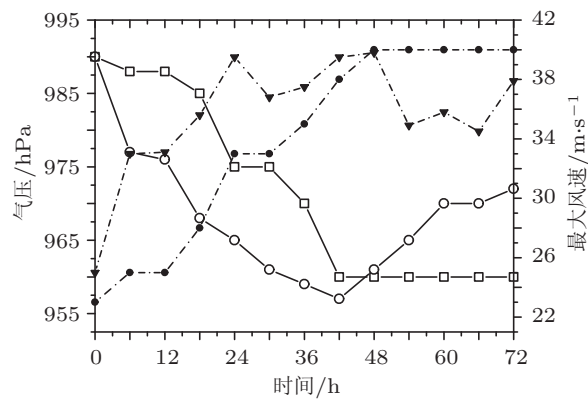


图 2 耦合模式中风场强迫的台风中心最低气压及最大风速。虚线为最大风速，倒三角为模拟，实心圆为实况；实线为中心最低气压，空心圆为模拟，空心方块为实况

4 试验设计

利用 WW3 中的参数计算得到浪致辐射应力张量梯度及浪致混合系数，并将其传递给 POM，同时将 POM 中的表面流速传递给 WW3，两模式之间每 15 min 传递一次数据。本文以“格美”台风为天气背景，设计了 4 组试验，C1 为不考虑耦合机制的 POM 独立运行，C2 为考虑浪致混合效应而不考虑辐射应力的耦合试验，C3 为考虑辐射应力而不考虑浪致混合效应的耦合试验，C4 为完全的耦合试验 (表 2)。

2006 年第 5 号热带风暴“格美”(Kaemi) 于 7 月 19 日下午在菲律宾中部以东大约 1600 km 的西北太平洋洋面上生成后，7 月 20 日下午加强成为强热带风暴，21 日上午加强成为台风，于 24 日晚上 11 时 50 分在我国台湾省台东县沿海登陆，登陆时中心附近最大风力有 13 级 (40 m/s)，最大阵风达 17 级。而后台风中心穿过台湾，于 25 日凌晨 4 时左右进入台湾海峡，并于 25 日下午 3 时 50 分在福建晋江沿海再次登陆，登陆时中心附近最大风力有 12 级 (33 m/s)。“格美”登陆后迅速减弱，并以每小时大约 10—15 km 的速度向偏西方向移动，于 26

早晨 5 时在福建省平和县境内减弱为热带低气压，以后低压中心逐渐由西北方向转向偏北方向移动，移速减慢，于 26 日中午前后进入江西境内，并于 27 日下午在江西中部偏西地区减弱消失。本文的模拟时段为 7 月 20 日 00 时至 23 日 00 时，共 72 h。

表 2 耦合方案及对比试验设计

	浪致混合系数	浪致辐射应力
C1	否	否
C2	是	否
C3	否	是
C4	是	是

5 结果分析

首先，利用所得到的观测资料，对耦合方案 C4 的模拟结果进行验证。与 TRMM (tropical rainfall measuring mission) 资料对比后发现 (图 3)，C4 基本能够模拟出台风移动过程中海面温度降低现象，在台风中心附近出现了 25.4°C 的相对低温。在观测资料中，虽然台风中心附近出现了空缺值，但仍能够观测到该处海面的降温现象，最低海温为 25.6°C ，试验所得结果与实况较为符合。在台风外围，C4 方案能够模拟出菲律宾群岛沿岸及模式区域东侧相对较高的海温。但由于试验中所用风驱动强度在第 48 h 前一直强于实际观测 (图 2)，这也是台风外围及吕宋海峡 (Luzon Strait) 的海表面温度低于实际观测 1°C 左右的原因。棉兰老岛东侧 129°E 附近存在的棉兰老涡 (Mindanao Eddy)，是自东向西的北赤道流，遇到菲律宾海岸前向南折向，后又向东流形成北赤道逆流，其中一部分水体进入苏拉威西海而形成的闭合冷涡，范围通常为三个经纬度，与西太平洋“热库”(Heat Pool) 毗邻。由于该系统中心低温区的空间尺度较小，TRMM 资料相对模式较粗的空间分辨率没有较好地捕捉到该冷涡的温度特征，而 C4 方案则对其进行了成功的模拟 (图 1(b)，图 3(b))。

