

中尺度海-气耦合模式 GRAPES_OMLM 对台风珍珠的模拟研究^{* 1}

王子谦^{1,5} 段安民¹ 郑永骏¹ 刘琨² 梁旭东³ 马光⁴

WANG Ziqian^{1,5} DUAN Anmin¹ ZHENG Yongjun¹ LIU Kun² LIANG Xudong³ MA Guang⁴

1. 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,北京,100029
2. 中国气象科学研究院,北京,100081
3. 中国气象局上海台风研究所,上海,200030
4. 河北省张家口市气象局,河北 张家口,075000
5. 中国科学院研究生院,北京,100049

1. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China
2. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China
3. Shanghai Typhoon Institute of China Meteorological Administration, Shanghai 200030, China
4. Zhangjiakou Meteorological Bureau, Hebei Zhangjiakou 075000, China
5. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2010-05-10 收稿,2011-04-11 改回.

Wang Ziqian, Duan Anmin, Zheng Yongjun, Liu Kun, Liang Xudong, Ma Guang. 2012. Simulative study of Typhoon Chanchu (2006) using the mesoscale coupled air-sea model GRAPES_OMLM. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(2):261-274

Abstract A new mesoscale coupled air-sea model was developed based on the Global/Regional Assimilation and Prediction System (GRAPES) with the improved Mellor-Yamada type Ocean Mixed Layer Model (OMLM) employed. Using this GRAPES_OMLM model, Typhoon Chanchu (2006) was simulated to test the ability of the GRAPES_OMLM in typhoon research and investigate the impact of local air-sea interaction on typhoon. The results show that the GRAPES_OMLM is able to catch the main physical processes of the typhoon weather. The simulated minimum surface pressure, maximum wind near the typhoon center and the typhoon's track in the coupled model where the air-sea interaction is included are better consistent with the observation than those in the uncoupled model. Furthermore, compared to the experiment Ctrl_1 with unchanged SST condition, the results of the Ctrl_2 in which daily mean SST is adopted have a bit improvement as well. The SST simulated in the coupled model is also very close to the observation with the maximum SST cooling of more than 4.0°C, which is located at the right of Chanchu's track. There is an inverse correlation between the change of SST and the surface wind stress, and the increasing of wind stress will induce TKE's rise with wind-inducing mixing as the main reason for the SST cooling. Moreover, SST cooling can weaken the typhoon's intensity and change the typhoon's circulation structure through reducing the heat flux from the ocean, as well as change the WN-1 structure of the Potential Vorticity Tendency which affects the typhoon's track.

Key words Coupled model, Simulation of typhoon, Local air-sea interaction

摘要 利用全球/区域同化与预报系统 GRAPES(Global/Regional Assimilation and Prediction System)和改进的 Mellor-Yamada 型海洋混合层模式 OMLM(Ocean Mixed Layer Model),建立了一个新的中尺度海-气耦合模式 GRAPES_OMLM,并

* 资助课题:国家重点基础研究发展计划(2009CB421403)、财政部、科技部公益性行业(气象)科研专项(GYHY200806007)以及中国科学院项目百人计划暨知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-BR-14)。

作者简介:王子谦,主要从事海气相互作用及数值模拟方面的研究。E-mail:wzq@lasg.iap.ac.cn

通讯作者:段安民。E-mail:amduan@mail.iap.ac.cn

利用该模式对发生于南海的台风珍珠(0601)进行了模拟研究,检验了 GRAPES_OMLM 对台风的模拟性能,并分析了局地海-气相互作用对台风的影响。结果表明,GRAPES_OMLM 基本能模拟出台风天气过程中的主要物理过程。考虑了海-气相互作用的耦合试验所模拟出的台风强度、近台风中心最大风速以及台风后期移动路径,相对于两组控制试验(单独大气模式)的模拟结果都有较大的改进。而且,采用逐日变化海表温度作为下边界条件的控制试验 2 的模拟结果相对于 SST 不变的控制试验 1 更接近观测。耦合模式 GRAPES_OMLM 能较好地模拟出台风过境海表温度的变化,台风珍珠在其路径右侧有超过 4.0°C 的降温。SST 的变化和海表风应力的变化呈反相关关系,风应力的增大伴随着海洋近表层湍流动能(TKE)的加强,大风动力作用是 SST 降低的主要原因。SST 的降低致使海洋向台风输送的热通量减少,进而削弱了台风的强度并改变台风环流结构,同时通过改变位势涡度趋势的一波结构(WN-1)来影响台风的移动路径。

