蒋小平,刘春霞,齐义泉. 2009. 利用一个海气耦合模式对台风 Krovanh 的模拟 [J]. 大气科学, 33 (1): 99-108. Jiang Xiaoping, Liu Chunxia, Qi Yiquan. 2009. The simulation of typhoon Krovanh using a coupled air - sea model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 99-108.

利用一个海气耦合模式对台风 Krovanh 的模拟

蒋小平1,2 刘春霞2,3 齐义泉3

1 解放军理工大学气象学院,南京 211101
 2 中国气象局广州热带海洋气象研究所,广州 510080
 3 中国科学院南海海洋研究所,广州 510301

摘 要采用中尺度大气模式 MM5 和区域海洋模式 POM 构造了中尺度海气耦合模式,模拟了 Krovanh (0312) 台风过程中台风-海洋相互作用,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响应的特征。试 验结果显示:考虑台风引起的海面降温使台风强度模拟有了较大改进,模拟的台风中心气压和近中心最大风速均 与实况较符合。POM 模拟的海表面温度与 TRMM/TMI 观测的海表面温度也较为一致,台风 Krovanh 在其路径 右侧 95 km 处引起较大的海面降温,最大降温幅度达 5.8℃。与海表面温度降低相对应的是混合层深度的增加, 较大的海面降温对应较大的混合层加深,表明大风夹卷在海表面温度的降低中起主要作用。分析表明,台风引起 的海面降温降低海洋向大气输送的潜热通量和感热通量,特别是在台风内核区,平均总热通量减少了 32.1%。热 通量的减少使得湿静力能及湿静力能径向梯度减小,削弱了台风强度。

关键词 海气相互作用 台风强度 耦合模式 海面降温

文章编号 1006-9895 (2009) 01-0099-10 中图分类号 P444 文献标识码 A

The Simulation of Typhoon Krovanh Using a Coupled Air - Sea Model

JIANG Xiaoping^{1, 2}, LIU Chunxia^{2, 3}, and QI Yiquan³

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

2 Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080

3 South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301

Abstract In order to investigate the mechanism of impact of sea surface temperature (SST) cooling on typhoon intensity and the ocean response to typhoon, a mesoscale coupled air – sea model is developed based on the non-hydrostatic mesoscale model MM5 (the fifth-generation Pennsylvania State University-National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model) and the regional ocean model POM (Princeton Ocean Model). In this study, two experiments are performed, one used the coupled model and the other MM5, in which the SST field at the model initial time is fixed so that the typhoon-induced cooling is ignored. Results reveal that the level of intensity prediction is improved including typhoon-induced SST cooling, the simulated minimum surface pressure and maximum surface wind in the coupled model are better consistent with observation than that in the uncoupled model, and the simulated central pressure from the latter is 20 hPa deeper than that from the coupled model result.

The SST simulated by POM in the coupled experiment is also in good agreement with that from the TRMM/ TMI-derived data. The maximum SST cooling is 5.8°C, which is about 95 km away from the right side of the ty-

收稿日期 2007-06-11, 2007-12-24 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40675065、40333026, 国家重点基础研究发展规划项目 2007CB411805

作者简介 蒋小平, 男, 1981年出生, 博士研究生, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: jiangxp1981@gmail. com

phoon track. Corresponding to the SST cooling, the depth of mixed layer deepens in the meantime, indicating the effect of entrainment on SST cooling.

Analysis shows that SST cooling reduces the sensible and latent heat fluxes from ocean to the vortex, especially in the inner-core region. In this study, the averaged total heat fluxes in the inner-core region of the typhoon decrease by 32.1%, which causes reduction of the moist static energy and the radial gradient of moist static energy, resulting in weakening of the typhoon.

Key words air - sea interaction, typhoon intensity, coupled model, SST cooling

1 引言

台风伴随着天气尺度上最强烈的海气相互作用 过程,在这个过程中,一方面台风通过夹卷、抽吸 等物理过程将冷水带到混合层,使得海表面温度 (SST)降低(Sakaida et al.,1998);另一方面,台 风引起的SST降低反馈到台风,使得海洋向台风 提供的潜热通量和感热通量减少,削弱了台风强度 (Sutyrin et al.,1984; Falkovich et al.,1995)。