第 52 h，jason-1 卫星轨迹划过模式区域。本文利用该卫星测得的海浪高度作为实况 (http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/jason1info.html)，与 C4 方案得到的有效波高进行对比 (图 3(c)，(d))，耦合模式基本模拟出了卫星轨道上波高的变化趋势。由图可见，在 13°N 以南，C4 方案与实况较为符合，以北，模式模拟出的有效波高略高于实况，此现象与模拟前期台风风场较

强有关. 总体来说, C4 方案成功地模拟出海温及海浪分布, 加入了浪致辐射应力及浪致混合效

应的耦合模式, 对海洋热力及动力结构能够合理再现.

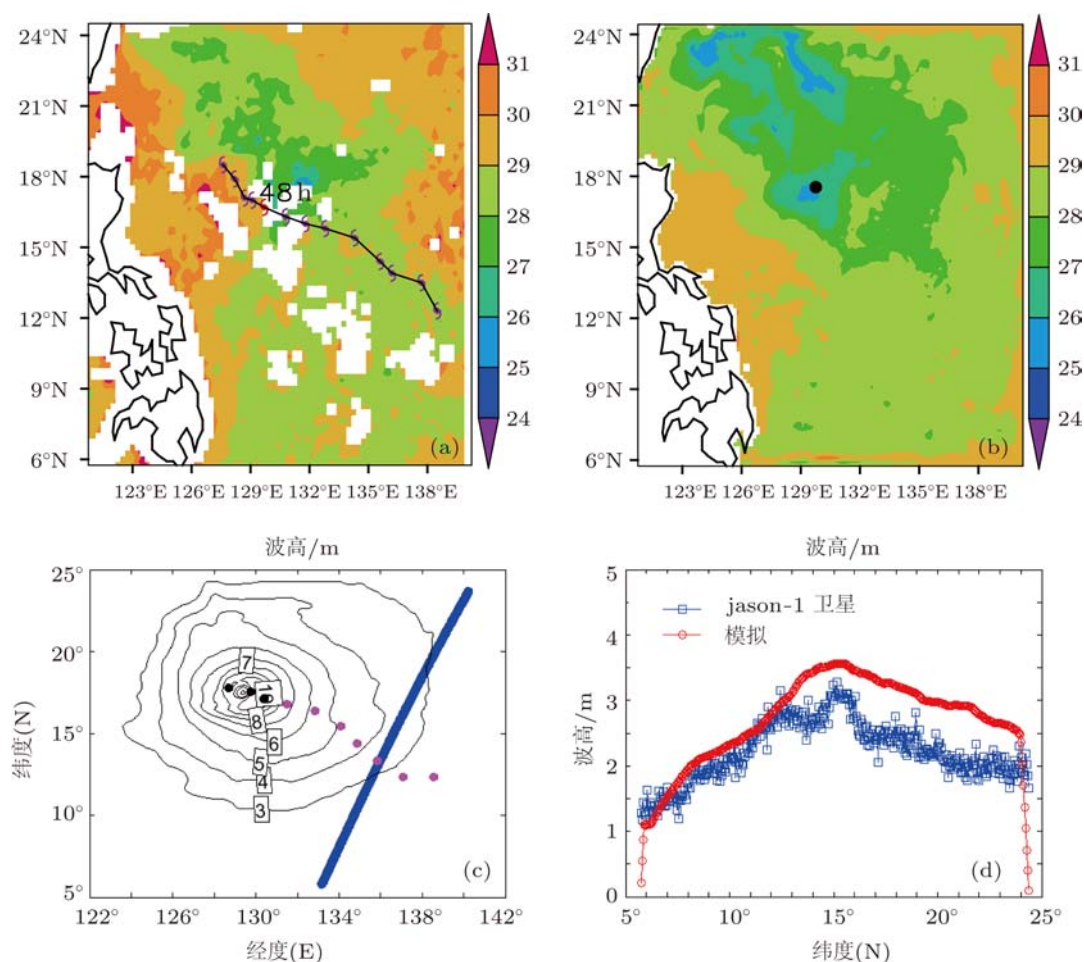


图3 (a) 观测得到的台风路径(黑色实线及台风符号)和第48 h 海表温度分布; (b) 耦合模式输出的海表温度分布及台风中心点(●); (c) 第52 h, 耦合模式中有有效波高分布及 jason-1 卫星轨道(实线); (d) 卫星轨道上的波高分布对比(单位: m)

