

大气 - 海浪 - 海流耦合模式的建立和 一次台风过程的初步试验*

刘磊[†] 费建芳 黄小刚 程小平

(解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

(2011年9月14日收到; 2011年12月10日收到修改稿)

利用 Linux 系统中共享内存及进程间通信技术, 将广泛应用于大气、海洋、海浪研究的数值模式耦合, 综合考虑了大气对海流和海浪的风力驱动、海洋对大气下垫面的改变及海浪对海洋的浪致混合作用, 建立起高分辨率的中尺度台风模式. 以一次台风过程为模拟背景, 对 2006 年的“格美”台风进行模拟, 利用可得到的观测资料, 对模拟结果进行验证. 结果表明: 模式经过 spin-up 阶段后, 基本能够模拟出实况台风强度的变化趋势, 中心最低气压、风速和路径的模拟与实况较为一致. 同时, 对台风强风条件下的海面降温及海浪高度都有较为合理的再现. 模式误差的出现, 与当前模式微物理过程参数化方案、大尺度初始场、Bogus 台风的构造及海洋模式中海洋上层物理参数化方案等相关.

关键词: 台风, 耦合模式, 数值模拟, 浪致混合效应

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

1 引言

热带气旋的移动总是伴随着大风, 台风浪(指台风的强风引起的巨大海浪)、海面的波浪破碎、气泡生成以及海洋内部的双扩散等物理过程对海洋的热力状况有显著作用. 目前, 关于热带气旋、海浪、海洋上混合层三者之间的相互作用对热带气旋强度影响的研究受到了越来越广泛的重视.

热带气旋发生在海上, 虽然近几年探测手段的多元化增加了海上资料观测密度, 但与细致研究热带气旋的中尺度性质的目标还有很大差距^[1]. 因此, 大力发展中尺度海气耦合模式仍然是当前研究热带气旋的主要手段. 中尺度海气耦合模式需要模拟的对象空间尺度包括大气中 γ 尺度 (2—20 km)、中 β 尺度 (20—200 km)、中 α 尺度 (200—2000 km), 时间尺度具有 10 min 到 10 h 的量级, 而海洋过程不仅包含有中尺度 10—100 km, 还有天气

尺度 100—1000 km, 而时间尺度从几秒到 1—2 个星期.

国外较早开展了中尺度海气耦合模式的研究, 主要集中在美国国家大气研究中心 (NCAR)、美国地球物理流体力学试验室 (GFDL)、加利福尼亚大学洛杉矶分校 (UCLA)、俄勒冈州立大学 (OSU) 等研究院所. 美国海军研究实验室^[2] 发展了一个三维的中尺度海洋大气耦合模式 (COAMPS), 由大气资料同化系统、资料质量控制、初始化、非静力预报模式分量以及静力海洋模式组成. 大气海洋模式分量可以同时运行, 海气模式之间的表层热通量、动量通量和水汽通量在每一模式步长进行交换. 目前, 应用最为广泛的飓风预报模式 (GFDL) 在 2001 年实现了与科罗拉多大学的高分辨率海洋模式 princeton ocean model (POM) 的耦合. GFDL 耦合模式的研究从 1991 年开始, 最初耦合的海洋模式基于一个多层原始方程^[3], 当模式考虑了海气相互作用, 热带气旋的强度模拟显著提高. 对 1995—

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

[†] E-mail: liu541226@sina.com

1998年163个飓风研究中发现^[4],耦合模式模拟飓风中心最低气压的误差减小了26%.自此,GFDL的耦合模式不断改进,极大提高了飓风的模拟效果.NOAA的新一代热带气旋模式——飓风天气研究和预报模式(HWRF)^[5]由NCEP的环境模式中心(EMC)开发完成,并于2007年开通业务运行.该模式是耦合的大气、海洋、飓风预报系统,包括EMC的海浪模式及陆面模式,提高了飓风的强度、结构、海浪、风暴潮和降水的预报水平.HWRF预报系统分辨率达到9 km,使用了先进的资料同化技术,利用NOAA实时雷达观测资料提供飓风内核的三维结构初始场,并应用了GFDL模式中先进的物理方案.

各国科学家也积极发展了各自的中尺度海气耦合模式. Bao等^[6]首次将宾尼法尼亚大学的中尺度大气模式(MM5)、波模型发展实施小组的第三代海浪模式(WAM)和海洋环流模式POM完全耦合,以穿过墨西哥湾的飓风为模拟对象,主要研究了海洋飞沫、海洋上混合层、湾流引起的暖涡和表层波对飓风发展及强度的影响. Moon等^[7,8]耦合了NOAA的平衡波谱模式WAVEWATCH III(WW3)和波边界层模式来预计包括台风状况下的海气动量通量. Zhang等^[9]将加拿大的中尺度可压缩非静力大气模式MC2与海浪模式WW3耦合,加入了海洋飞沫参数化方案,研究了大气、海浪、飞沫之间的相互作用对热带气旋的影响. Fan等^[10]发展的耦合模式包括:热带气旋风场模式、海流模式POM、海浪模式WW3以及海气界面模式,研究了热带气旋环境下波流与大气之间的相互作用.

