

刘磊, 费建芳, 林霄沛, 等. 2011. 海气相互作用对“格美”台风发展的影响研究 [J]. 大气科学, 35 (3): 444–456. Liu Lei, Fei Jianfang, Lin Xiaopei, et al. 2011. Effect of air – sea interaction on typhoon Kaemi [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (3): 444–456.

海气相互作用对“格美”台风发展的影响研究

刘磊^{1, 2} 费建芳¹ 林霄沛² 章立标¹ 令聪倩³ 黄小刚¹ 程小平¹

1 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

2 中国海洋大学海洋环境学院, 青岛 266100

3 中国人民解放军 61741 部队, 北京 100094

摘要 西北太平洋是全球唯一一年四季都有热带气旋生成的海域, 同时, 我国沿海紧临该海域, 是受热带气旋影响最为严重的国家之一。本文通过建立海气耦合模式, 以西北太平洋西边界流系源区为研究区域, 通过对“格美”台风的数值模拟结果分析, 研究海气相互作用对热带气旋发展的影响, 对提高台风的数值模拟及预报水平有重要意义。研究表明: 耦合作用引起的海表面温度 (SST) 降低减弱了台风强度, 在模拟前期与实况台风强度更为吻合, 在后期弱于实况, 而台风移动路径受耦合作用的影响不大。台风移动速度及强度决定了 SST 降温幅度, 降低幅度最大可达 4℃以上, 但 SST 对大气的响应具有一定的滞后性, SST 下降区在台风移动方向上落后于高风速区。台风中心附近大风的抽吸及挟卷作用引起深层低温海水上涌使得 SST 降低, 该冷尾过程至少持续 54 小时以上。SST 的改变决定了热通量的输送, 在 SST 不变的情况下, 近地面层风速影响了热通量的分布。垂直上升对流的加强、减弱与台风强度息息相关, 42 小时之前不断加强的上升对流运动是台风达到最强的原因, 此后下沉运动不断加强, 导致台风强度减弱。耦合作用增加台风内部涡度的非对称性, 但减弱了中心涡度向高层扩展趋势, 这可能是耦合作用通过热力因子间接影响动力结构的途径。

关键词 海表温度 台风 中尺度海气耦合模式 热通量

文章编号 1006-9895(2011)03-0444-13 **中图分类号** P444 **文献标识码** A

Effect of Air – Sea Interaction on Typhoon Kaemi

LIU Lei^{1, 2}, FEI Jianfang¹, LIN Xiaopei², ZHANG Libiao¹, LING Congqian³,
HUANG Xiaogang¹, and CHENG Xiaoping¹

1 Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

2 Institute of Ocean Environment, Ocean University of China, Qingdao 266100

3 PLA 61741 Troops, Beijing 100094

Abstract The northwestern Pacific is the only region where tropical cyclones (TCs) are generated all year round. China is one of the countries which are badly affected by TCs. A air – sea coupled model has been developed, focusing on the source region of the northwestern Pacific western boundary current system. Here, typhoon Kaemi is taken as an example to study air – sea interaction. The results show that: The SST cooling induced by the air – sea interaction weakens the typhoon, and the model results are consistent with observation during early simulation. However, 42 h later, the simulated typhoon is weaker than the observation. The typhoon track is scarcely influenced by the air – sea interaction. The SST cooling extent is determined by the relationship between typhoon moving speed and intensity and the maximum cooling is more than 4℃. The SST cooling zone drops behind the region of maximum

收稿日期 2010-02-21, 2010-12-09 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2009CB421502

作者简介 刘磊, 男, 博士研究生, 主要从事中尺度海气相互作用的研究。E-mail: liu541226@sina.com

wind speed along the typhoon track. The pumping and mixing induced by winds around the typhoon center bring cold water up and get the SST cooling. Such cold wakes last more than 54 hours. The changing of SST determines heat fluxes transport. Once the SST is constant, the heat fluxes are determined by the low-lying wind. Vertical convection is closely related to the typhoon intensity. Before 42 h, the ascending convection is the reason of typhoon intensification. Hereafter, the downdraft results in typhoon weakening. The coupling adds asymmetry of typhoon vorticity, and prevents its trend of ascending much higher. Maybe this is the mechanism of thermal factor affecting the dynamical structure.

Key words sea surface temperature, typhoon, coupled mesoscale atmosphere–ocean model, heat fluxes

1 引言

海洋作为大气的下垫面在热带气旋的发生发展过程中起着重要作用。Gray (1968) 指出, 形成热带气旋的最低海表温度为 26℃。Tuleya and Kurihara (1982) 以及 Emanuel (1986) 认为热带气旋的能量主要从海洋表面得到, 并且其强度与海表面温度(简称 SST) 相关性较高。Emanuel (1988) 和 Gray (1998) 认为足够暖的海洋提供对流发展的必要热能和表层热通量。Raper (1992) 针对大西洋热带气旋指出, 热带气旋的能量来自热带海洋, 并且在对流层高层释放能量促进风暴发展, 更暖的 SST 可以导致更强的飓风。Gray (1990)、Gray et al. (1997) 从大的时间尺度上将 SST 的长期变化与大西洋热带气旋活动相联系, 其研究对象主要是表面最大风速大于 50 m/s 的热带气旋。Cheung (2004) 在对西北太平洋 1990~2001 年 405 个热带气旋个例的研究中发现, 其中一半的热带气旋(TC) 形成时 SST 为 29℃, 最小和最大海表温度分别为 27℃ 和 30℃, 仅有两个个例低于 26℃。这两个个例都处于高纬地区, 其他动力因素可能在热带气旋生成过程中起到了更为重要的作用。雷小途等 (2009) 从全球变暖的角度, 全面综述了台风的活动, 强调了海表温度对台风强度变化的影响。

海温的高低决定了热通量的传递, 从而影响了热带气旋强度。Emanuel (1999) 的研究表明, 风暴引起的 SST 异常中的对称分量在降低台风强度中起到了主要作用, 因为 Emanuel (1999) 用一个二维对称飓风模式耦合了一维海洋模式, 成功地模拟了一个风暴的强度演变过程。Cione and Uhlhorn (2003) 指出仅在 TC 内核区域的 SST 降温可以影响 TC 强度, 当 TC 过后在暖涡中引起的 SST 降温并不会明显影响风暴强度, 这个结论与 Wu et al. (2005) 的研究相一致。Emanuel (2003) 认为热

带气旋的热力势强度(PI)与海表温度相关, 更高的海表温度有着更高的能量转化率, 同样有更大的热力势强度(PI)。但 Emanuel et al. (2004) 随后指出热带气旋的实际强度与热力势强度(PI)不同, 因为热带气旋强度的影响因子还包括: 水平风切变、眼墙混合率以及海洋混合比。他认为热带气旋内实际风速与热力势强度比是常数, 当海表温度增加 0.5℃, 热带气旋强度增加 10%。Knutson and Tuleya (2004) 用更为成熟的模式得到了类似的预测。在 Ren and William (2006) 的研究中, SST 降低 1.0℃, 热带气旋强度衰减 7 hPa, 与 Emanuel (1988) 基于将热带气旋视为热机(Carnot engine)的理论得出的在典型热带气旋环境条件下 10 hPa/℃的结果相近; 而 Holland (1997) 利用热动力方法的研究结果给出的定量关系是 33 hPa/℃。Zhu et al. (2004) 的研究中 SST 改变 1.0℃, 热带气旋强度可衰减 20 hPa, 这与 Chan et al. (2001) 利用耦合模式得出的 16 hPa/℃的比值比较接近。Emanuel (2007) 和 Schade (2000) 指出台风眼内温度与海水之间的温度梯度的减小能够明显的增加热带气旋最大风速。