第48 h 是台风风场达到最强的时次, 同时, 模式与观测风场强度达到一致, 因此, 本文主要对该时次的海洋动力场进行分析. 由于浪致辐射应力及浪致混合效应主要通过动力因素影响海洋, 因此, 分别将 C2, C3, C4 与 C1 的表面流场相减, 研究两种物理机制对海流及混合层深度的影响. 文中海洋混合层深度定义为相对于表层, 温度垂直递减率不大于 0.5°C 的水层深度^[36]. 由图 4(a) 可见, 在台风风场强迫下, 海表面流场以该时次台风眼为中心, 呈明显的逆时针旋转分布. 海洋混合层沿台风路径加深, 并呈明显的右偏性, 最大深度为 60—80 m. Wu 等^[37] 的研究表明, 最大的海洋混合层加深发生在台风中心后, 路径的右侧, 最大加深达到 44 h 63 m, 96 h 减弱到 45 m. Shay 等^[38] 研究表明风暴通过后, 混合层从 30—35 m 加深到 60 m, Bender

等^[39] 得出了同样的结论. 在第48 h 台风中心附近, 混合层加深区域在台风移动方向后部, 沿路径两侧对称分布, 与该时次台风达到最强、风场结构较为对称有关. 图 4(b) 中, 浪致混合效应对流场改变的规律性不明显, 但改变的流场主要分布在台风移动路径左右. 20—40 m 的混合层范围相对 C1 方案扩大, 向模式北部扩展, 主要原因是上混合层湍流加强, 海水搅拌使得混合层与表层温度更为接近, 加深了模式北部混合层深度. 但最大深度相对 C1 方案变浅, 由于浪致混合主要影响上混合层, 对深层海水影响很小, 上层海水侧向混合的加强, 引起上混合层水体分布趋于平均, 而深层海水加速分层, 导致最大混合层深度变浅. 与 Craig 和 Banner^[40] 以及 Zhang 和 Chan^[41] 认为表层浪可以加强上层海洋混合的结论一致. 浪致辐射应力对流场改变的规

律性较为明显, 加强的流场沿台风路径向中心汇集, 但改变的流场量级较小, 为 0.1 m/s(图 4(c)). 该方案中, 混合层加深程度与 C1 一致, 但在台风中心附近, 40—60 m 深的混合层范围略微扩大, 与辐射应力对动力场的改变有关. 当两种物理机制同时考虑

时(图 4(d)), 流场改变的规律性较为明显, 台风中心附近流速最大改变达 0.3 m/s. 同时, 20—40 m 混合层范围向北扩展, 与 C2 方案较为相似, 同时, 台风中心附近 40—60 m 混合层范围也相应扩大, 是 C2 与 C3 对海洋结构改变效果的叠加.