我国学者也展开了中尺度海气耦合模式的研究. 黄立文等^[11]用MM5V3和ECOM-si耦合(MCM),研究了中尺度海气相互作用对台风暴雨过程的影响. 刘春霞等^[12]将有限区域大气模式WRF与海浪模式WW3耦合,研究模拟了0307号台风“伊布都”中海气相互作用对台风强度、路径、海面风场和降水分布的影响. 蒋小平等^[13]采用MM5和区域海洋模式POM构造出中尺度海气耦合模式,模拟了Krovanh(0312)台风,分析了台风引起的海面降温影响台风强度的机制和海洋对台风相应的特征. 关皓等^[14]将MM5, POM及WW3耦合,对南海台风进行了模拟,结果表明,耦合模式对台风的模拟结果具有较大的改善. Qiu等^[15]耦合了WRF模式和HYCOM(hybrid coordinate ocean

model)模式,对Rita(2005)飓风进行了模拟,研究了水平分辨率对强度预报的影响.

本文以广泛应用在大气、海洋、海浪模拟研究中的WRF模式^[16]、POM模式^[17]及WW3模式^[18]为子模式,利用Linux下进程间通信中的共享内存及信号量技术作为各子模式之间数据传递的通道,并以大气、海洋、海浪之间的相互作用为物理基础,建立起高分辨率的完全耦合的模式系统(图1). 各子模式同步运行,每15 min交换一次数据.

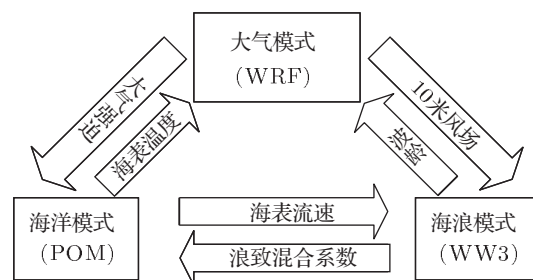


图1 海-气-浪完全耦合模式

2 模式及模拟个例介绍

2.1 海气耦合

海气耦合方面,WRF模式向POM模式提供长波辐射、短波辐射、感热通量、潜热通量及10 m风速,POM模式的4个预报方程包括:动量方程、连续方程和温、盐方程^[17].

动量方程:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla U + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + F_x, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla V + W \frac{\partial V}{\partial z} - fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right) + F_y; \quad (2)$$

在海表面,方程等号右侧第二项可以写为

$$K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = (S_x, S_y), z \rightarrow 0; \quad (3)$$

连续方程:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0; \quad (4)$$

温、盐守恒方程:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta + W \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

$$= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_\theta, \quad (5)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla S + W \frac{\partial S}{\partial z} \\ &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S; \end{aligned} \quad (6)$$

在海表面, 方程右侧第一项可以写为

$$K_H \left(\frac{\partial T}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = -(\langle w\theta \rangle), z \rightarrow 0, \quad (7)$$

其中, $\mathbf{V} = (U, V)$ 是水平速度矢量, ∇ 是水平梯度算子, ρ_0 代表海水参考密度, K_M 是垂向湍黏性系数, S_x, S_y 分别为 x 和 y 方向的风应力, f 为柯氏参数, θ 代表位温, S 为盐度, K_H 为垂向湍扩散系数, (7) 式右侧为海表面温盐通量. 长波辐射通量、短波辐射通量、感热通量、潜热通量作为热力方程 (7) 的开边界条件, 由 WRF 模式提供; 方程 (3) 等号右侧的风应力 S_x, S_y 由 WRF 模式的 10 m 风速计算得到.

同时, POM 模式向 WRF 模式底边界提供海表面温度 (SST).

2.2 浪流耦合

浪流耦合方面, 海浪破碎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^[19,20]. 本文以 Qiao 等^[21] 提出的浪致混合系数 (B_v) 为耦合基础:

$$\begin{aligned} B_v &= \iint_{\bar{k}} E(\bar{k}) \exp\{2kz\} d\bar{k} \frac{\partial}{\partial z} \\ &\times \left(\iint_{\bar{k}} \omega^2 E(\bar{k}) \exp\{2kz\} d\bar{k} \right)^{1/2}, \end{aligned} \quad (8)$$

其中, E 为波能量密度, k 为波数, z 为水位高度, ω 为地转角速度, 这些物理量由 WW3 模式计算得到, 将表面浪对海洋上层的搅拌效应通过 (1) 和 (2) 式加入 POM 模式的动量方程中, 海浪搅拌将表层动量传入更深层海洋中, (1)—(3) 式可以写为

$$\begin{aligned} & \frac{\partial U}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla U + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV \\ &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left[(K_M + B_v) \frac{\partial U}{\partial z} \right] + F_x, \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial V}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla V + W \frac{\partial V}{\partial z} - fU \\ &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left[(K_M + B_v) \frac{\partial V}{\partial z} \right] + F_y, \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} & (K_M + B_v) \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) \\ &= (S_x, S_y), z \rightarrow 0. \end{aligned} \quad (11)$$