国内方面, 马艳等 (2007) 的研究指出, 台风路径不敏感于 SST 的变化, 而台风强度的变化不仅取决于由台风移动引发的 SST 冷却幅度大小, 而且取决于 SST 冷却区域的相对位置。吴迪生等 (2001) 在分析浮标、海洋实测以及站点观测等资料的基础上, 研究了南海热带气旋环流内海—气界面间热通量交换问题, 认为潜热输送的正负与水温和露点相关, 因此, 海洋与大气的响应方向与季节有关。Duan et al. (1998, 2000) 用一个混合层海洋模式和一个 11 层的大气模式进行耦合, 研究结果表明, 由于热带气旋的作用, 海洋的下层冷水上翻, 其反馈作用是减弱了热带气旋的强度。同时, 热带气旋过后的海洋上留下的“冷尾”对后续的热

带气旋强度减弱作用也可以通过数值试验进行模拟。黄立文等(2005)发展了一个中尺度海—气耦合模式MCM, 其中海洋模式为ECOM-si, 大气模式可在中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室建立的区域Eta坐标模式(Regional Eta-coordinate Model, 简称为LASG-REM)和MM5之间选择, 并利用该模式模拟了Winnie(1997)台风过程, 结果表明考虑了海—气相互作用能使台风中心气压在模拟时段的第48小时和72小时分别回升9.9 hPa和3.5 hPa。储惠芸等(2007)研究发现, 西北太平洋海域热带气旋活动趋势与上层海洋热力异常变化(上层海洋热含量)以及对流层低层的西风异常之间有着显著的相关关系, 而与海洋表面温度无显著关系。孙璐等(2008)应用Topex/Poseidon卫星高度计海面高度距平(SSHA)资料以及星载微波成像仪(TMI)的逐日海表温度数据, 对两个局地生成的热带气旋(1999年台风Leo和2000年台风Wukong)引起的南海北部海洋响应过程进行研究。发现在热带气旋影响下, 海面高度显著降低, SSHA平均减少30 cm, 流场上出现气旋型环流, 海表温度显著降低, 降低幅度为2℃左右, 在其尾迹上出现冷涡; 相对于降温过程, 海表温度的恢复过程非常缓慢; 热带气旋强度突变或移行较缓时易引起海洋的强烈响应, 这种响应的空间和时间尺度都较大, 持续时间至少1周, 发生响应的海域范围也很广, 甚至可以跨越3个纬度的距离。姜洪峰等(2009)利用中尺度海气耦合模式研究南海上层对台风Chanchu的响应中发现, 南海对台风的响应具有很明显的近惯性振荡特征。

Emanuel(1986)提出的蒸发风反馈[wind-induced surface heat exchange processes(WISHE)]理论, 从海气相互作用方面解释了热带气旋形成、加强的过程, 但该理论始终认为内核区满足梯度风平衡关系, 而大量的试验数据表明该假设在边界层的内核区是不正确的(Montgomery et al., 2010)。Smith et al.(2005, 2009)和Montgomery et al.(2006, 2010)、Montgomery and Smith(2010)提出热带气旋的形成和加强, 主要由涡度热塔[vorticity hot towers(VHTs)]集中发展而来, 该对流过程在热带气旋形成中得到了实况验证(Guimond et al., 2010)。热带气旋加强过程中, 内核区的边

界层满足超梯度风关系(合力向外), 涡度及绝对角动量径向辐合, 并向上抬升(Montgomery et al., 2010)。以上理论建立在轴对称模型及不考虑三维海洋状况的基础上。海洋作为大气的下垫面, 是热带气旋发展的能量源, 在热带气旋形成、加强中, 影响热焓输送, 对中尺度对流系统的发展、非对称结构的塑造、涡度的输送都具有显著影响。同时, 海洋受台风大风影响, 温跃层下的冷水上涌, 引起海表面温度降低, 对大气的负反馈机制影响台风结构, 尤其是眼区附近, 非对称的海面降温对眼墙的非对称结构有较大影响。本文在此基础之上, 通过建立海气耦合模式, 研究了台风条件下的海温异常, 及其对大气动力、热力方面的影响。第2节主要介绍所用模式, 第3节描述了试验设计, 第4节对试验结果进行了分析, 第5节是结论。

2 耦合模式介绍

2.1 WRF模式介绍

WRF3.1.1模式由NCAR中小尺度气象处、NCEP的环境模拟中心、预报系统实验室[Forecast Systems Laboratory(FSL)]的预报研究处和奥克拉荷马大学的风暴分析预报中心四部门联合发起建立, 并由美国国家自然科学基金(NSF)和美国国家海洋大气管理局(NOAA)共同支持。WRF模式是一个完全可压非静力模式, 控制方程组都写为通量形式。网格形式与第五代NCAR/Penn大气模式[The Fifth-Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model(MM5)]的Arakawa B格点不同, 而是采用Arakawa C格点, 有利于在高分辨率模拟中提高准确性。

目前, WRF模式中已经包含了许多物理选项: 云微物理方案、积云参数化方案、长波辐射方案、短波辐射方案、边界层(PBL)湍流方案、表层、陆面过程参数化方案和次网格尺度扩散方案。

2.2 POM模式介绍

美国普林斯顿大学的海洋模式[Princeton Ocean Model(POM)]具有以下几个主要特征:(1)应用一个二阶湍封闭模型来提供垂直混合系数;(2)垂直方向应用 σ 坐标以便更好地拟合海底地形;(3)水平采用正交曲线网格和交错“C”网格, 可以较好地匹配海岸边界;(4)水平和时间差分格式为显式, 垂直差分格式为隐式;(5)内外模

态分开计算, 外模态是二维的, 时间步长较短, 内模态是三维的, 计算时间步长较长; (6) 包含完整的热力学方程组; (7) 包含了一套物质扩散输运和拉格朗日追踪子模块。模式的 4 个预报方程包括: 动量方程、连续方程和温盐方程。

动量方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla u + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = \\ -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_x, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla v + w \frac{\partial v}{\partial z} - fu = \\ -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_y, \end{aligned} \quad (2)$$

连续方程:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

温盐守恒方程:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + F_\theta, \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla S + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right] + F_S, \quad (5)$$

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 是垂直湍粘性系数, f 为科氏参数, θ 代表位温, S 为盐度, K_H 为垂直湍扩散系数。

2.3 耦合方案

本文利用 Linux 下进程间通信中的共享内存及信号量技术来作为不同模式之间数据传递的通道。大气作为海洋的上边界, 通过热力和动力因素影响海洋环流的发展。其中, 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 (4) 的开边界条件, 由大气模式提供; 方程 (1)、(2) 中等号右边第二项, 由大气模式的 10 m 风速转换为风应力输入。海表温度 (SST) 作为海洋模式的输出结果, 提供给大气模式的边界层方案。两个模式运行中, 每小时互相传递一次数据。

3 试验设计

3.1 模拟个例

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 23:50 (北京时) 在我国台湾省台东县沿海登陆, 登陆时中心附近最大风力为 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 04 时左右进入台湾海峡, 并于 25 日下午 15:50 (北京时) 在福建晋江沿海再次登陆, 登陆时中心附近最大风力为 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 05 时 (北京时) 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。

3.2 大气模式设置

大气模式试验区域格点数为, 143×142 , 区域中心经纬度为 ($15.2^\circ\text{N}, 130.5^\circ\text{E}$), 水平分辨率为 15 km, 垂直分为 27 个 σ 层, 时间步长 60 s。积云参数化方案为 Kain-Fritsch 方案, 表层方案为 Monin-Obukhov 方案, 模式初始场及 6 小时一次的边界场由 NCEP 资料提供, 模拟时间为 2006 年 7 月 20 日 00 时到 2006 年 7 月 23 日 00 时 (协调世界时, 下同) 共 72 小时, 每 6 小时输出一次模拟结果。