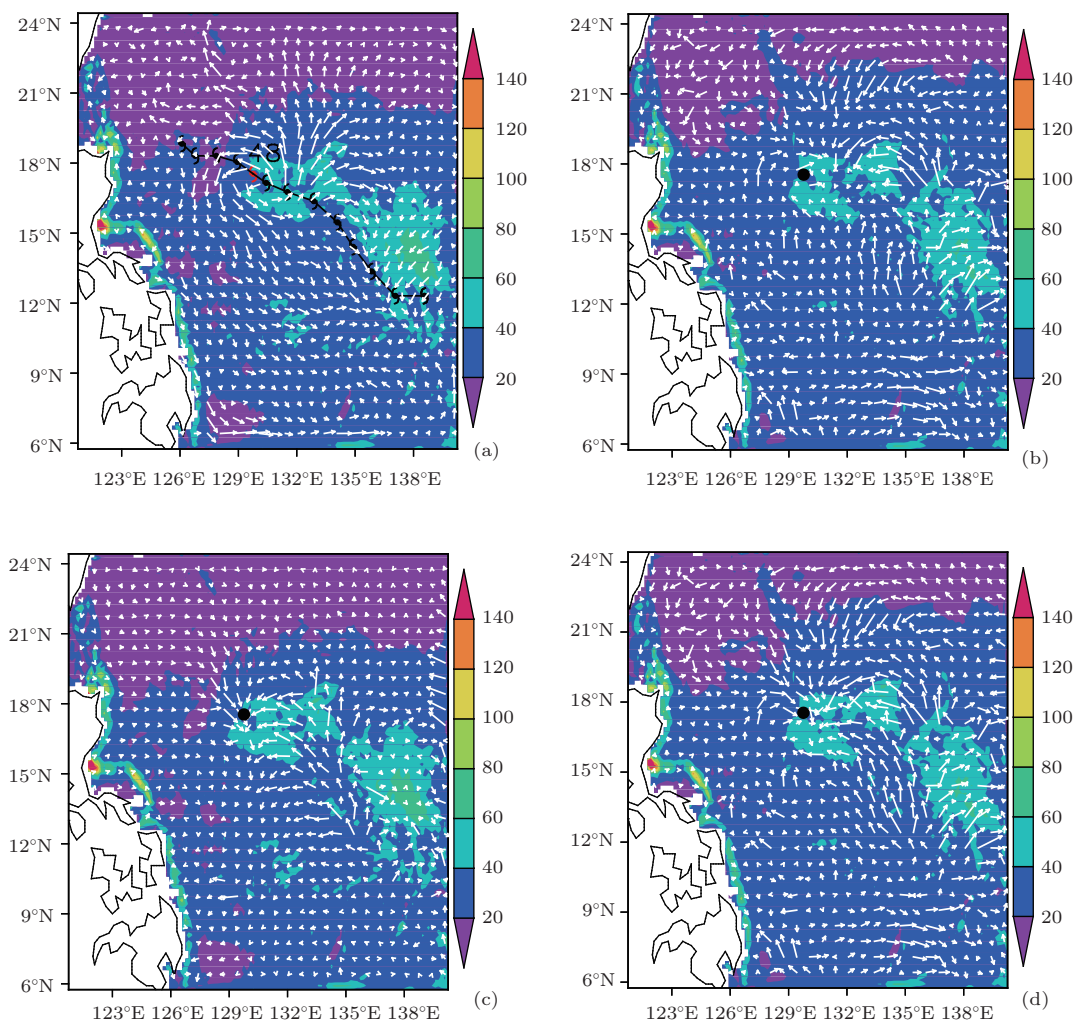


图 4 (a) 模式模拟得到的台风路径、中心 (黑色实线及台风符号), 第 48 h 的表层流矢量 (白色箭头) 和混合层深度 (填充色, 单位: m); (b), (c), (d) 分别为第 48 h C2, C3, C4 的混合层深度 (填充色, 单位: m) 及 C1 与 C2, C3, C4 的流矢量差值 (白色箭头)(● 为台风中心)

作为存在于海气界面的两种物理机制, 浪致辐射应力及混合效应对上层海洋的动力及热力结构有重要影响. 浪致混合效应加强了上层湍流, 降低海表温度, 但对海流流向的改变很小. 浪致辐射应力主要影响了水平流场并规律性地改变了流场方向, 但对混合层深度及热力结构的影响较小. 当两种物理机制同时在耦合模式中考虑时, 浪致辐射应力转移的动量由浪致混合效应向下传递, 使得动力场及热力场同时改变.

作为耦合模式中重要的物理量, 由 POM 传递

给 WW3 的海表面流通过动量方程, 影响了有效波高 (H_s). 如图 5 所示, 耦合模式中 (图 5(b), (c), (d)) H_s 变得更高, 且 H_s 的最大值呈明显的顺时针旋转. 为了简化分析, 将一维浪作用方程中的时间倾向项略去来说明此现象^[42]:

$$\frac{\partial N}{\partial s}(U_c + C_g - U_t) - k \frac{\partial N}{\partial k} \frac{\partial U_c}{\partial s} = F, \quad (8)$$