浪致混合效应不仅改变了垂直动能黏度系数 K_M , 同时改变了温、盐方程的垂直扩散系数 K_H , (5)—(7) 可以写为

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta + W \frac{\partial \theta}{\partial z} \\ &= \frac{\partial}{\partial z} \left[(K_H + B_v) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + F_\theta, \end{aligned} \quad (12)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla S + W \frac{\partial S}{\partial z} \\ &= \frac{\partial}{\partial z} \left[(K_H + B_v) \frac{\partial S}{\partial z} \right] + F_S, \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} & (K_H + B_v) \left(\frac{\partial T}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) \\ &= -(\langle w\theta \rangle), z \rightarrow 0. \end{aligned} \quad (14)$$

与此同时, POM 模式将海表面流 U_c 传递给 WW3 模式, 在波作用量场中考虑流的影响, 由于波物理量场在移动坐标中不变^[22,23], 以略去了时间倾向项后的一维波动量方程为例:

$$\frac{\partial N}{\partial s} (U_c + C_g) - k \frac{\partial N}{\partial k} \frac{\partial U_c}{\partial s} = F, \quad (15)$$

其中, $N(k, \theta, x, t)$ 为波作用谱, k 为波数, θ 为波方位角, C_g 为群速, U_c 为波传播方向 s 的流速, F 为外源强迫.

2.3 气浪耦合

气浪耦合方面, z_{0m} (动量海表粗糙度) = z_{0h} (热量海表粗糙度) = z_{0q} (水汽海表粗糙度), 由经典的 Charnock 关系表示:

$$z_0 = \beta u_*^2 / g, \quad (16)$$

其中 u_* 是摩擦速度. 在单独的 WRF 模式中, β 是 Charnock 常数, 而大量的观测和数值模拟表明, 海面动力学粗糙度不仅与海面风速有关, 还是海洋状况的函数. Stewart^[24] 基于风浪谱的相似性, 提出了推广的 Charnock 关系, 将其表示为波龄的函数 $\beta = f(c_p/u_*)$, c_p 为相速, c_p/u_* 为波龄参数. Smith 等^[25] 根据 HEXOS 数据的分析, 认为 β 随波龄的增加而减小, 得到 $\beta = 0.48 (C_p/u_*)^{-1}$. 在耦合模式中引入 Smith 等^[25] 建立的海表粗糙度 z_0 与波龄的关系, WW3 模式向 WRF 模式提供波龄, 同时, WRF 模式向 WW3 模式提供驱动海浪的 10 m 风速.

2.4 模拟个例介绍

2006年第5号热带风暴“格美”(KAEMI)于7月19日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日加强成为强热带风暴,21日加强成为台风,于24日15时50分(协调世界时,下同)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24日20时左右进入台湾海峡,并于25日7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”台风登陆后迅速减弱,并以每小时大约10—15 km的速度向偏西方向移动,于25日21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日进入江西境内,并于27日在江西中部偏西地区减弱消失.本文选取“格美”台风在海上快速发展阶段为模拟窗口,即2006年7月20日00时至7月23日00时.

3 模拟初始化

大气模式区域网格采用三重双向嵌套,区域D01, D02, D03的水平分辨率分别为15, 5, 1.67 km,格点数在 x, y 方向分别为 143×142 , 112×112 , 151×151 ,模式时间积分步长分别为90, 30和10 s.三个区域的垂直分层都为27半sigma层.区域D01中心为 130.5°E , 15.2°N ,而D02和D03采用移动网格设置,每15 min移动一次,使得涡旋中心位于区域网格中心(图3为D01及D03区域范围).区域D01的初始场及边界场由每6 h的NCEP全球资料插值得到, D02和D03的初始场及边界场由D01插值得到.相对于实况,由NCEP资料插值得到的涡旋结构较为松散,强度远小于实况,因此,在模式初始场上根据实况强度添加Bogus涡旋是提高台风模拟的有效手段.利用WRF模式中添加Bogus涡旋的方法,在初始场上添加与实况台风中心最低气压990 hPa一致的涡旋,具体的添加方法,可以参考NCAR网站(<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>).在参数化方案的选择方面, D01采用Kain-Fritsch积云参数化方案和Monin-Obukhov边界层方案,而D02和D03由于分辨率较高,没有采用积云参数化方

案,边界层方案为Monin-Obukhov方案. D01区域积分起始于2006年7月20日00时,积分72 h, D02和D03区域在D01区域积分12 h后开始运行,积分60 h. D01, D02和D03区域分别每1 h,每30 min,每15 min输出一次资料,以便更好地研究中小尺度对流系统的发生发展.