台风引起的海面降温对台风强度的影响已有较 多研究,但这种影响有多大不同的研究者得出的结 论不同,有的研究表明 SST 降低对台风的反馈影 响较小,有的研究则表明这种反馈影响很大。早期 的海气耦合模式一般采用轴对称的飓风模式与混合 层海洋模式进行耦合 (Elsberry et al., 1976; Chang et al., 1978; Sutyrin et al., 1979), 由于比 较粗的模式分辨率,模拟出的这种反馈影响很小。 Hong et al. (2000)利用耦合的海军实验室中尺度 大气模式和海洋模式 MOM2 (Modular Ocean Model Version 2) 对飓风 Opal (1995) 进行较高分 辦率的模拟,结果表明 SST 降低的反馈影响使得 飓风中心的气压仅降低 5 hPa, 他们认为反馈影响 比较小是由于 Opal 遇到暖涡, 暖涡处混合层很深 (>200 m), 飓风引起的 SST 降低不显著, 但是在 他们一组没有暖涡的敏感性试验中, 飓风引起的 SST 降低也仅削弱飓风约 8 hPa, SST 降低对飓风 的反馈影响也较小。与这些研究不同的是, Schade et al. (1999) 利用轴对称的飓风模式和三层的海洋 模式耦合,在一些数值模拟中飓风引起的海面降温 可使得飓风强度削弱 50% 以上; Bender et al. (2000) 基于高分辨率的地球物理流体动力实验室 (GFDL) 大气模式和普林斯顿海洋模式 (POM) 的 耦合,模拟了墨西哥湾和西大西洋上发生的几个飓 风,指出飓风引起的海面降温削弱了飓风强度,考

虑海洋与飓风的相互作用可以很大程度提高对飓风 强度的模拟效果,采用耦合模式与不采用耦合模式 模拟时,飓风 Gilbert (1988)分别降低了 10 hPa 和 25 hPa。

海洋对台风响应的研究工作国外早已开展,包括观测和数值研究。在我国近海,特别是在南海,海洋对台风响应的研究还比较少。Chu et al. (2000)利用 POM 模拟台风 Ernie (1996)经过南海时上层海洋的响应过程,指出近海对台风的响应具有与外海类似的特征,研究中采用经验模型风场,没有考虑海洋和大气的耦合作用。

本研究工作发展了一个台风-海洋耦合模式, 利用该耦合模式模拟 Krovanh (0312) 台风过程中 台风-海洋相互作用,包括海洋对台风强度的影响 和海洋对台风过程的响应两个方面,分析台风引起 的海面降温影响台风强度的机制和海洋对台风响应 的特征。

2 耦合模式的建立以及实验方案设计

本文利用 UNIX 或 LINUX 操作系统下 IPC (Interprocess Communication) 技术中的管道通信 实现了中尺度大气模式 MM5 (the fifth-generation Pennsylvania State University - National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model) 与三 维海洋模式 POM 的双向同步耦合(黄立文等, 2005)。首先,根据管道的特点编写一个可被两个 模式分量调用的公共模块,完成进程控制、管道建 立、交换数据的功能,在两个模式中通过 Fortran 和 C/C++语言混合编程定义了控制耦合模式的开 关变量来控制耦合模式的数据交换,以及完成调用 公共模块、对交换的物理量进行水平插值等功能, 从而实现 MM5 和 POM 两个模式的双向同步耦合。

如图 1 所示, MM5 和 POM 耦合的方案为: 首 先, 模式初始化之后, MM5 采用 POM 初始化得到



图 1 MM5 和 POM 耦合框图 Fig. 1 The diagram of model coupling

的 SST 驱动积分到 POM 一个内模态时步的时间, 然后将 MM5 计算得到的海面风场、感热通量和潜 热通量传递给 POM, POM 积分一个时步得到新的 SST,传递给 MM5,变量传递在每一个 POM 内模 积分时步上进行,如此循环。由于 POM 和 MM5 采用的水平网格不同,模式之间传递的变量先进行 插值处理,插值方法采用最优插值法。这样, MM5 采用当前时次 POM 预报的 SST 驱动, POM 由当 前时次 MM5 预报的海面风应力、感热通量、潜热 通量强迫,较为真实地反映了台风和海洋的状况。

为获得真实的海洋状态,海洋模式的初始化十 分重要 (Bender et al., 2000; 钱永甫等, 2000a; 钱 永甫等, 2000b)。本研究中 POM 的初始化分为两 个阶段运行,第一个阶段从静止海洋开始积分,用 Levitus 1月份多年平均的温盐资料作初始场,用 COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) 1月份的气候月平均风应力场驱动 POM 模 式,共积分两个模式年达到准稳定状态;第二个阶 段利用第一阶段模式运行后海洋的状态进行热启 动,采用 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 再分析资料中一天四次的风场驱动 POM 模式,模式的风应力利用 Large et al. (1981) 提出的线性经验公式计算得到,海气热通量采用南 安普敦海洋数据中心 (SOC) 的净热通量和短波辐 射,通过插值得到模式中相应的值,此阶段运行模 式到台风到来之前,使模式海洋达到台风到来之前 的状态。