式中, C_g 为群速, U_t 为台风移速在波浪传播方向 (s) 的投影. 当排除流影响 (U_c), (8) 式简化为

$$\frac{\partial N_0}{\partial s}(C_g - U_t) = F_0, \quad (9)$$

其中, N 和 F 中的下标 0 代表不受流影响的变量. 用 (9) 式减去 (8) 式, 得到:

$$\frac{\partial(N_0 - N)}{\partial s}(C_g - U_t) = -k \frac{\partial N}{\partial k} \frac{\partial U_c}{\partial s} + \frac{\partial N}{\partial s} U_c + (F_0 - F). \quad (10)$$

因为 (10) 式中等号右侧第一项作为压缩/拉伸项, 在谱峰值附近相对较小. 并且强迫项 $(F_0 - F)$

对于更短的波来说更为重要, 因此, (10) 式进一步简化为

$$\frac{\partial N}{\partial s} = \frac{\partial N_0}{\partial s} \left(\frac{C_g - U_t}{C_g - U_t - U_c} \right), \quad (11)$$

$\frac{\partial N_0}{\partial s}$ 项为常量 (当不考虑流场时, 波作用量不变). 当 U_c 增加, N 相应地增长, 因此, 在流场影响下, 由 N 得到的有效波高相应增长.