海洋模拟区域为北纬 5.75° — 24.5° ,东经 120.75° — 140.25° , x, y 方向水平网格数为 118×113 ,水平分辨率为 $1/6^\circ \times 1/6^\circ$ 经纬度,范围略大于大气模式,地形资料采用ETOP5资料.垂直sigma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.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 $\mathbf{U} \cdot \mathbf{n} = 0$.由于模拟海域面积相对较大而且开边界较长,因此,开边界条件的好坏会直接影响模式的模拟效果.水位、流速的初始场及开边界资料采用马超¹⁾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年月平均的海洋同化资料(simple ocean data assimilation, SODA).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.动力方程的海面边界条件采用2005年快速散射卫星(quick scatterometer, QuikSCAT)3 d平均的10 m风场资料,并将其转换为风应力.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,得到稳定的2005年该区域海洋状态.

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日00时.此模拟时段的水位、流速的开边界条件仍旧采用马超¹⁾提供的大区模式结果.温盐开边界条件采用2006年的SODA月资料,动力方程的海面边界条件采用2006年QuikSCAT卫星3 d平均的10 m风场资料,并将其转换为风应力.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.

WW3的区域范围及水平分辨率与POM完全一致.模式能够分辨的最小水深为2 m,模式积分时

1) 由中国海洋大学海洋环境学院马超博士提供模式边界场动力条件.

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.

4 模拟结果验证

以上海台风研究所提供的“格美”台风资料为实况, 利用耦合模式 D01 区域输出的 15 km 分辨率资料, 对模拟台风的中心最低气压、最大风速及路径进行检验. 图 2(a) 中, 实况台风的中心最低气压在前 18 h 呈缓慢下降趋势, 而在模拟台风中, 由于模式积分开始后的 spin-up, 中心最低气压偏离实况, 呈快速下降趋势 [26]. 第 12 h 开始, 嵌套的小网格开始积分, 模拟台风的中心最低气压下降程度趋缓, 之后略微升高, 直到第 24 h, 中心最低气压接近实况. 第 24—30 h, 实况台风的中心最低气压维持稳定, 从第 30 h 开始快速下降, 第 42 h 达到 960 hPa, 为整个试验阶段的最低值. 对于模拟台风, 从第 24 h 开始, 中心最低气压开始快速下降, 在第 42 h 达到 954 hPa 的最低值, 与实况台风基本保持了相似的下降趋势. 此后, 实况台风中心最低气压维持稳定, 而模拟台风开始缓慢升高, 这可能主要与耦合模式中过强的冷水上涌现象所导致的台风减弱有关. 耦合模式对“格美”台风中心最低气压的模拟优于 Rogers 等 [27], Yang 等 [28] 对具有相近强度的“Bonnie”, “Nari” 台风的模拟.

在最大风速对比中 (图 2(a)), 实况风场前 12 h 缓慢增强, 从第 12 h 开始, 风速快速增长, 经过第 24—30 h 风速维持不变的阶段后, 开始继续加速, 直到第 48 h 达到 40 m/s 后, 风场维持稳定. 模式初始场上 Bogus 台风与边界场的不匹配导致强烈的 spin-up, 在起始阶段存在较大的风速波动, 当嵌套网格在第 12 h 开始积分后, 风速快速下降, 第 24 h 达到 28 m/s 后, 趋于稳定. 此后, 模拟风场与实况台风保持了相似的变化趋势, 逐渐增强, 但模拟风场始终弱于实况. 从第 48 h 开始, 模拟台风风场减速, 第 54 h 后, 风速持续降低, 与之对应的是模拟台风的中心最低气压在第 54 h 后升高, 说明模拟风场和气压场在动力上较为匹配 [26].

图 2(b) 是台风路径对比图, 总体上看, 耦合模式能够合理地模拟出台风路径. 由于模式初始场采用了 Bogus 台风, 模拟台风中心位置与实况的初始误差为 0. 此后, 由于模式的 spin-up, 模拟台风向西移动, 与实况路径误差增大. 从第 6 h 开始到 24 h, 模拟台风与实况台风移动方向基本一致, 呈西北向

移动, 且路径误差逐渐减小, 但模拟台风的移速略快于实况, 这将导致强风引起的海温降低程度略小 [29]. 第 24 h, 模拟台风与实况台风路径相交后, 继续呈西北偏北方向移动, 第 42 h 之前, 模拟台风的移动速度仍然快于实况, 但第 42 h 之后, 模拟台风的移动开始向西转向, 强度达到最强, 移动速度明显降低, 此时, 与实况台风速度一致. 第 60 h 后, 实况台风移动方向略偏北, 两条台风路径再一次交汇, 此后, 实况台风呈西北偏北方向移动, 而模拟台风为西北偏西方向移动.