3.3 海洋模式设置

海洋模拟区域为 ($5.75^\circ\text{N} \sim 24.5^\circ\text{N}, 120.75^\circ\text{E} \sim 140.25^\circ\text{E}$), 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。垂直分为 16 个 σ 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 $\mathbf{U} \cdot \mathbf{n} = 0$ 。计算海域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

^① 海洋开边界条件由中国海洋大学海洋环境学院的马超博士提供。

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 [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 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。其它模式设置与 2005 年一致。

2006 年 7 月 20~23 日为模式耦合阶段, 动力方程的海面边界条件采用大气模式的 10 m 风场, 热力强迫采用大气模式的长短波辐射及潜热、感热通量。模式每 6 小时输出一次结果。

试验方案如下:

(1) ctrl 方案: 单独的大气模式结果, 海表温度由 NCEP 提供, 在模式模拟阶段, 维持不变;

(2) coup 方案: 大气与海洋耦合模式的模拟结果。

4 试验结果分析

4.1 台风强度和路径

本文以中国气象局上海台风研究所台风报文资料作为实况来对两个试验方案进行检验。初始时刻观测台风强度为 990 hPa。由于台风发生在海上, 观测资料的匮乏导致由 NCEP 资料插值得到的初始场上台风强度明显偏弱。本文使用 WRF3.1.1 中 bogus 方案, 在模式初始场添加人造台风, 其中, 兰金涡旋的尺度因子选为 0.9 (模式建议设定值), 通过给定最大风速 (28 m/s), 将初始场上台风中心最低气压加强到与实况一致 (990 hPa)。

实况台风前 18 小时中心最低气压下降缓慢, 在第 18 小时 (7 月 20 日) 仅为 985 hPa, 之后 6 小时台风迅速加强, 达到 975 hPa。7 月 21 日 00 时到 06 时台风强度维持不变, 此后 12 小时, 台风强度迅速增强, 达到 960 hPa。至此, 台风完成了加强过程, 维持中心最低气压 960 hPa 不变。

对于两个试验方案 (图 1), 台风中心最低气压迅速下降, 达到 976 hPa, 比实况低 12 hPa, 这种现象的出现与人为加强台风有关。而中心最低气压变化曲线差别很小, 耦合作用对台风强度的影响还没有显现。从模式模拟的第 12 小时到 24 小时, 两个试验方案的台风中心最低气压不断加强, 耦合作用开始显现, coup 方案与 ctrl 方案中的台风中心最低气压差在第 18 小时最小为 2.8 hPa, 在第 24 小时最大为 5.4 hPa。在第 42 小时, 两个试验方案的台风强度达到最大, ctrl 方案为 952 hPa, coup 方案为 957 hPa。从前 42 小时模拟来看, coup 方案的台风强度与实况更为吻合, 同时, 耦合作用对台风强度的影响具有一定的滞后性。从第 42 小时起, 实况台风强度维持在 960 hPa, 目前, 数值模式对台风强度维持不变的描述难度较大, 这也是出现最大模拟误差的阶段。两个试验方案的台风强度开始减弱, 其中, coup 方案在第 48 小时减弱至 961 hPa, 与实况强度相近, 从第 48 小时到 60 小时, 加速减弱至 970 hPa, 比实况高 10 hPa。从第 60 小时到 72 小时, 台风强度维持稳定少变, 台风中心最低气压分别为 970 hPa、970 hPa 和 972 hPa。ctrl 方案由于未考虑耦合作用, 海面温度维持不变, 其台风强度只与大气因素有关。从第 42 小时开始持续减弱, 在第 60 小时台风中心最低气压为 959 hPa, 此后 12 小时有一个加强过程, 台风强度分别为 956 hPa、960 hPa。ctrl 方案前 42 小时的中心最低气压变化趋势与实况差别较大, 台风强度明显强于实况, 但其 42 小时后台风强度与实况的差别相对 coup 方案略小。

从台风移动路径上看 (图 2), 初始阶段, 由于模式初始场需要一个调整过程, 因此, 移动偏差有扩大趋势, 随着模式与初始场进一步匹配, 模拟路径与实况偏差逐渐缩小。此后, 偏差始终在较小范围内, 数值试验基本模拟出了台风的移动趋势。关

^① 海洋开边界条件由中国海洋大学海洋环境学院的马超博士提供。

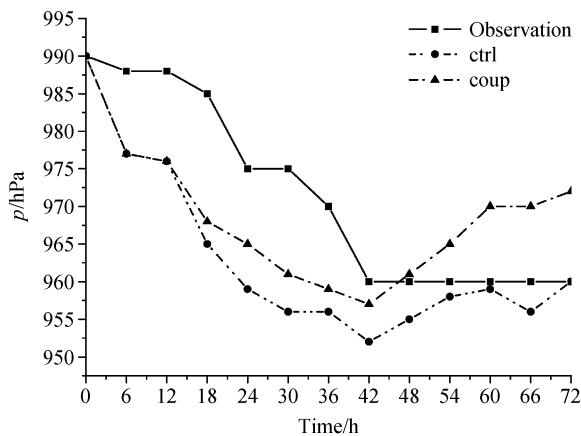


图 1 台风中心最低气压

Fig. 1 The minimum sea level pressure (SLP) of typhoon

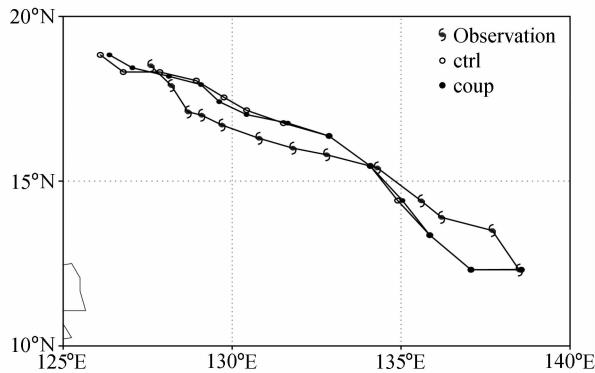


图 2 台风移动路径: ■ 观测; ○ ctrl 方案; ● coup 方案

Fig. 2 The typhoon track for observation, expt ctrl, and expt coup

于耦合作用是否会影响热带气旋路径,以往研究得出的结论不同。Bender et al. (1993) 使用 TC 模式 (NOAA 的 GFDL 大气模式耦合了 8 层海洋模式) 发现向西移动的 TC 逐渐转向于固定 SST 试验台风的北侧,尤其是低速台风。原因是 TC 涡度平均切线性流的对称性降低导致。黄立文等 (2005) 的数值试验显示海面降温对热带气旋路径有一定影响,耦合模式模拟的热带气旋路径误差有一定程度的减小。与这些研究不同的是, Bender and Ginis (2000)、Zhu et al. (2004) 的数值试验表明海面降温对热带气旋路径并没有明显影响。在本组试验中,耦合作用基本没有影响台风的移动路径。

4.2 海气相互作用的物理机制

根据模式的耦合机理,海洋对大气的影响主要是热力因素,而大气对海洋的影响不仅包括热力因素,还包括动力因素。本文主要从这两个方面来研

究耦合作用对台风发展的影响。

4.2.1 热力因素

由于“格美”台风发生在海上,可利用的实况资料十分稀少,目前,最为有效的是卫星资料。本文以热带降雨观测计划 [Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)] 卫星的 SST 资料作为实况来验证耦合模式对海温的模拟。该卫星具有全天候特征,被广泛应用于台风条件下海温的反馈现象 (Jena et al., 2006)。在与耦合模式结果对比中发现 (图 3a、b),两组数据在台风中心附近海面都出现了 25.5°C 的冷中心,由于海洋模式 (POM) 是三维海洋模式,热力方程与动力方程无论从水平方向还是垂直方向都满足平衡关系,耦合模式的海洋分量对海洋垂直热力结构有较好的模拟。由于没有考虑近岸浪效应,耦合模式中吕宋海峡及菲律宾群岛沿岸的海温略低于实况,但对台风途经海域的海温有较好的模拟,与实况中该海区 28~29°C 的海温保持一致。