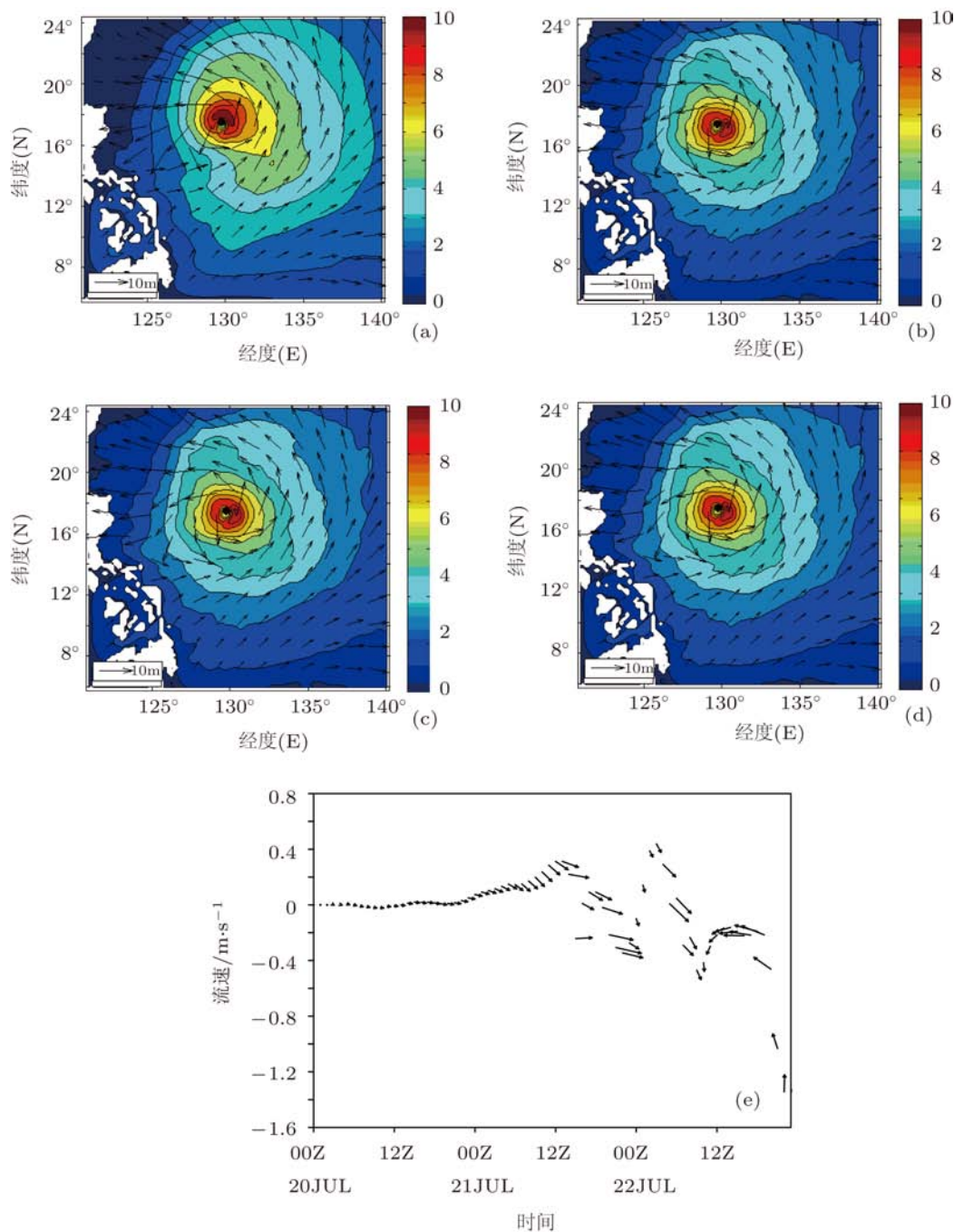


图5 第48 h (a) C1, (b) C2, (c) C3 及 (d) C4 中的有效波高 (填充色及等值线) 及波长分布 (黑色箭头), ● 为台风中心; (e) 第48 h 台风中心处 (17.54°N, 129.76°E) C1 与 C4 流矢量差随时间变化

图 5 中波长的基准长度为 10 m, 由图可见, 台风移动方向前部波长较长, 而后部波长较短. 随着距离台风中心不断的加大, 波长逐渐变短. 台风中心附近波长方向呈逆时针分布, 海流的引入, 浪致辐射应力及混合效应对波长及波向的改变不明显.

图 5(e) 为第 48 h 台风中心处 (17.54°N, 129.76°E), C1 与 C4 方案海表面流矢量差值随时间变化曲线. Tseng 等^[43] 研究认为, 海洋对台风的响应分两个阶段: 1) 强迫阶段, 风驱动混合, 垂直混合引起海表温度降低以及海气热量交换 (潜热损失), 正压响应由非地转部分组成, 改变了海表高度 (惯性重力响应的一部分); 2) 松弛阶段, 台风引起的惯性重力震荡. 图中最明显的特征为第 36 h 开始的近惯性震荡, 该震荡周期与 17.54°N 处 38.8 h 的近惯性震荡周期保持一致. 第 48 h, 流矢量差呈顺时针旋转, 这可能是最大 H_s . 在考虑流效应后呈顺时针旋转的原因. 该流矢量差值为浪流耦合效应的信号, 在台风来临时, 顺时针旋转在风场驱动下呈近惯性震荡, 此部分内容超出本文研究范围, 将在后续研究中进行.

6 结论

为了研究浪致辐射应力及混合效应对上层海洋动力及热力结构的影响, 本文发展了一种新的浪流相互作用的参数化方案, 并将其引入以 POM 和 WW3 为基础的耦合模式中, 以一次台风过程为天气背景, 成功再现了强风、巨浪条件下的海洋状态.

模拟结果表明, 浪致混合效应加强了上层湍流, 但对表层流场规律性的改变不明显. 浪致辐射应力水平移动量通量, 因此, 规律性地改变了水平流场. 当同时考虑两种物理机制时, 海洋动力场及热力场同时改变. 海流作为一种影响动力场的重要因子, 明显改变了有效波高的高度及其分布, 转移的动量使得有效波高更高. 浪流相互作用^[44] 导致流矢量差值的近惯性震荡, 可能是由台风临近时的强风强迫引起的信号强度变强, 同时, 顺时针旋转的矢量差可能是有效波高在第 48 h 顺时针旋转的原因.