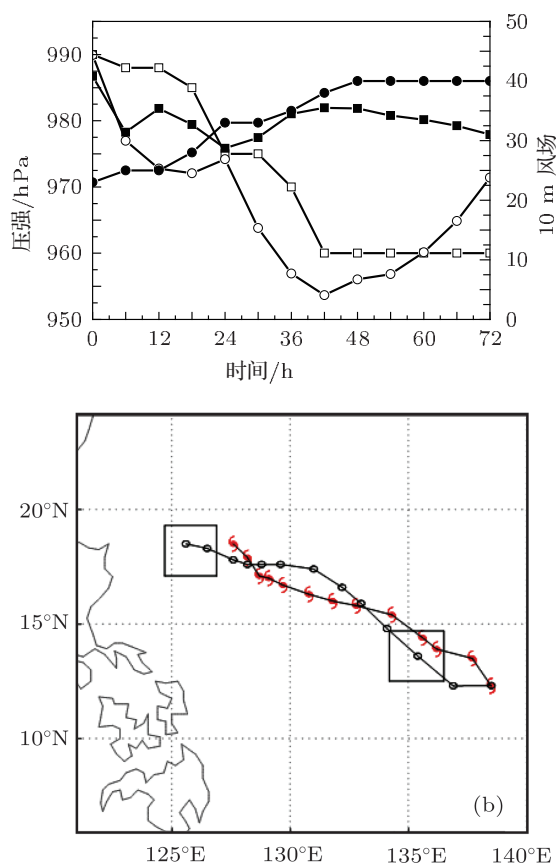


图 2 耦合模式得到的台风与实况对比 (a) 强度, 中心最低气压: ● 为实况, ■ 耦合模式模拟; 10 m 最大风速: □ 实况, ○ 耦合模式模拟; (b) 路径, 台风符号为实况, ○ 耦合模式模拟

台风通过海洋, 最明显的现象是在其路径右侧 (北半球) 1—2 个最大风速半径范围内, 出现 1°C — 6°C 的 SST 下降. 伴随台风的强风而产生的强烈扰动混合, 加深了海洋混合层 (OML), 将更深的冷水挟卷到表层, 导致 SST 降低. 以 0.25° 的 AMSR+AVHRR 资料 (<ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/NetCDF/2006/AVHRR-AMSR/>) 作为实况, 与耦合模式输出的海表面温度进行对比, 耦合模式能够合理再现台风风场下海洋的响应特征, 对黑潮及棉兰老流等能够进行合理的

模拟. 图 3 分别列出了第 24, 48, 72 h 的海表面温度对比图. 第 24 h, 实况海温在该时次台风中心右侧 (从路径方向看) 出现了相对于周围海温 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的降温, 但由于此阶段台风强度不强, 冷尾效应不明显. 同时, 台湾岛以东洋面存在 $27.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的低温区域, 与该海区存在大量的涡旋有关^[30]. 北赤道流在 15°N 附近分流, 北向流为黑潮, 南向流为棉兰老流, 是菲律宾群岛以东沿岸及吕宋海峡海温相对较高的原因. 在模拟海温中, 耦合模式基本模拟出了台风移动路径附近 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的海温降低现象及菲律宾群岛以东沿岸较高的海温, 但强风导致的降温海域范围小于实况, 主要原因是该时段台风移动速度较

快^[31,32]. 台湾岛以东海域, 海温明显低于实况, 可能与北侧边界条件的选取有关. 第 48 h, 实况台风风场及中心最低气压都达到最强, 强烈的大风导致深层冷水上涌, 在台风中心附近海面出现了 $26.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的低温. 相对实况资料, 耦合模式输出的降温更为显著, 最低达到 $25.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, 且低温海区范围更大, 与台湾岛东侧低温海域相连. 此时, 模拟台风风场弱于实况, 而较低海温的出现, 可能由风速计算得到的风应力与实况不匹配所导致. 第 72 h, 实况台风中心附近海温没有进一步降低, 但低温海区范围相对扩大. 耦合模式中, 台风中心附近的海温进一步降低, 达到 $24.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, 比实况低 $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$. 此阶段, 与风速