关键词 耦合模式, 台风模拟, 局地海-气相互作用

中图法分类号 P458.1⁺24

1 引言

台风是发生在热带或副热带海洋上的一种具有暖心结构的强烈气旋性涡旋,经常伴随着狂风暴雨,给受影响地区造成严重的灾害。由于台风是在较暖的海洋上生成和发展,海-气相互作用对其影响问题越来越受到气象和海洋学家的关注。中国对台风数值模拟和预报通常采用区域大气模式,海洋热力强迫是以固定不变或者时间精度不高的海表温度作为下垫面条件,没有准确考虑海表热状况变化对台风的影响,这对台风的模拟与预报显然会造成误差。

大量观测试验和数值研究表明,台风的形成和发展随海洋热动力结构而发生显著变化,其中,较明显的现象就是海表温度(SST)的改变(Jordan, 1964; Price, 1981; Hazelworth, 1986; Bender, et al, 1993)。台风过境致使海表风应力加强,会引起 SST 最大可超过 6°C 的降温(Bender, et al, 1993)。台风发展与 SST 变化其实是一个正负双反馈的过程。一方面,台风发展导致海表风应力加强,从而加大了高温海水以感热及潜热的形式为台风提供能量,进而使台风继续发展。另一方面,发展的台风在海上移动时,通过大风动力作用,冷水上翻使 SST 降低,导致海表为台风提供的能量减少,最终台风减弱。这种 SST 的变化对台风强度的影响以及对台风移动路径的可能影响,近些年来已成为研究台风的热点问题。由于海洋观测资料的稀少,且其资料的时空分辨率也不够精细,海-气耦合模式便成为研究海-气相互作用对台风影响的重要工具。从早期的低分辨率海-气耦合模式和采用轴对称台风模型到后来的高分辨率多维嵌套的耦合模式及其对真实的台风个例的模拟,中外的大量研究(Elsberry, et al, 1976; Chang, et al, 1978; Hong, et

al, 2000; Schade, et al, 1999; Bender, et al, 2000; Ren, et al, 2006; 马艳等, 2007; 蒋小平等, 2009)表明, SST 的变化对台风强度的影响十分显著,因此,在台风模拟及预报中考虑海-气相互作用是十分必要的。但是, SST 变化是否对台风移动路径有影响却存在分歧, Bender 等(2000)、蒋小平等(2009)及 Zhu 等(2004)通过数值试验表明 SST 降低对台风路径没有明显影响;而 Khain 等(1991)、Falkovich 等(1995)通过理想试验发现海-气相互作用对台风路径是有影响的, Kitade(1980)也提出 SST 的分布通过影响台风尺度大小和强度来影响其路径,黄立文等(2005)、王思思等(2006)通过台风实例的数值试验也表明 SST 的降低对台风路径有一定的影响。本文将利用 GRAPES 区域大气模式和改进了的 Mellor-Yamada 型海洋混合层模块 OMLM 进行耦合建立一个新的中尺度海-气耦合模式 GRAPES_OMLM,并以 2006 年 5 月的南海台风珍珠(0601)为例,通过数值试验检验简单海洋模块和大气模式耦合后对台风移动发展中主要物理过程的模拟性能,并讨论局地海-气相互作用对台风的强度、结构以及移动路径的影响。