选取发生在南海的台风 Krovanh (0312) 进行 模拟。Krovanh 于 2003 年 8 月 20 日 12 时 (国际 协调时,下同)在西太平洋生成,生成后一路偏南 西移,穿过菲律宾后,折向偏北方向移动,24 日 20 时在海南省文昌县登陆,22 时又在广东省徐闻县 登陆后进入北部湾,25 日 14 时在越南北部登陆。 Krovanh 移速较快,平均移速 6.32 m/s。POM 模 拟范围 (0°~30°N,99°E~130°E),水平分辨率为 0.25°×0.25°,在垂直方向上模式采用不均匀间隔 的 21 个 Sigma 层,对上层海洋的分层进行加密, 外模态的时间步长是 60 s,内模态的时间步长是 1800 s,采用真实地形。MM5 模式采用一重区域, 模拟范围 (7.91°N~26.98°N,103.43°E~127.57°E), 水平方向分辨率 15 km,时步 50 s,垂直方向分为 29 层,其中大气边界层分 9 层 (朱禾等,2007)。 采用合理的 BOGUS 方案。在模式的物理过程参数 化方面,选用 Betts-Miller 积云对流参数化方案和 Reisner I 型显式云物理过程方案以及 Blackadar 的 高分辨边界层方案 (Betts et al., 1986)。耦合模式 从 2003 年 8 月 23 日 00 时开始积分到 26 日 00 时, 共积分 72 小时。

设计一个对比试验,以检验考虑海气相互作用 后耦合模式对台风强度模拟的改进,对比试验不进 行耦合,只运行 MM5 模式,采用 POM 初始化后 得到的 2003 年 8 月 23 日 00 时的 SST 驱动,SST 不随时间变化,称为未耦合试验。

3 试验结果

3.1 耦合模式对 Krovanh 强度模拟的改进

从图 2a 显示的两个试验模拟的 Krovanh 路径 (模式输出的海平面最低气压的格点被定义为模拟 的台风中心位置) 与实况的对比可以看出, 总体上 与实况都比较一致,特别是 Krovanh 进入北部湾 后。两个试验模拟的路径很相似,在24日06时之 前则基本一致,表明台风引起的海面降温对台风路 径没有明显影响,这与以往的研究结果一致 (Zhu et al., 2004, Zhu et al., 2006)。对台风强度的模 拟,耦合试验明显比未耦合试验优越,模拟的台风 中心气压与实况更为接近(图 2b)。未耦合试验从 开始积分到24日06时台风迅速增强,中心气压从 980 hPa 降低到 930 hPa, 比实况低 35 hPa, 耦合试 验有较大改进,模拟的中心气压为 950 hPa,比未 耦合试验模拟的中心气压高 20 hPa, 即台风引起的 海面降温反馈到大气使得台风强度削弱了 20 hPa。 耦合试验模拟的近中心最大风速也好于未耦合试验 (图 2c), 与观测更为接近, 台风最强时段耦合试验 比未耦合试验模拟的近中心最大风速小10 m/s, 更 接近观测。

3.2 台风 Krovanh 引起的 SST 降低

SST下降是海洋对一个台风过程响应的显著特征。图 3a 是模拟的 2003 年 8 月 25 日日平均的



图 2 模式模拟与观测的 (a) Krovanh 路径、(b) 中心最低气压 和 (c) 近中心最大风速。(a) 等值线:耦合试验模拟的 24 日 06 时海平面气压(单位: hPa);实心圆:耦合试验,空心圆:未耦 合试验,方块:观测

Fig. 2 (a) The 72-h tracks, (b) the minimum sea level pressure and (c) the maximum surface wind for the coupling experiment (solid circles), the uncoupling experiment (open circles) and the observation (rectangles). (a) isoline: the sea-level pressure (hPa) at 0600 UTC 24 Aug

南海 SST 分布,与热带降雨测量卫星微波成像仪 (TRMM/TMI)观测的该日 SST (图 3b)相比可 知,模拟的 SST 与观测的 SST 基本相符,模拟的 SST 强降温区域与观测的强降温区域都出现在台 风路径的右侧,但由于耦合模式模拟的台风路径比 观测路径偏北,SST强降温的区域比 TRMM/TMI 观测的位置要偏北 1°左右。值得一提的是在广东 近岸区域模拟的 SST 与观测值偏差较大,这可能 是由于该区域水深较浅,温跃层上层温度梯度对 SST 影响较大 (Bender et al., 2000),而耦合模式 中的 POM 模式没能很好地刻画浅水区的温跃层上 层温度梯度。这需要在今后的工作中改进。