海洋作为台风发生发展的下垫面通过影响海气间热通量的传递,进而影响台风强度。由图 3c 可见,由于 ctrl 方案未考虑耦合作用,台风移动过程中, SST 不发生变化。图 3d~h 为耦合试验台风移动过程中 SST 的响应。第 18 小时 (图 3d) 的 50 m/s 的高风速区出现在台风中心东侧,高风速区与 SST 降低区在同一时次没有一致的空间对应关系,而在台风中心附近 (14.41°N, 135.04°E) SST 出现了小范围降低,温度比周围海域低 1°C, ctrl 方案中该处海域的 SST 比 coup 方案高出 2°C。Price (1981) 将挟卷混合与上涌过程相联系,指出台风可以引起海表温度的降低,伴随的强风可以产生强的扰动混合,加深海洋混合层 (OML),将更深的冷水挟卷到表层,导致 SST 降低。由图 4 可以看到,第 18 小时 ctrl 方案的 25 m/s 风速区感热通量高出 coup 方案 35 W/m², 潜热通量高出 100 W/m², SST 的降低大大减弱了热通量的传递。图 3e 为第 30 小时模式海区 SST、高风速分布及台风中心位置所在,第 18 小时台风中心所在位置的低 SST 海区范围呈扩大趋势,说明海洋对大气的响应具有一定的时间滞后性。此时台风中心附近的 SST 比 ctrl 方案对应海域低 1°C, 温差有所减小,因此,两方案在该时次的感热通量和潜热通量差值达到最小 (图 4)。

从第 30 小时到第 42 小时 (图 3e~f), 台风强度持续加强, 中心最低气压由 961 hPa 下降到

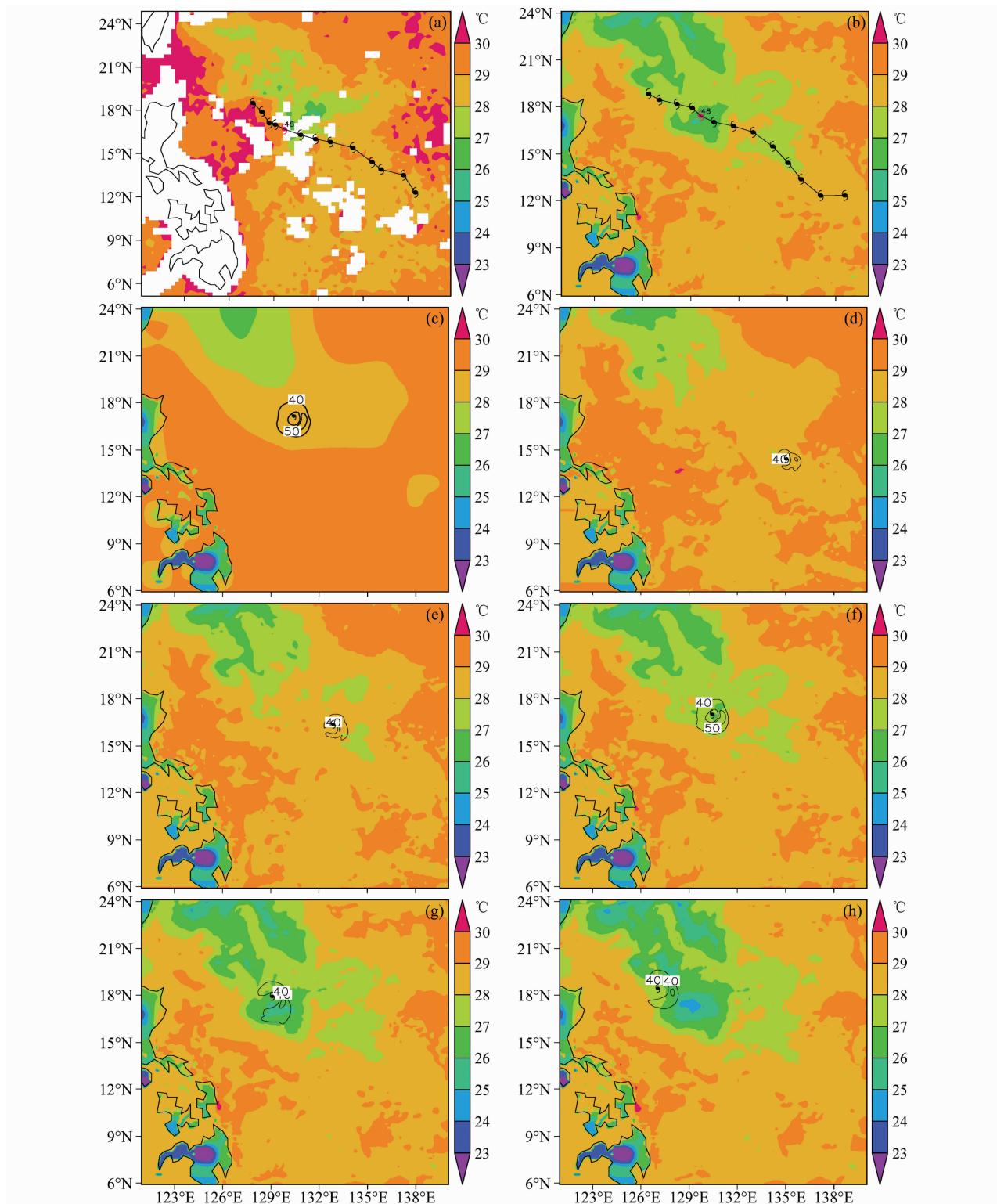


图 3 第 48 小时 (a) 观测资料和 (b) coup 方案中的 SST 分布 (彩色) 及台风路径; (c) ctrl 方案和 (d-h) coup 方案 SST (彩色)、高风速区 (40 m/s 起, 间隔 10 m/s) 与台风中心位置: (c, f) 第 42 小时, (d) 第 18 小时, (e) 第 30 小时, (g) 第 54 小时, (h) 第 66 小时
Fig. 3 Distributions of SST (shading) and the typhoon track at 48 h for (a) observation and (b) expt coup; distributions of SST (shading) and the high wind speed with values $\geq 40 \text{ m/s}$ (isolines with interval 10 m/s), and the locations of typhoon centers for (c) expt ctrl at 42 h and (d-h) expt coup at 18, 30, 42, 54, 66 h, respectively

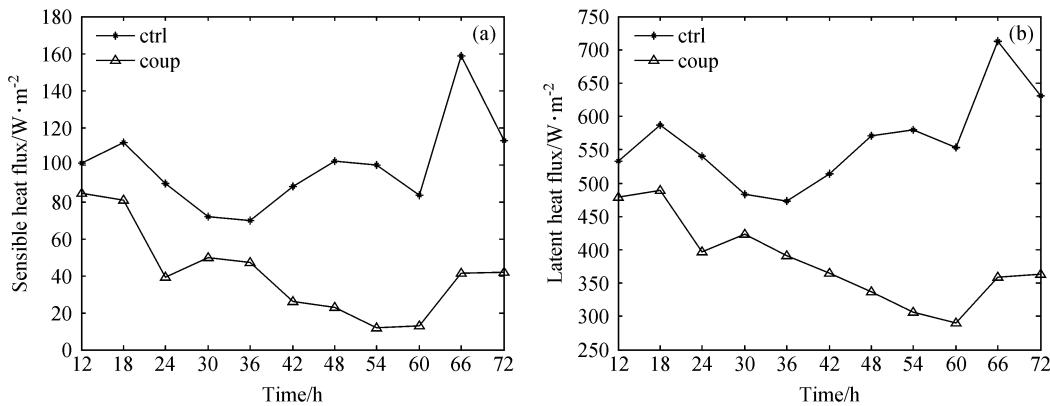
图 4 25 m/s 风速区海表热通量(单位: W/m²)随时间变化曲线

Fig. 4 Time series of averaged air–sea heat fluxes in the zone surrounded by 25 m/s wind speed