- [1] Mo J Q, Lin Y H, Lin W T 2005 *Acta Phys. Sin.* **54** 3971 (in Chinese) [莫嘉琪, 林一骅, 林万涛 2005 物理学报 **54** 3971]
- [2] Longuet-Higgins M S, Stewart R W 1964 *Deep Sea Research* **11** 529
- [3] Lin X, Yi B S, Hou Y Y, Su J Z, Cheng M H 2002 *Oceanol. Etlimnol. Sin.* **33** 66 15 (in Chinese) [林祥, 尹宝树, 侯一筠, 苏京志, 程明华 2002 海洋与湖沼 **33** 66 15]
- [4] Sun Z C, Wang S P 2006 *J. Dalian Univ. Technol.* **46** 730 (in Chinese) [孙昭晨, 王世澎 2006 大连理工大学学报 **46** 730]
- [5] Liu Y L, Wang X Q, Wang S J 2007 *Trans. Oceanol. Limnol. (Suppl.)* 1 (in Chinese) [刘永玲, 王秀芹, 王淑娟 2007 海洋与湖沼通报 增刊 1]
- [6] Zheng L S, Yu X P 2010 *South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology* **8** 74 (in Chinese) [郑立松, 余锡平 2010 南水北调与水利科技 **8** 74]
- [7] Mellor G 2010 *Ocean Dyn.* DOI:10.1007/s10236-010-0359-2
- [8] Jorda G, Bolanos R, Espino M, Sanchez-Arcilla A 2007 *Ocean Sci.* **3** 345
- [9] Mellor G L, Blumberg A 2004 *J. Phys. Oceanogr.* **34** 693
- [10] Warner J C, Sherwood C R, Signell R P, Harris C K, Arango H G 2008 *Computers Geosciences* **34** 1284
- [11] Moon I J 2005 *Ocean Modelling* **8** 203
- [12] Warner J C, Sherwood C R, Signell R P, Harris C K, Arango H G 2008 *Computers Geosciences* **34** 1284.
- [13] Fan Y L, Ginis I, Hara T 2009 *J. Phys. Oceanogr.* **39** 1019
- [14] Mastenbroek C, Burgers G, Janssen P A E M 1993 *J. Phys. Oceanogr.* **23** 1856
- [15] Xie L, Wu K, Pietrafesa L, Zhang C 2001 *J. Geophys. Res.* **106** 16841
- [16] Zhang S W 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 3287 (in Chinese) [张书文 2008 物理学报 **57** 3287]
- [17] Jia Y, Yi B S, Yang D Z 2009 *Marine Sciences* **33** 82 (in Chinese) [贾岩, 尹宝树, 杨德周 2009 海洋科学 **33** 82]
- [18] Zheng J H, Yan Y X 2001 *J. Hydro. (Ser. A)* **16** 247 (in Chinese) [郑金海, 严以新 2001 水动力学研究与进展 A 辑 **16** 247]
- [19] Mellor G L 2003 *J. Phys. Oceanogr.* **33** 1978
- [20] Panagiotis V B S 2009 (*Ph. D. Dissertation*) (Ohio: Ohio State University)
- [21] Dong Y D M, Wu G X, Liang B C 2010 *Coastal Engineering* **29** 1 (in Chinese) [东野大明, 武国相, 梁丙臣 2010 海岸工程 **29** 1]
- [22] Cui H, Zhang S W, Wang Q Y 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 6609 (in Chinese) [崔红, 张书文, 王庆业 2009 物理学报 **58** 6609]
- [23] Drennan W M, Kahma K K, Terray E A, Donelan M A, Kitaigorodskii S A 1992 *Breaking Waves* (Sydney: Springer) p95
- [24] Qiao F L, Yuan Y, Yang Y, Zheng Q, Xian C, Ma J 2004 *Geophys. Res. Lett.* **31** 11303
- [25] Sun Q, Guan C L, Song J B 2006 *Oceanol. Etlimnol. Sin.* **37** 69 (in Chinese) [孙群, 管长龙, 宋金宝 2006 海洋与湖沼 **37** 69]
- [26] Smith J A 2006 *J. Phys. Oceanogr.* **36** 1403
- [27] Sanchez-Arcilla A, Lemos C M 1990 *Surf-Zone Hydrodynamics* (ISBN: 84-404-6502-5), (Michigan: Centro Internacional de Metodos Numericos en Ingenieria) p310
- [28] Huang S X, Cai Q F, Xiang J, Zhang M 2007 *Acta Phys. Sin.* **56** 3202 (in Chinese) [黄思训, 蔡其发, 项杰, 张铭 2007 物理学报