由 Krovanh 引起的 25 日 14 时 (台风移出南海 后) 与 23 日 00 时 (台风到来前) SST 的差值 (图 4a) 可知, 在台风影响海域 SST 普遍降低, 台风路 径右侧降温比左侧大,降温幅度普遍超过 2.5℃, 最大降温中心位于 (20.0°N, 115.2°E) 附近, 距离 台风路径约 95 km, 台风到来前 (23 日 00 时), 最 大降温中心 SST 为 29.5℃, 台风移出后 (25 日 14 时), SST 降低至 23.7℃, 降温幅度高达 5.8℃, 与 TRMM/TMI 观测的最大降温幅度 5.6℃相当。许 多研究表明,最大 SST 响应具有右偏的倾向,台风 移速越快,右偏性越强。Black (1983) 对不同飓风 以及利用不同参数对海洋温度场响应进行的研究表 明,在一个移动的飓风过程中,当混合层深度小于 70 m 时, SST 下降呈明显的右偏性, 对移速较快的 台风最大降温发生在离台风路径 30~150 km 的位 置。Price (1981) 研究了 SST 对台风 Eloise (1975) 的响应,结果显示 SST 能够产生最大 3℃ 的降温幅度,这一最大降温区发生在台风路径右侧 60 km 附近。Shay et al. (2000) 研究了上层海洋对 飓风 Gilbert (1988) 的响应, Gilbert 引起的 SST 降低大约是 3.5~4℃, SST 强降温的区域扩展到 台风路径右边 2~3个最大风速半径,大约是 150 km 的范围。

与 SST 降低相对应的是在台风影响海域混合 层深度(本文按照 Kelly et al. (1995)的定义规定 混合层深度)普遍增加(图 4b),较大的海面降温 对应较大的混合层加深,台风路径右侧混合层深度 变化比左侧大,普遍增加 20 m 以上,最大增加 58 m,最大混合层增加中心与最大降温中心重合。 台风到来之前(23 日 00 时),最大降温中心混合层 深度为 19 m, 25 日 14 时台风移出后,混合层深度 增加至 77 m。

研究表明台风作用下引起 SST 降低的原因主要是大风夹卷和冷水抽吸, Sanford et al. (1987) 认

1期



图 3 2003 年 8 月 25 日受 Krovanh 影响后的南海 SST (单位: ℃)分布图: (a)模拟 (粗实线: 耦合模式模拟的台风路径); (b) TRMM/ TMI 观测(有部分观测值缺测,粗实线:观测的台风路径)

Fig. 3 The SST (°C) distribution in the South China Sea (SCS) on 25 Aug 2003 after influenced by Typhoon Krovanh: (a) Simulated SST (heavy line, the track simulated by the coupling experiment); (b) TRMM/TMI observed SST (There are some missing data in the SST field, the observed track is shown by the heavy line)



图 4 (a) 2003 年 8 月 25 日 14 时与 23 日 00 时 SST 之差 (单位: ℃); (b) 2003 年 8 月 25 日 14 时与 23 日 00 时混合层深度之差 (单位: m) Fig. 4 (a) The difference of SST between 1400 UTC 25 Aug and 0000 UTC 23 Aug (units: °C); (b) the difference of ocean mixed layer depth between 1400 UTC 25 Aug and 0000 UTC 23 Aug (units: m)

为SST下降几乎全部是由于台风过程强烈的夹卷 导致, Price (1981) 和 Price et al. (1994) 的研究表 明大风夹卷在 SST 的降低中起主要作用, SST 响 应的右偏性是由于台风路径右侧的风应力使得在路 径右侧海洋混合层内的流速较大,导致强的夹卷, SST 出现大幅度的下降。由于冷水抽吸导致混合 层变浅, 而大风夹卷使混合层深度增加, 台风 Krovanh 引起的混合层深度增加与 SST 降低的对 应关系表明大风夹卷在 SST 的降低中起了主要作 用。