957 hPa。Black (1983) 发现风暴移速快于 3 m/s, 可以产生 1~3°C 的降温, 慢于 3 m/s, 可以产生 3~5°C 的降温。一般来说, 热带气旋移速越慢, 其引起的 SST 降低越大, 对热带气旋的削弱作用就越大。表 1 中, 此阶段台风移动速度明显变慢, 由 6.99 m/s 降低到 5.31 m/s, 由于第 42 小时台风发展强烈, 台风中心附近出现了 26.5°C 的低温区域, 降温幅度与 Black (1983) 的观测一致。在第 42 小时, SST 的低值中心与台风中心有较好的空间对应性, 第 18 小时台风中心所在位置 (14.41°N, 135.04°E) 的低海温区继续扩大。图 3c 与图 3f 相比, 高风速区分布较为一致, 风速极值都出现在台风中心第四象限。ctrl 方案与 coup 方案 25 m/s 高风速区海表热通量差值呈扩大趋势。图 5 为第 42 小时两试验方案中台风中心附近热通量分布图, ctrl 方案的感热通量高值区位于台风中心东南侧, 由于 ctrl 方案中台风中心附近的 SST 大小一致, 感热通量的分布主要受气象因素的影响, 其与高风速区分布较为一致。coup 方案感热通量的高值区出现在台风中心东南侧, 与东北侧感热通量低值区对应的是 SST 低值区。ctrl 方案的潜热通量也呈非对称分布, 在东南侧出现通量极值, 量级明显大于感热通量。coup 方案的潜热通量受到 SST 分布的影响, 在东南侧出现高值区, 东北侧为相对低值区。两个试验方案的高热通量落区与高风速区保持一致, 但高风速区与 SST 下降区落区不一致, 因此, 进一步说明了 SST 下降的主要原因不是热通量的向上输送, 而是因为海洋在台风中心的抽吸作用下冷水上涌引起 SST 降低。

表 1 台风移动速度及台风强度

Table 1 Typhoon moving speed and intensity

时次	移动速度/m·s ⁻¹	台风强度/hPa
第 18 时	6.97	968
第 30 时	6.99	961
第 42 时	5.31	957
第 54 时	4.30	965
第 66 时	4.66	970

第 54 小时 (图 3g), 台风保持西北向移动, 由于在第 42 小时台风达到最强, 由挟卷带来的冷水上涌降低 SST, 第 42 小时台风中心所在区域 (17.02°N, 130.43°E) 被高风速区所覆盖, 出现了 25.5°C 的低值区, 而图 3a 中, 该处海温为 28.5°C, 因此该时次两个试验方案的热通量差值继续扩大。第 66 小时 (图 3h), coup 方案的台风强度减弱到 970 hPa, 台风中心等处没有出现大的 SST 降低, 高风速区也未与以 (17.02°N, 130.43°E) 为中心的低 SST 海区范围重合, 但该降温中心降温幅度不断加深, 达 4°C 以上, 且范围不断扩大, 与以 (14.41°N, 135.04°E) 为中心的降温区域连成一片, 试验中与台风速度对应的降温幅度大于 Black (1983) 所得出的结论。

经上述分析, 台风移动速度及强度决定了 SST 降温幅度, 降低幅度最大可达 4°C 以上, 但 SST 对大气的响应具有一定的滞后性, SST 下降区在台风移动方向上落后于高风速区。台风中心附近大风的抽吸及挟卷作用引起深层低温海水上涌使得 SST 降低, 该响应过程至少持续 54 小时以上。本文将在下节讨论风应力与热通量输送的关系及台风对耦

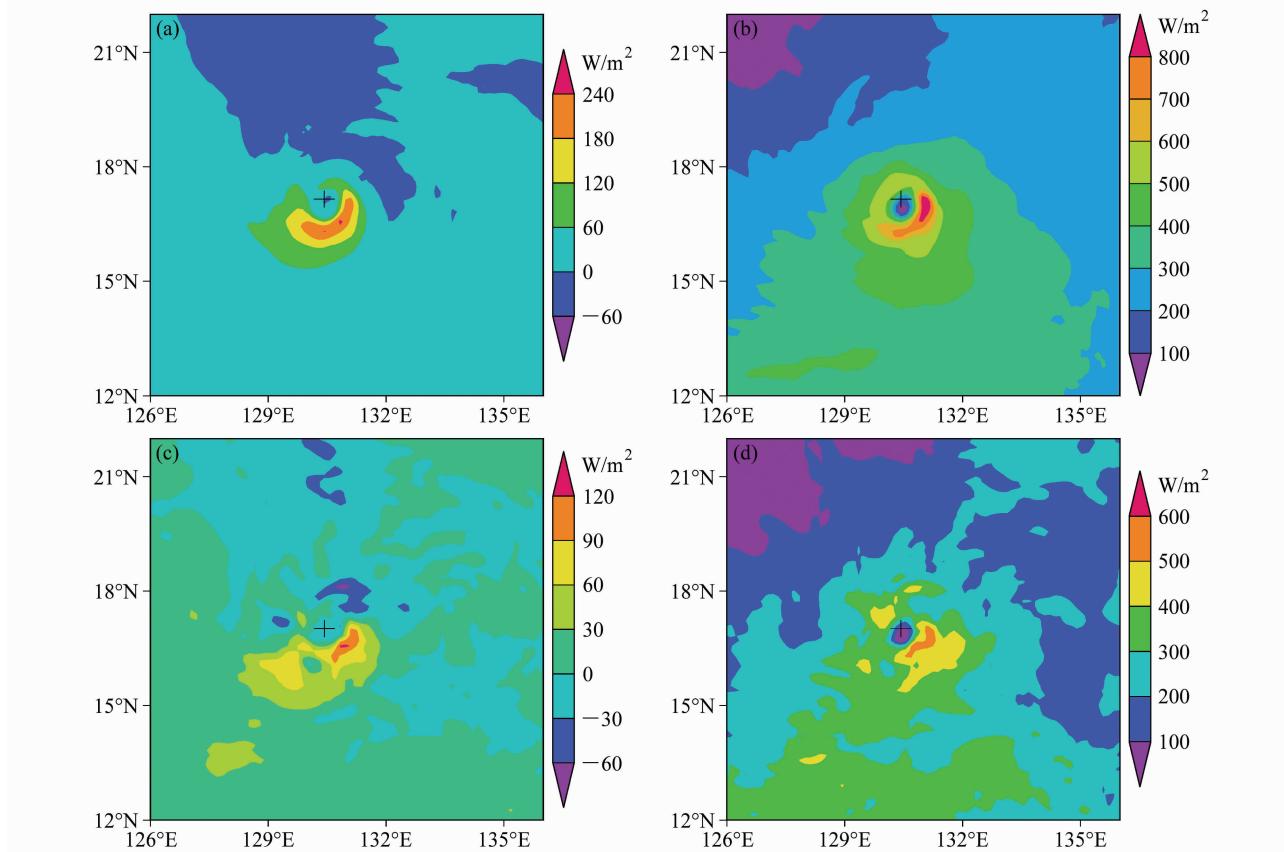


图 5 (a, b) ctrl 方案和 (c, d) coup 方案第 42 小时海表热通量 (单位: W/m^2) 与台风中心位置 (“+”): (a, c) 感热通量; (b, d) 潜热通量
Fig. 5 Sea surface thermal fluxes at 42 h for expts (a, b) ctrl and (c, d) coup and the location of typhoon center ('+') : (a, c) The sensible heat fluxes; (b, d) the latent heat fluxes