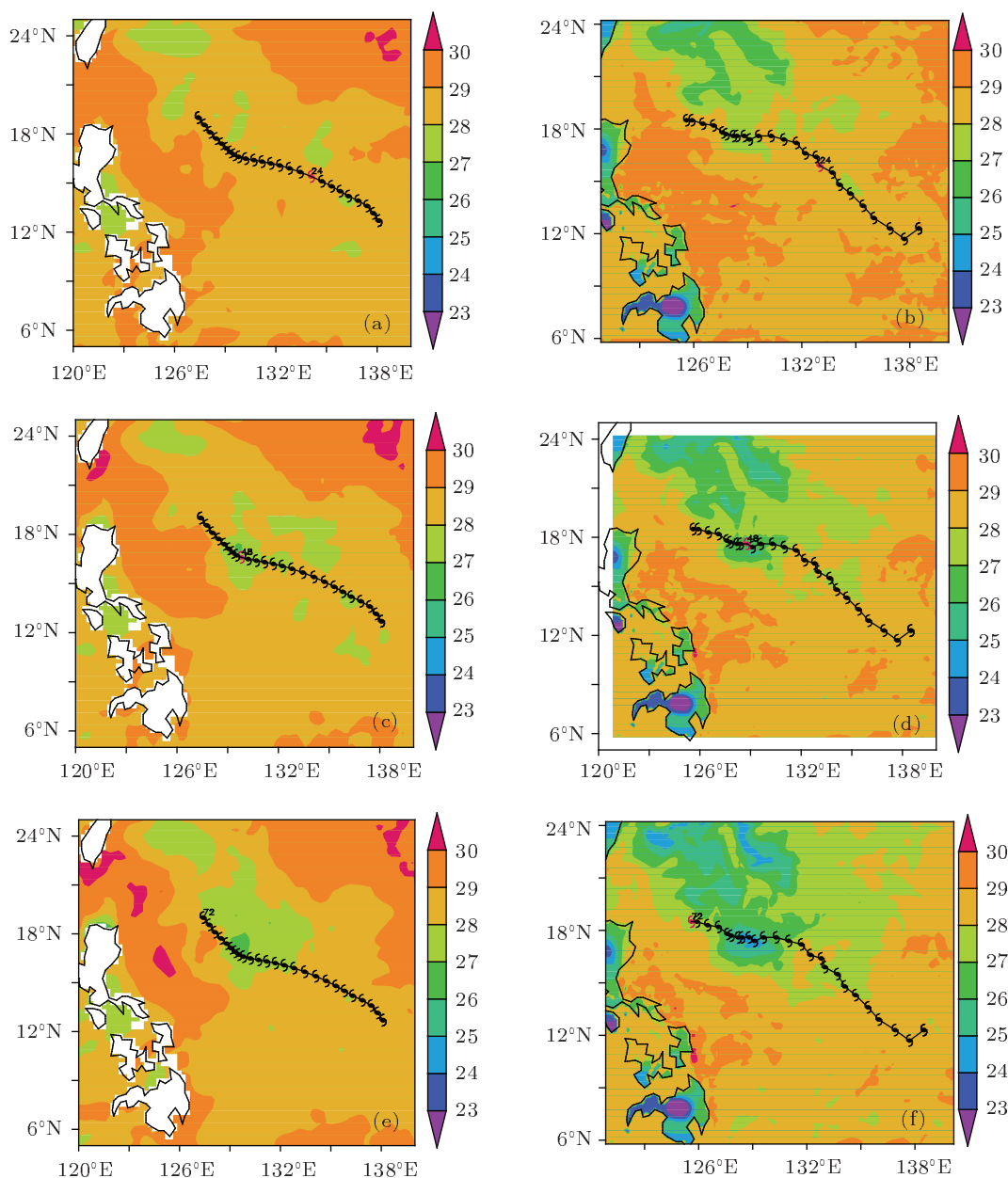


图 3 海表面温度及台风路径, 左侧一列为实况资料, 右侧一列为模式模拟结果 (a), (b) 第 24 h; (c), (d) 第 48 h; (e), (f) 72 h

紧密相关的风应力相对减小,但降温程度进一步加深,主要与台风引起的惯性重力震荡^[33]有关.

海浪作为海洋上层一种重要的物理现象,其发展和传播对海洋上层动力场及热力场具有较大影响^[34],同时,浪高改变大气下垫面粗糙度,影响了海洋向大气的动量、感热和潜热输送. 本文利用 Jason-1 卫星高度计资料 (http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/jason1info.html) 验证耦合模式对海浪的模拟效果. 第 52 h, Jason-1 卫星恰好划过模式海区,图 4 给出了海浪分布图及卫星轨道. 台风中心附近最大浪高达到 8 m,随着向外距离的增加,海浪高度逐渐降低. Jason-1 卫星轨道上海浪最高达到 3.5 m,耦合模式在 12.5°N 以南对浪高的模拟与实况较为吻合,在 12.5°N 以北,对浪高的模拟偏高,但总体上模拟出了海浪在卫星轨道上的分布趋势.

利用飓风卫星 (HURSAT) 计划 (<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/rsad/hursat>) 提供的空间分辨率为 8 km 的降水率图来验证耦合模式对眼墙非对称结构的模拟效果. 图 5 为 2006 年 7 月 21 日 12 时“格美”台风的降水率分布,降水主要集中在台风眼的周围,最大降水率出现在眼区西-西南侧,耦合模式对该非对称结构成功再现. 实况中,内雨带位于眼区西南侧,外雨带主要集中在眼区南侧和东南侧,位于 12°N 以南. 耦合模式所得结果中,西南侧的内雨带与实况较为一致,但眼区南侧外雨带相对实况更为靠近眼区,位于 12°N—16°N 之间,同时,眼区东侧的降水率略强于实况. 耦合模式得到的台风降水尺度在纬向范围上与实况一致,但雨带向南的扩展范围小于实况,可能与耦合模式所得海温在台风路径左侧降温范围较大有关.