值得注意的是,从图 4a 可看出在越南东部沿

岸海域也出现了幅度较大的降温,25日14时该处 降温超过4.0℃。该海域在23日00时混合层深度 很小, 普遍小于10m, 在海洋各个层次上该海域的 海温都明显低于周围海域,与低温区对应的是在该 海域有一明显的气旋式环流存在,此即为南海西部 夏季冷涡(兰健等,2006)。研究表明由台风造成 的SST降低现象是台风-海洋相互作用的共同结 果,海面降温不仅与台风的强度、移动速度等台风 因素有关,还与混合层深度、温跃层上层温度梯度 等海洋因素有关(Chu et al., 1998)。混合层深度 越浅,造成的 SST 降低幅度越大。由于南海西部 夏季冷涡处混合层深度很浅,在台风和冷涡的共同 作用下,使得该处降温显著,混合层加深 10 余米。 另外, Chu et al. (2000)的研究表明 Ernie (1996) 影响南海期间黑潮水在台风强迫下入侵南海,导致 吕宋西岸辐合带的 SST 增加了 1~1.5℃。我们的 研究也发现类似的现象 (图 4),黑潮水在台风强迫 下通过吕宋海峡入侵南海,使得吕宋海峡 SST 上 升 1.0℃左右,混合层深度减小 10~20 m。

4 大气与海洋的热量交换及其对台风 强度的影响

4.1 表面潜热通量和感热通量

海洋输送到大气的感热通量和潜热通量是台风 维持和发展的重要能量来源,研究表明台风内核区 的海-气热通量交换对台风强度有显著影响 (Zhu et al., 2004; Zhu et al., 2006), 而距离台风中心较 远的热通量交换对台风强度影响很小 (Hack et al., 1986)。本文按 Weatherford et al. (1988) 的定 义将台风内核区规定为台风中心到距离台风中心 111 km 之间的区域,外围区域规定为离台风中心 111~278 km 之间的区域。从两个试验模拟的 24 日 00 时至 24 日 06 时平均的台风边界层内沿方位 角方向平均的总热通量(图5)可以看出,两个试 验总热通量主要在台风内核区差别较大,特别是在 台风最大风速半径(45 km)附近,未耦合试验在最 大风速半径内总热通量由台风中心向外迅速增大, 之后又迅速减小;而耦合试验在最大风速半径内总 热通量随半径增大的幅度远小于未耦合试验,之后 则变化很小。

图 6 是耦合试验和未耦合试验模拟的 24 日 06 时台风内核区潜热通量与感热通量分布,两个试验 潜热通量的分布形势类似(吴迪生等,2001),都是 台风中心数值低,由中心向外逐渐升高,在最大风 速半径附近达到最大值后又向外慢慢减小,台风中 心左侧的潜热通量都较大,耦合试验潜热通量最大 值为 600 W/m²,远小于未耦合试验的最大值 1100 W/m²。两个试验感热通量的分布形势不同,由于 感热通量大小取决于海-气温差和风速大小,其输 送方向则取决于海气温差,对未耦合试验,感热通 量的分布形势与其风速分布形势相似;而对耦合试 验,由于考虑了台风引起的海面降温,在其台风中 心右侧,气温高于海温,感热通量为负,大气边界



图 5 耦合试验和未耦合实验模拟的 24 日 00~06 时平均的沿 方位角方向平均的总热通量

Fig. 5 The azimuthally averaged total heat fluxes averaged over 0000 – 0600 UTC 24 Aug from the coupling and uncoupling experiments

层传递感热通量给海洋,感热通量不存在涡旋状对称分布,和风速分布形势也几乎没有任何相似之处。

计算台风 Krovanh 内核下方 SST (台风中心周 围 222 km×222 km 面积平均的 SST) 随时间的变 化可知, 耦合试验 23 日 00 时至 25 日 14 时平均比 未耦合试验低 0.98℃, 而模拟的台风中心气压 (950 hPa) 比未耦合试验 (930 hPa) 高 20 hPa, 即 每降低 1℃, 中心气压降低 20.4 hPa。Zhu et al. (2006)的模拟试验表明考虑了海面降温后,SST 降低1℃,中心气压降低近20.0 hPa,本文的模拟 试验中 SST 下降导致台风中心气压下降幅度与其 试验结果比较一致。Cione et al. (2003)的研究表 明海气间的热通量交换对台风内核下方的 SST 变 化非常敏感,内核下方 SST 减小 1℃,热通量交换 则减少 40% 甚至更多。表 1 为 23 日 00 时至 25 日 14 时平均的台风内核区感热通量、潜热通量和 SST。耦合试验与未耦合试验平均 SST 相差 0.98℃,平均总热通量则相差 263.35 W/m²,即总 热通量减少 32.1%, 与 Cione et al. (2003) 的计算 结果基本一致,与Cayan et al. (1992) 在观测研究中 发现的 SST 相差 0.2℃, 总热通量则相差 50 W/m² 的结果也比较相符。

Leiper et al. (1972) 首次提出台风热含量 (Hurricane Heat Potential, HHP) 的概念, 用以 衡量海洋向台风所能提供的热通量特别是潜热通 量,将它定义为:



图 6 2003 年 8 月 24 日 06 时耦合试验(a,b)和未耦合试验(c,d)模拟的台风内核区潜热通量(a,c)与感热通量(b,d)。台风标志表 示该时刻台风中心的位置

Fig. 6 The simulated (a, c) sensible heat fluxes and (b, d) latent heat fluxes in the inner core region at 0600 UTC 24 Aug from the (a, b) coupling and (c, d) uncoupling experiments. The typhoon center positions are shown by the typhoon symbols

表 1 2003 年 8 月 23 日 00 时至 25 日 14 时平均的台风内核区各物理量

Table 1Area-averaged several physical variables in inner core region from the coupled and uncoupled experiments between 0000UTC 23 Aug and 1400 UTC 25 Aug

	潜热通量/W・m ⁻²	感热通量/W・m ⁻²	总热通量/W・m ⁻²	SST/°C
耦合试验	521.14	36.11	557.25	29.35
未耦合试验	712.50	108.10	820.60	30.33

 $Q_{\rm H}(x,y,t) = \rho c_{\rho} \Delta T(x,y,z,t) \Delta z$, (1) 其中, c_{ρ} 是海水的定压比热 (4178 J·kg⁻¹·K⁻¹), ρ 为上层海洋的海水密度 (取 1026 kg/m³), Δz 为海 温 26℃所在层次的水深, ΔT 为 SST 与 26℃的温 度差, $Q_{\rm H}$ 的单位为 kJ/cm²(10⁷ J/m²)。根据公式 (1) 计算得到的台风到来前 (23 日 00 时)南海中 北部的 HHP 在 60~80 kJ/cm² 之间 (图 7a), 远大 于 Leiper et al. (1972) 提出的台风发展所必需的 16.7 kJ/cm², 而台风移出南海后 (25 日 14 时)南 海中北部 HHP 降到 20 kJ/cm² 以下, 普遍降低 20~80 kJ/cm²(图 7b),较大的海面降温对应较大的 HHP 降低,表明海洋向台风提供了大量的能量。

4.2 台风强度的变化与相当位温的关系

台风引起的海面降温降低了海洋向大气输送的 潜热通量和感热通量,热通量的减少使得湿静力能 减小。Liu et al. (1997)指出:在边界层内,台风外 围深厚的暖湿水汽输送带不断将海洋提供的暖湿水 汽输送到台风内核区,使得台风内核区内湿静力能 迅速增加,在有些深对流区这些高湿高能水汽还会



图 7 (a) 耦合试验模拟的 23 日 00 时南海台风热含量; (b) Krovanh 影响下 23 日 00 时与 25 日 14 时台风热含量之差(单位: kJ/cm²) Fig. 7 (a) Hurricane heat potential (kJ/cm²) in the SCS at 0000 UTC 23 Aug and (b) the difference of hurricane heat potential (kJ/cm²) between 0000 UTC 23 Aug and 1400 UTC 25 Aug



图 8 耦合试验 (a) 和未耦合实验 (b) 模拟的 24 日 00~06 时平均的 2 km 以下沿方位角方向平均的相当位温 (单位: K) Fig. 8 The azimuthally averaged equivalent potential temperature (K) below 2 km averaged over 0000 – 0600 UTC 24 Aug from the (a) coupling and (b) uncoupling experiments

由边界层输送到对流层上层,通过这种机制台风迅 速增强,因此湿静力能对台风的发展和维持具有关 键作用(Bender et al., 2000; Zhu et al., 2004)。 分析耦合试验和非耦合试验台风沿方位角方向平均 的相当位温可知(Rotunno et al., 1987),两个试 验相当位温在台风内核区差别较大(图 8),内核区 外则差别较小,在台风内核区,由台风中心向外相 当位温迅速减小,以模式最底层(σ =0.995,高度 36 m)为例,耦合试验与未耦合试验 111 km 范围 内相当位温分别相差 10.01 K和 15.81 K,未耦合 试验相当位温的径向梯度大于耦合试验,而较大的 径向梯度对应较强的涡旋(Zhu et al., 2004)。值 得注意的是,从图 8 还可以看出表面热通量减少不 仅降低了台风边界层内的湿静力能,也降低了台风 涡旋边界层上对流层的湿静力能,这一结果与 Zhu et al. (2004)的数值试验结果相同。

对成熟台风,假定台风涡旋内为中性至倾斜的 对流,Emanuel(1986)导出一个台风中心与外围 的相当位温之差和海平面气压之差的线性关系:

$$\Delta p_* = -3.3 \Delta \theta_{\rm e}. \tag{2}$$

计算两个试验 24 日 00~06 时平均的台风中心 与外围(取为距离台风中心 250 km 沿方位角平均 值)相当位温(σ =0.995,高度 36 m)之差和海平 面之差可得:如表2所示,耦合试验和未耦合试验 表 2 两个试验 24 日 00~06 时平均的台风中心与外围相当 位温之差和海平面气压之差及其比率