合作用的动力响应。

4.2.2 动力因素

由于模式在前 12 小时为调整阶段, 本文主要从第 12 小时开始对风场与热通量场的相关关系进行分析。coup 方案的 10 m 最大风速从整个模拟阶段来看都小于 ctrl 方案 (图 6), 这与 coup 方案的台风强度不强有关。由于 coup 方案的 SST 在耦合作用下发生变化, 热通量与 10 m 最大风速等气象因素没有较好的对应关系。ctrl 方案的 SST 在模拟过程中固定不变, 热通量的输送只因大气因素的变化而改变。图 6 中, 第 12 小时, ctrl 方案台风最大风速大于实测同速, 从第 12 小时到第 24 小时, 最大风速持续增加, 与实况趋势保持一致。相应的, ctrl 方案的感热、潜热通量从第 12 小时开始到第 18 小时持续增加 (图 4), 但在第 18 小时达到高点后开始下降, 因为从第 18 小时到第 24 小时台风中心所在海区 SST 降低 1°C , 由此可见 SST 对热通量的输送量级有决定作用。在第 36 小时, ctrl 方

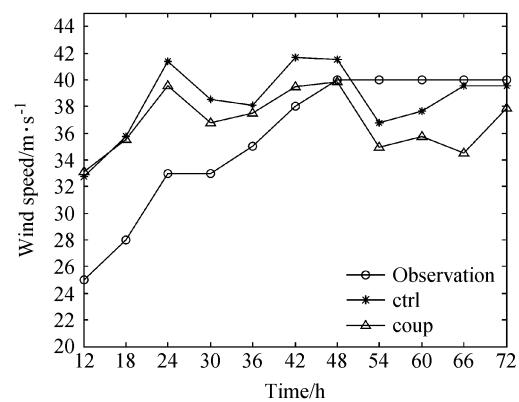


图 6 10 m 高度最大风速 (单位: m/s) 随时间变化曲线

Fig. 6 Time series of the maximum wind speed at 10-m height

案的热通量输送开始回升, 最大风速同样在第 36 小时逐渐加大。在第 24 小时和第 48 小时最大风速达到极值, 同时, 热通量也达到高点。第 54 小时最大风速明显下降, 感热通量出现略微降低, 而潜热通量有小幅增加, 说明热通量的向上传递不仅受 SST 和近地面层水平风速的影响, 垂直对流、水汽

含量等气象因素同样影响热通量的输送。第 60 小时为最大风速低点, 热通量也处于较低水平。在第 66 小时, 10 m 最大风速增加, 热通量相应增大。从以上分析可知, SST 的改变决定了热通量的输送, 在 SST 不变的情况下, 近地面水平风速影响了热通量的分布。这也是耦合作用通过热力和动力过程在大气低层影响台风发展的物理机制。

台风下垫面受到海气耦合的影响, 通过对热力结构的改变, 进而影响了台风的动力结构。热成散

度, 即 200 hPa 与 850 hPa 的散度差, 反映了大气高低层的辐散辐合, 由此可以得到边界层天气的垂直对流强弱(张建海等, 2007)。模拟的第 42 小时是台风强度的转折, 本文主要分析了该时段及其前后台风热成散度的变化, 并对第 42 小时涡度的垂直分布进行分析。

由图 7a 可见, 在第 36 小时, ctrl 方案的热成散度由台风眼墙向外依次为正、负分布, 极大值出现在台风中心附近的第四象限, 表明该处为垂直向

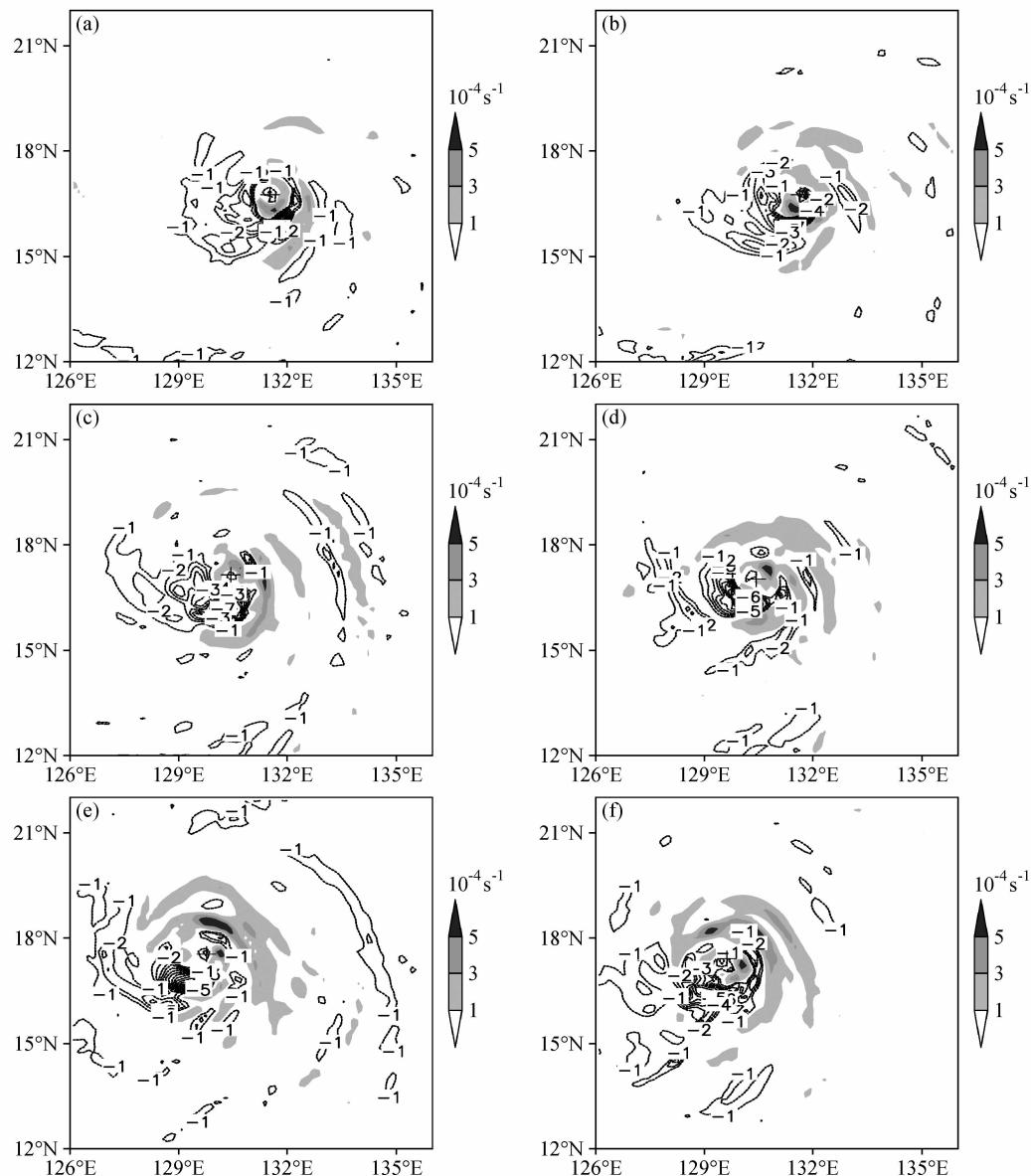


图 7 (a, c, e) ctrl 方案和 (b, d, f) coup 方案的热成散度分布(单位: 10^{-4} s^{-1}): (a, b) 第 36 小时; (c, d) 第 42 小时; (e, f) 第 48 小时。阴影: 正值; 等值线: 负值, 间隔: $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$; ‘+’: 台风中心