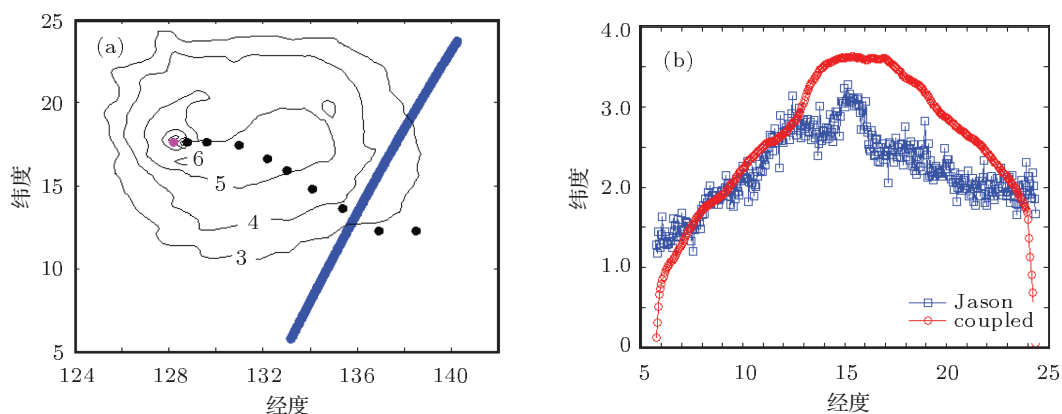


图 4 (a) 第 52 h 海浪分布图及卫星轨道; (b) 为 (a) 中卫星轨道上的海浪高度分布 (单位: m)

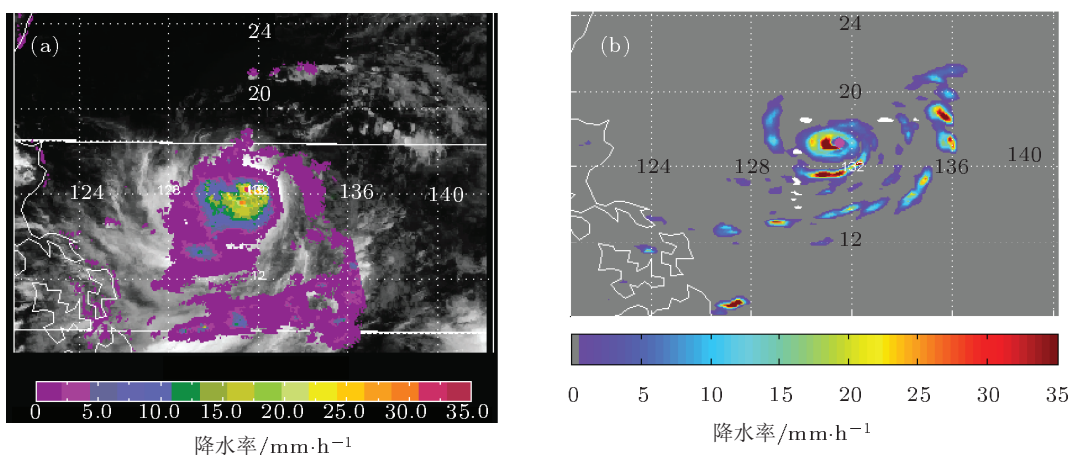


图 5 降水率图 (a) 飓风卫星计划提供的 8 km 分辨率的降水率图; (b) 耦合模式模拟得到的降水率图

5 结论

本文利用 Linux 系统中进程间通信技术, 将广泛应用于大气、海洋、海浪研究中的 WRF, POM, WW3 模式耦合, 综合考虑了海气耦合、气浪耦合及浪流耦合, 建立起高分辨率的中尺度台风模式。

总体上看, 经过 spin-up 阶段后, 耦合模式基本能够模拟出实况台风强度的变化趋势, 中心最低气

压、风速和路径的模拟与实况较为一致。同时, 对台风强风条件下的海面降温及海浪高度都有较为合理的再现。模式误差的出现, 与当前模式微物理过程参数化方案、大尺度初始场、Bogus 台风的构造及海洋模式中海洋上层物理参数化方案等相关。本文不讨论误差产生的具体原因, 主要利用上述模拟结果, 着重分析垂直风切变与眼墙非对称结构的关系。