Table 2Difference in equivalent potential temperature, sealevel pressure and their ratios between the storm center and thestorm periphery averaged over hours 24 - 30

	$\Delta \theta_{\rm e}/{ m K}$	$-\Delta p_*/hPa$	$-\Delta p_* / \Delta \theta_{ m e} / { m hPa} \cdot { m K}^{-1}$
耦合试验	14.43	43.41	3.01
未耦合试验	22.39	57.63	2.57

台风中心与外围的相当位温之差分别为14.43 K 和22.39 K,其对应的海平面气压之差则分别为43.41 hPa 和 57.63 hPa,由于静力稳定度等因素对台风强度也有一定影响,因此对不同时间、不同试验的台风中心与外围的相当位温之差和海平面气压之差的比值有一定变化,但总体上来说,相当位温之差和海平面气压之差具有比较好的对应关系,表明湿静力能对台风的发展和维持具有关键作用(Bender et al., 2000; Zhu et al., 2004)。

5 结论

本文采用与海洋模式 POM 耦合的 MM5 模拟 台风 Krovanh,考虑了台风产生的海面降温对其强 度的影响,模拟的台风强度与实况比较符合,而采 用固定不变 SST 的未耦合试验模拟的 Krovanh 强 度明显偏大。SST 降低引起海洋提供给台风的潜 热通量和感热通量减少,特别是在台风内核区,在 台风中心的右侧甚至出现大面积负的感热通量。热 通量的减少使得台风涡旋内湿静力能减少,而湿静 力能对台风的发展和维持具有关键作用,因此台风 引起的海面降温反馈到台风,削弱了台风强度。

本文还分析 SST 对台风 Krovanh 的响应过程, 模拟的南海 SST 分布与 TRMM/TMI 观测的日平 均 SST 比较符合,较大的海面降温出现在台风路 径右侧,最大降温 5.8℃,距离台风路径 95 km。 与 SST 降低相对应的是在台风影响海域混合层深 度普遍增加,较大的海面降温对应了较大的混合层 加深,台风路径右侧混合层深度变化比左侧大,普 遍增加 20 m 以上。混合层深度增加与 SST 降低的 对应关系表明大风夹卷在 SST 的降低中起了主要 作用。

参考文献 (References)

Bender M A, Ginis I. 2000. Real-case simulations of hurricane-o-

cean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity [J]. Mon. Wea. Rev., 128: 917-945.

- Betts A K, Miller M J. 1986. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Arctic air – mass data sets [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112: 693–709.
- Black P G. 1983. Ocean temperature changes induced by tropical cyclones [D]. Ph. D. dissertation, The Pennsylvania State University, 278.
- Cayan D R. 1992. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: Driving the sea surface temperature [J]. J. Phys. Oceanogr., 22: 859-881.
- Chang S W, Anthes R A. 1978. Numerical simulation of ocean's nonlinear baroclinic response to translating hurricanes [J]. J. Phys. Oceanogr., 8: 468-480.
- Chu P C, Fan C W, Lozano C J, et al. 1998. An airborne expandable bathythermograph (AXBT) survey of the South China Sea May 1995 [J]. J. Geophys. Res, 103: 21637-21652.
- Chu P C, Veneziano J M, Fan Chenwu. 2000. Response of the South China Sea to tropical cyclone Ernie 1996 [J]. J. Geophys. Res., 105 (C6): 13991-14009.
- Cione J J, Uhlhorn E W. 2003. Sea surface temperature variability in hurricanes: Implications with respect to intensity change [J]. Mon. Wea. Rev., 131: 1783-1795.
- Elsberry R L, Fraim T, Trapnell R. 1976. A mixed layer model of the ocean thermal response to hurricane [J]. J. Geophys. Res., 81: 1153-1162.
- Emanuel K A. 1986. An air sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance [J]. J. Atmos. Sci., 43: 585-604.
- Falkovich A I, Khain A P, Ginis I. 1995. Motion and evolution of binary tropical cyclones in a coupled atmosphere-ocean numerical model [J]. Mon. Wea. Rev., 123: 1345-1363.
- Hack J J, Schubert W H. 1986. Nonlinear response of atmospheric vortices to heating by organized cumulus convection [J]. J. Atmos. Sci., 43: 1559-1573.
- Hong X, Chang S W, Raman S, et al. 2000. The interaction between Hurricane Opal (1995) and a warm core ring in the Gulf of Mexico [J]. Mon. Wea. Rev., 128: 1347-1365.
- 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 on heavy rain in two typhoon processes [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),63 (4):455-467.
- Kelly K A, Qiu B. 1995. Heat flux estimates for the western North Atlantic. I: Assimilation of satellite data into a mixed layer model [J]. J. Phys. Oceanogr., 25: 2334 – 2360.
- 兰健,洪洁莉,李丕学. 2006. 南海西部夏季冷涡的季节变化特征 [J]. 地球科学进展,21 (11):1145-1152. Lan Jian, Hong Jieli, Li Pixue. 2006. Seasonal variability of cool-core eddy in the