Fig. 7 Divergence (units: 10^{-4} s^{-1}) for expts (a, c, e) ctrl and (b, d, f) coup at (a, b) 36 h, (c, d) 42 h, (e, f) 48 h. Shading: positive values; contour: negative values; contour interval: $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$; ‘+’: the typhoon center

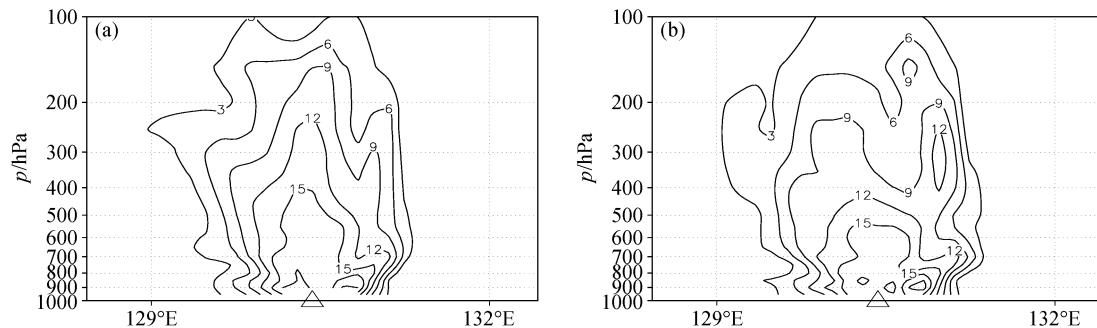


图 8 第 42 小时过台风中心相对涡度垂直剖面(单位: 10^{-4} s^{-1}): (a) ctrl 方案; (b) coup 方案(等值线间隔: $3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$; “ \triangle ”: 台风中心)

Fig. 8 Cross sections of relative vortices through the typhoon center at 42 h (units: 10^{-4} s^{-1} ; contour interval: $3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$; ‘ \triangle ’: the typhoon center); (a) Expt ctrl; (b) expt coup

上对流发展强烈区。台风中心外的热成散度正值区域基本围绕台风中心呈环状分布, 只在台风中心西北侧出现了小段未闭合区。coup 方案中(图 7b), 热成散度同样由台风中心向外呈正、负分布, 但在台风眼墙附近出现的极大值区域较 ctrl 方案的区域范围为大, 台风中心西侧负值区域范围较大, 说明此处有大范围下沉气流存在。在第 42 小时(图 7c), ctrl 方案热成散度的极大值中心较第 36 小时所在位置做环绕台风中心的逆时针移动, 由台风中心的第四象限移至东北侧, 范围相对第 36 小时有所扩大, 而台风中心西侧的下沉程度有所加深, 但区域范围扩大不明显。该时次 ctrl 方案的台风强度达到最强。coup 方案中(图 7d), 热成散度的极大值区域也呈逆时针移动, 由台风中心的第三象限移至第一象限, 等值线密集, 梯度加大, 说明该处向上对流明显加强, 而负值中心的强度变化不大。从同一时次两个方案的对比中发现(图 7c、d), ctrl 方案的热成散度正值区范围明显大于 coup 方案, 强烈的上升运动是台风强度较强的原因。第 48 小时, ctrl 方案(图 7e)的极大值中心继续围绕台风中心做逆时针旋转, 与外围正值区合并扩大。而台风中心西侧的负值区范围不断扩大, 强度不断加强, 不断加强的下沉气流导致了台风强度的减弱。coup 方案(图 7f)眼墙北侧极大值区域范围缩小, 外雨带极值增大, 其所在位置较第 42 小时变化不大, 台风中心西侧的负值区域范围明显扩大, 且按照气旋式旋转流入台风内核区域, 下沉气流加强, 这是 coup 方案台风加速减弱的原因。垂直上升对流的加强、减弱与台风强度息息相关, 42 小时之前

不断加强的上升对流运动是台风达到最强的原因, 此后下沉运动不断加强, 导致台风强度减弱。

由图 8 可见, 第 42 小时台风眼区中心为涡度相对低值区, 眼墙位置为密集的涡度等值线。ctrl 方案台风中心附近, $15 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 涡度等值线向上扩展到 400 hPa, 而 coup 方案中该等涡度线仅向上扩展到 550 hPa 附近, 涡度扩展低于 ctrl 方案。Smith et al. (2009)、Montgomery et al. (2010)、Montgomery and Smith (2010) 在最新的研究中认为, 台风加强阶段, 涡度径向辐合, 由低层向高层扩展。在本次试验中发现耦合作用减弱了中心涡度向高层扩展趋势。涡度在垂直剖面呈非对称分布, ctrl 方案在台风中心东侧出现相对高涡度, 但随着高度的增加, 非对称性减弱。而 coup 方案在台风中心东侧的涡度极值高于 ctrl 方案, 且非对称性向高层扩展。由以上分析可知, 耦合作用增加了第 42 小时台风内部涡度的非对称性, 以上现象可能是耦合作用通过热力因子间接影响动力结构的途径。

5 小结

(1) 耦合作用引起的 SST 降低减弱了台风强度, 在模拟前期与实况台风强度更为吻合, 在后期弱于实况, 而台风移动路径受耦合作用的影响不大。

(2) 台风移动速度及强度决定了 SST 降温幅度, 降低幅度最大可达 4°C 以上, 但 SST 对大气的响应具有一定的滞后性, SST 下降区在台风移动方向上落后于高风速区。台风中心附近大风的抽吸及挟卷作用引起深层低温海水上涌使得 SST 降低,

该响应过程至少持续 54 小时以上。

(3) SST 的改变决定了热通量的输送, 在 SST 不变的情况下, 近地面层风速影响了热通量的分布。

(4) 垂直上升对流的加强、减弱与台风强度息息相关, 42 小时之前不断加强的上升对流运动是台风达到最强的原因, 此后下沉运动不断加强, 导致台风强度减弱。

(5) 耦合作用增加台风内部涡度的非对称性, 但减弱了中心涡度向高层扩展趋势, 这可能是耦合作用通过热力因子间接影响动力结构的途径。

耦合模式需要协调两个模式之间数据传递过程, 最佳方案是大气与海洋模式水平分辨率一致。但由于海洋模式 (POM) 没有实现嵌套, 因此, 由于计算资源的限制, 大气和海洋模式同时实现高精度计算还有困难。本文所建立的海气耦合模式的水平分辨率没有达到 5 km 以下, 因此, 不能够很好地讨论眼墙及 VHTs 的发展演变结构及其对台风强度的影响, 海浪作为海气界面十分重要的物理现象, 也没有在模式中考虑。在接下来的工作中, 将加入浪效应, 提高模式的水平分辨率, 以期研究海气相互作用对台风眼墙及 VHTs 结构的影响, 进一步研究台风加强的物理本质。

致谢 感谢教育部提供的博士生访学计划, 感谢中国海洋大学海洋环境学院的马超博士提供海洋模式的初始场及边界场数据。本文海洋模式所用温盐数据均来自 <http://apdrc.soest.hawaii.edu/> [2009-10-20]。

参考文献 (References)