- 56 3202]
- [29] Sun F, Qian C C, Wang W, Gao S 2003 *Sci. China Ser D: Earth Sci.* **33** 791 (in Chinese) [孙孚, 钱成春, 王伟, 高山 2003 中国科学 (D 辑) **33** 791]
- [30] Sun F, Wei Y L, Wu K J 2006 *Acta Oceanol. Sin.* **28** 1 (in Chinese) [孙孚, 魏永亮, 吴克俭 2006 海洋学报 **28** 1]
- [31] Mellor G L 2004 *Users Guide for A Three-Dimensional Primitive Equation Numerical Ocean Model* (Princeton: Princeton University) p56
- [32] Tolman H L 2002 *Validation of WAVEWATCH III version 1.15 for A Global Domain. NOAA/NWS/NCEP/OMB Technical Note* pp213, 33
- [33] Ma C, Yang J, Wu D, Lin X 2009 *Ocean Dynamics* **60** 667
- [34] Liu L, Fei J F, Lin X P, Song X Z, Huang X G, Cheng X P 2011 *Acta Meteor. Sin.* **25** 625
- [35] Liu L, Fei J F, Lin X P, Zhang L B, Ling C Q, Huang X G, Cheng X P 2011 *Chin. J. Atmos. Sci.* **35** 444 (in Chinese) [刘磊, 费建芳, 林霄沛, 章立标, 令聪倩, 黄小刚, 程小平 2011 大气科学 **35** 444]
- [36] Levitus S 1982 *National Oceanic and Atmospheric Administration Professional Paper* p173
- [37] Wu L G, Wang B, Braun S A 2005 *Mon. Wea. Rev.* **133** 3299
- [38] Shay L K, Black P G, Mariano A J, Hawkins J D, Elsberry R L 1992 *J. Geophys. Res.* **97** 20227
- [39] Bender M A, Ginis I, Kurihara Y 1993 *J. Geophys. Res.* **98** 23245
- [40] Craig P D, Banner M L 1994 *J. Phys. Oceanogr.* **24** 2546
- [41] Zhang H, Chan E S 2003 *J. Phys. Oceanogr.* **59** 331
- [42] Fan Y, Ginis I, Hara T, Wright C W, Walsh E 2009 *J. Phys. Oceanogr.* **39** 2097
- [43] Tseng Y H, Jan S, Dietrich D E, Lin I I, Chang Y T, Tang T Y 2010 *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* **21** 85
- [44] Huang H 2010 *Acta Phys. Sin.* **59** 740 (in Chinese) [黄虎 2010 物理学报 **59** 740]

New parameterization of wave-current interaction used in a two-way coupled model under typhoon conditions*

Liu Lei[†] Fei Jian-Fang Zhang Li-Biao Huang Xiao-Gang Cheng Xiao-Ping

(*Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101, China*)

(Received 28 April 2011; revised manuscript received 24 June 2011)

Abstract

The two important upper ocean physical processes, i.e., radiation stress and wave-induced mixing effects, have not been simultaneously taken into consideration in the wave-current coupled parallel run models. Under the current formulations, neither the effect of stratification nor the error during computation is fully suggested. A new simplified parameterization scheme combining wave radiation stress with wave-induced mixing is introduced into a coupled model which consists of wave (WAVEWATCH III) and current (POM) model, and typhoon KAEMI (2006) is taken as the example to carry out four sets of experiments. The numerical experiments show that the turbulence enhanced by the wave-induced mixing in mixing layer transfers momentum and heat into down water layers, but in general, does not regularly change surface currents. The wave radiation stress transfers momentum horizontally, and thus it changes horizontal currents regularly. When both physical processes are included in this coupled model, two effects are superposed in the simulation. As an important dynamic factor, the current affects the significant wave height and its distribution, which transfers horizontal momentum and makes significant wave height much higher in the present study. Furthermore, the current vector rotates clockwise at the time of the 48th hour due to the inertial oscillation probably being the signal of wave-current interaction amplified by the typhoon approaching.

Keywords: wave radiation stress, wave-induced mixing, wave-current interaction, two-way coupled model

PACS: 92.10.Fj, 92.10.Dh, 92.10.Kp, 92.10.Lq

* Project supported by the National Public Benefit (Meteorology) Research Foundation of China (Grant No. GYHY201106004) and the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41005029, 41105065).

[†] E-mail: liu541226@sina.com