western South China Sea [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 21 (11): 1145-1152.

- Large W, Pond S. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds [J]. J. Phys. Oceanogr., 11: 324 – 336.
- Leipper D, Volgenau D. 1972. Hurricane heat potential of the Gulf of Mexico [J]. J. Phys. Oceanogr., 14: 727-746.
- Liu Yubao, Zhang Da-Lin, Yau M K. 1997. A multiscale numerical study of hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification [J]. Mon. Wea. Rev., 125: 3073 – 3093.
- Price J F. 1981. Upper ocean response to a typhoon [J]. J. Phys. Oceanogr., 11: 153-175.
- Price J F, Sanford T B, Forristall G Z. 1994. Forced stage response to a moving hurricane [J]. J. Phys. Oceanogr., 24: 233-260.
- 钱永甫,王谦谦,朱伯承. 2000. POM 对南海海温年变化的模拟 [J]. 大气科学,24(3):373-380. Qian Yongfu, Wang Qianqian, Chu P C. 2000. Simulations of the annual cycle of the South China Sea temperature by POM [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24(3):373-380.
- 钱永甫, 王谦, 朱伯承. 2000. 南海风生冷暖涡的数值模拟 [J]. 大 气科学, 24 (5): 625-633. Qian Yongfu, Wang Qianqian, Chu P C. 2000. Numerical modeling of the wind forced cold and warm gyres in the South China Sea [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (5): 625-633.
- Rotunno R, Emanuel K. 1987. An air sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a non-hydrostatic axisymmetric model [J]. J. Atmos. Sci., 44: 542 – 561.
- Sakaida F, Kawamura H, Toba Y. 1998. Sea surface cooling caused by typhoons in the Tohoku area in August 1989 [J]. J. Geophys. Res., 103 (C1): 1053-1065.
- Sanford T B, Black P G, Haustein J R, et al. 1987. Ocean response to a hurricane. Part I: Observations [J]. J. Phys. Oceanogr., 17: 2065-2083.

- Schade L R, Emanuel K A. 1999. The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones: Results from a simple coupled atmosphere – ocean model [J]. J. Atmos. Sci., 56: 642 – 651.
- Shay L K, Goni G L, Black P G. 2000. Effects of a warm oceanic feature on Hurricane Opal [J]. Mon. Wea. Rev., 128: 1366 – 1383.
- Sutyrin G G, Khain A P. 1979. Interaction of ocean and the atmosphere in the area of moving tropical cyclone [J]. Dokl Akad Aauk USSR, 249: 467-470.
- Sutyrin G G, Khain A P. 1984. On the effect of air ocean interaction on the intensity of a moving tropical cyclone [J]. Atmos. Oceanic. Phys., 20: 787–794.
- Weatherford C L, Gray W M. 1988. Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part I: Data analysis and climatology [J]. Mon. Wea. Rev., 116: 1032-1043.
- 吴迪生,邓文珍,张俊峰,等. 2001. 南海台风状况下海气界面热量 交换研究 [J]. 大气科学, 25 (3): 329 - 341. Wu Disheng, Deng Wenzhen, Zhang Junfeng, et al. 2001. A research on air sea interaction heat exchange under the typhoon over the South China Sea [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (3): 329 - 341.
- 朱禾,孙岚,廖洞贤. 2007. 大气数值模式空间分辨率的确定方法
 [J]. 大气科学,31 (3),410-417. Zhu H, Sun L, Liao D X.
 2007. Determination of the spatial resolution required by the atmospheric numerical model. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (3): 410-417.
- Zhu Hongyan, Ulrich W, Smith R. 2004. Ocean effects on tropical cyclone intensification and inner-core asymmetries [J]. J. Atmos. Sci., 61: 1245-1258.
- Zhu Tong, Zhang Da-Lin. 2006. The impact of the storm-induced SST cooling on hurricane intensity [J]. Adv. Atmos. Sci., 23 (1): 14-22.