- [1] 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]
- [2] Richard M H 1997 *Mon. Wea. Rev.* **125** 1414
- [3] Bender M A, Ginis I, Kurihara Y 1993 *J. Geophys. Res.* **98** 245
- [4] Ginis I, Shen W, Bender M A 1999 *23th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology* Dallas, Texas, Jan. 10–15 p607
- [5] Surgi N, Gopalkrishnan S, Liu Q, Tuleya R, O'Connor W 2006 *27th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorolog* Monterey California, April 23–28 2006 p7A2
- [6] Bao J W, Wilczak J M, Choi J K, Kantha L H 2000 *Mon. Wea. Rev.* **128** 2190
- [7] Moon I J, Hara T, Ginis I, Belcher S E, Tolman H 2004 *J. Atmos. Sci.* **61** 2321
- [8] Moon I J, Ginis I, Hara T 2004 *J. Atmos. Sci.* **61** 2334
- [9] Zhang Y, Perrie W, Li W 2006 *Mon. Wea. Rev.* **134** 2418
- [10] Fan Y L, Ginis I, Hara T 2009 *Amer. Meteor. Soc.* **39** 1019
- [11] Huang L W, Wu G X, Yu R C 2005 *Acta Meteor. Sin.* **63** 455 (in Chinese) [黄立文, 吴国雄, 宇如聪 2005 气象学报 **63** 455]
- [12] Liu C X, Qi Y Q, Liang J Y 2005 Chinese Meteorological Society 2005 Annual Meeting Suzhou, China, October 24–25, 2005 (in Chinese) [刘春霞, 齐义泉, 梁建茵 2005 中国气象学会 2005 年年会, 中国苏州, 2005 年 10 月 24–25 日]
- [13] Jiang X P, Liu C X, Qi Y Q 2009 *Chinese J. Atmosph. Sci.* **33** 99 (in Chinese) [蒋小平, 刘春霞, 齐义泉 2009 大气科学 **33** 99]
- [14] Guan H, Wang H J, Zhou L, Yang S 2011 *Chinese J. Geophys.* **54** 1141 (in Chinese) [关皓, 王汉杰, 周林, 杨松 2011 地球物理学报 **54** 1141]
- [15] Qiu X, Xiao Q N, Tan Z M, Michalakes J 2011 *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137** 2149
- [16] Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J 2005 *A Description of the Advanced Research WRF Version 2*. NCAR Tech. Notes-468+STR.
- [17] Mellor G L 2004 Users Guide for a three-Dimensional Primitive Equation Numerical Ocean Model, <http://WWW.aos.princeton.edu/wwwPUBLIC/htdocs.pom/FTPbackup/usersguide0604.pdf> (2011. 8.1)
- [18] Tolman H L 2002 *Validation of WAVEWATCH III version 1.15 for A Global Domain*. NOAA/NWS/NCEP/OMB Technical Note 213, pp33
- [19] Zhang S W 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 3287 (in Chinese) [张书文 2008 物理学报 **57** 3287]
- [20] 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]
- [21] Qiao F L, Yuan Y, Yang Y, Zheng Q, Xian C, Ma J 2004 *Geophys. Res. Lett.* **31** L11303 doi: 10. 1029 / 2004 GL019824
- [22] Fan Y, Ginis I, Hara T 2009 *J. Phys. Oceanogr.* **39** 1019
- [23] Liu L, Fei J F, Zhang L B, Huang X G, Cheng X P 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 059201 (in Chinese) [刘磊, 费建芳, 章立标, 黄小, 程小平 2012 物理学报 **61** 059201]
- [24] Stewart R W 1974 *Boundary-Layer Meteorol.* **6** 433
- [25] Smith S D, Anderson R J, Oost W A 1992 *Boundary-Layer Meteorol.* **60** 109
- [26] Zhu T, Zhang D L, Weng F 2004 *Mon. Weat. Rev.* **132** 225
- [27] Rogers R, Chen S, Tenerelli J, Willoughby H 2003 *Mon. Wea. Rev.* **131** 1577
- [28] Yang M J, Zhang D L, Huang H L 2008 *J. Atmos. Sci.* **65** 3095 doi:10.1175/2008JAS2453.1
- [29] Black P G 1983 *Ph. D. Dissertation* (Pennsylvania: Pennsylvania State University) p278
- [30] Zhou H, Guo P F, Xu J P, Liu Q Y 2007 *J. Ocean University of China* **37** 181 (in Chinese) [周慧, 郭佩芳, 徐建平, 刘秦玉 2007 中国海洋大学学报 **37** 181]
- [31] Bender M A, Ginis I, Kurihara Y 1993 *J. Geophys. Res.* **98** 23245
- [32] Cione J J, Uhlhorn E W 2003 *Mon. Wea. Rev.* **131** 1783
- [33] Tsai Y L, Chern C S, Wang J 2008 *J. Oceanography* **64** 115
- [34] 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]

The development of atmosphere-current-wave fully coupled model and its application during a typhoon process*

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

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

(Received 14 September 2011; revised manuscript received 12 October 2011)

Abstract

The shared memory and semaphores of inter-process communication in Linux system are used as the pipeline to couple the WRF, POM and WW3 models. The forcing from atmosphere to sea and wave, the changes in atmospheric underlying surface induced by ocean and the wave-induced mixing are all involved in the high-resolution fully coupled typhoon model. The typhoon 'KAEMI' is taken as a simulated example and the outcomes are compared with the available observation data to verify the good performance of the fully coupled model. The results show that after the spin-up, the coupled model could reproduce the typhoon, and the simulated surface lowest pressure, wind speed and track are all consistent with the observations. Meanwhile, the model can also have a good performance about the sea surface temperature cooling and the significant wave height. The simulated errors are related to the microphysical process parameterizations, the large initial fields, the construction of bogus typhoon and the physical process parameterization in upper ocean.

Keywords: typhoon, the coupled model, numerical simulation, wave-induced mixing

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