- Bender M A, Ginis I, Kurihara Y. 1993. Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model [J]. *J. Geophys. Res.*, 98: 23245–23263, doi: 10.1029/93JD02370.
- Bender M A, Ginis I. 2000. Real-case simulations of hurricane–ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128: 917–946.
- Black P G. 1983. Ocean temperature changes induced by tropical cyclones [D]. Ph. D. dissertation, Pennsylvania State University, 278pp.
- Cione J J, Uhlhorn E W. 2003. Sea surface temperature variability in hurricanes: Implications with respect to intensity change [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 131: 1783–1796.
- Chan J C L, Duan Y H, Shay L K. 2001. Tropical cyclone intensity change from a simple ocean–atmosphere coupled model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58: 154–172.
- Cheung K K W. 2004. Large-scale environmental parameters associated with tropical cyclone formations in the western North Pacific [J]. *J. Climate.*, 17: 466–484.
- 储惠芸, 王元, 伍荣生. 2007. 上层海洋热力异常对西北太平洋热带气旋气候特征的影响 [J]. 南京大学学报, 43 (6): 581–588.
- Chu Huiyun, Wang Yuan, Wu Rongsheng. 2007. The relationship between upper oceanic heat anomaly and tropical cyclone activity in the western North Pacific [J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)* (in Chinese), 43 (6): 581–588.
- Duan Yihong, Qin Zenghao, Gu Jianfeng, et al. 1998. Numerical study on the effect of sea surface temperature on tropical cyclone intensity, Part I: Numerical experiment of the tropical cyclone intensity Related to SST [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 12: 142–148.
- Duan Yihong, Qin Zenghao, Gu Jianfeng, et al. 2000. Numerical study on the effect of sea surface temperature on tropical cyclone intensity, Part II: Coupling model and experiment [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 12: 193–199.
- Emanuel K A. 1986. An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43: 585–604.
- Emanuel K A. 1988. The maximum intensity of hurricanes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45: 1143–1155.
- Emanuel K A. 1999. Thermodynamic control of hurricane intensity [J]. *Nature*, 401: 665–669.
- Emanuel K A. 2003. Tropical cyclones [J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31: 75–104.
- Emanuel K, DesAutels C, Holloway C, et al. 2004. Environmental control of tropical cyclone intensity [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61: 843–858.
- Emanuel K A. 2007. Comment on “Sea-surface temperatures and tropical cyclones in the Atlantic basin” [C] // Michaels P J, Knappenberger P C, Davis R E. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06702, doi: 10.1029/2006GL026942.
- Gray W M. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 96: 669–700.
- Gray W M. 1990. Strong association between West African rainfall and U. S. landfall of intense hurricanes [J]. *Science*, 249: 1251–1256.
- Gray W M, Sheaffer J D, Landsea C W. 1997. Climate trends associated with multidecadal variability of Atlantic hurricane activity [M]// Diaz H F, Pulwarty R S. *Hurricanes, Climate and Socioeconomic Impacts*, Springer, 15–53.
- Gray W M. 1998. The formation of tropical cyclones [J]. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 67: 37–69.
- Guimond S R, Heymsfield G M, Turk F J. 2010. Multiscale observations of Hurricane Dennis (2005): The effects of hot towers on rapid intensification [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67: 633–654.
- Holland G J. 1997. The maximum potential intensity of tropical cyclones [J]. *J. Atmos. Sci.*, 54: 2519–2541.

- 黄立文, 吴国雄, 宇如聪. 2005. 中尺度海—气相互作用对台风暴雨过程的影响 [J]. 气象学报, 63 (4): 455–467. Huang Liwen, Wu Guoxiong, Yu Rucong, 2005. The effects of mesoscale air–sea interaction heavy rain in two typhoon processes [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 63 (4): 455–467.
- Jena B, Rao M V, Sahu B K. 2006. TRMM derived sea surface temperature in the wake of a cyclonic storm over the central Bay of Bengal [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 27: 3065–3072.
- 姜洪峰, 蒋小平, 杨斌, 等. 2009. 南海上层对台风响应的模拟研究 [J]. 海洋预报, 26 (1): 29–35. Jiang Hongfeng, Jiang Xiaoping, Yang Bin, et al. 2009. Upper ocean response of the South China Sea to typhoon Chanchu (2006) [J]. *Marine Forecasts* (in Chinese), 26 (1): 29–35.
- Knutson T R, Tuleya R E. 2004. Impact of CO₂-induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: Sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization [J]. *J. Climate*, 17: 3477–3495.
- 马艳, 华锋, 陈丽娟, 等. 2007. 海面温度变化影响台风“海棠”强度的数值研究 [J]. 海洋科学进展, 25 (4): 453–459. Ma Yan, Hua Feng, Chen Lijuan, et al. 2007. Numerical study on the effect of variations in sea surface temperature on intensity of typhoon Haitang [J]. *Advances in Marine Science* (in Chinese), 25 (4): 453–459.
- 雷小途, 徐明, 任福明. 2009. 全球变暖对台风活动影响的研究进展 [J]. 气象学报, 67 (5): 679–688. Lei Xiaotu, Xu Ming, Ren Fuming. 2009. A review on the impacts of global warming on tropical cyclone activities [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 67 (5): 679–688.
- Montgomery M T, Nicholls M E, Cram T A, et al. 2006. A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis [J]. *J. Atmos. Sci.*, 63: 355–386.
- Montgomery M T, Nguyen S V, Smith R K. 2010. Do tropical cyclones intensify by WISHE? [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135: 1697–1714.
- Montgomery M T, Smith R K. 2010. Paradigms for tropical-cyclone intensification [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136: 1–34.
- Price J F. 1981. Upper ocean response to a hurricane [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 11: 153–175.
- Raper S. 1992. Observational data on the relationships between climate change and the frequency and magnitude of severe tropical storms [C]//Warrick R A, Barrow E M, Wigley T M L. *Climate and Sea Level Change: Observations Projections and Implications*, Cambridge University Press, 192–212.
- Ren X J, William P. 2006. Air–sea interaction of typhoon Sinlaku (2002) simulated by the Canadian MC2 model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 23 (4): 521–530.
- Schade L R. 2000. Tropical cyclone intensity and sea surface temperature [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57: 3122–3130.
- Smith R K, Montgomery M T, Zhu H Y. 2005. Buoyancy in tropical cyclones and other rapidly rotating vortices [J]. *Dyn. Atmos. Oceans.*, 40: 189–208.
- Smith R K, Montgomery M T, Nguyen V S. 2009. Tropical cyclone spin-up revisited [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135: 1321–1335.
- 孙璐, 王东晓, 胡建宇, 等. 2008. 南海北部海洋对局地生成热带气旋的响应 [J]. 热带海洋学报, 27 (4): 10–18. Sun Lu, Wang Dongxiao, Hu Jianyu, et al. 2008. Responses of upper layer of northern South China Sea to two locally-generated tropical cyclones [J]. *Journal of Tropical Oceanography* (in Chinese), 27 (4): 10–18.
- Tuleya R E, Kurihara Y. 1982. A note on the sea surface temperature sensitivity of a numerical model of tropical storm genesis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 2063–2069.
- 吴迪生, 邓文珍, 张俊峰, 等. 2001. 南海热带气旋状况下海气界面热量交换研究 [J]. 大气科学, 25 (3): 330–340. Wu Disheng, Deng Wenzhen, Zhang Junfeng, et al. 2001. A research on air–sea interface heat exchange under the typhoon over the South China Sea [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 25 (3): 330–340.
- Wu L G, Wang B, Braun S A. 2005. Impact of air–sea interaction on tropical cyclone track and intensity [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133: 3299–3314.
- 张建海, 张立波, 庞盛荣. 2007. 台风“卡努”(0515)加强过程对边界层参数化方案的敏感性试验 [J]. 台湾海峡, 26: 26–35. Zhang Jianhai, Zhang Libo, Pang Shengrong. 2007. Sensitive experiments on the boundary layer schemes during the strengthening process of typhoon Khanun [J]. *Journal of Oceanography in Taiwan Strait* (in Chinese), 26: 26–35.
- Zhu H Y, Ulrich W, Smith R K. 2004. Ocean effects on tropical cyclone intensification and inner-core asymmetries [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61: 1245–1258.