2 模式简介、资料及实验设计

2.1 模式简介

GRAPES 区域同化预报系统是中国气象科学家自主研发的新一代数值天气预报系统(陈德辉等, 2008; 薛纪善等, 2008)。GRAPES 模式采用全可压原始方程组,模式静力平衡与非静力平衡可以开关式置换运行,有限区域模式和全球区域模式通用;采用半隐式-半拉格朗日时间平流方案,经度-纬度格点的网格设计,在水平方向取 Arakawa-C 格点,垂直方向采用 Charney-Philips 垂直分层设置,高度地

形追随坐标,利用三维矢量质点轨迹计算半拉格朗日轨迹。近年来,GRAPES 模式发展出了专门的沙尘暴(李耀辉等,2005;赵建华等,2006)及台风(朱振铎等,2007)等天气过程的业务模式,表现出了良好的性能和发展潜力。本文运行的 GRAPES 有限区域模式水平分辨率为 $0.2^\circ \times 0.2^\circ$,垂直 31 层,时间步长为 120 s,初始时刻无人造台风方案。参数化方案包括微物理 NCEPcloud3 方案、简单 Arakawa-Schubert 积云对流方案、swrad 短波与 RRTM 长波辐射方案、slab 陆面过程及 MRF 边界层方案等。

用的海洋混合层模式 OMLM 是一个改进了的 Mellor-Yamada 型一维二阶扰动闭合模式(Noh, et al, 1999, 2002)。相对于早期的 Mellor-Yamada 型模式,此海洋混合层模块很多方面都得到了改进,主要包括湍流动能(Turbulent kinetic energy, TKE)的海表边界层条件,扰动的层结效应参数化以及动力过程的设计等。OMLM 垂直方向为 50 层,每层 5 m,这一深度可以保证海洋次表层垂直混合不会超越模式底部。而且,OMLM 相对于其他海-气耦合模式中的完整海洋环流模式,其初始化过程简单,计算量小。通过单点试验表明,OMLM 能成功模拟出耗散率及温度廓线等海洋边界层各物理量的时间演变特征。这个海洋混合层模式已被耦合到不同海洋及大气环流模式(Noh, et al, 2002; Yim, et al,

2008; Duan, et al, 2008, 2009),应用于天气气候变化研究的各个方面。

将大气模式 GRAPES 和海洋混合层模式 OMLM 进行双向同步耦合得到一个新的中尺度海-气耦合模式 GRAPES_OMLM(图 1)。采取信息双向交换的方式来实现,具体是大气模式地面层和海洋模块表层的有关物理参量之间的交换。模式初始化之后,由 GRAPES 计算得到的海面风应力、热通量(包括向下净短波辐射通量和向上的净长波辐射通量、潜热及感热通量)和淡水通量传递给 OMLM,OMLM 由上述物理量所驱动,每积分一个时间步长得到新的 SST,然后反馈给 GRAPES,如此循环。

2.2 资料

选取南海的台风珍珠进行模拟。珍珠于 2006 年 5 月 9 日 06 时(世界时,下同)生成于菲律宾以东($8.3^\circ\text{N}, 132.1^\circ\text{E}$)西太平洋洋面上,12 时加强为热带风暴,向西北偏西方向移动。13 日 00 时进入南海并加强为台风,15 日 00 时发展为强台风,并且,路径突然 90° 北折,径直转向偏北方向移动。18 日珍珠在广东省饶平到澄海之间沿海地区登陆,之后继续北行穿过福建省,最后在东海减弱消失。强台风珍珠不仅强度大,而且来得早,是 55 a 来登陆中国最早的台风之一。模式初始场和边界条件主要来源于 NCEP 6 h 一次的水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的全球分析场(FNL),边界条件 6 h 更新一次。SST 资料是 NOAA 提供的高分辨率逐日最优插值海表温度(OISST),水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。JTWC 发布的台风路径资料以及 NCEP 提供的地面气压和 10 m 高风速将作为观测数据,用于评估模拟结果。

2.3 试验设计

本文对台风珍珠共设计了 3 组试验(表 1)。控制试验 1(Ctrl_1)单独运行大气模式 GRAPES,没有考虑海-气相互作用,保持初始场 SST 不随积分时间而变化,作为对比试验。控制试验 2(Ctrl_2)中

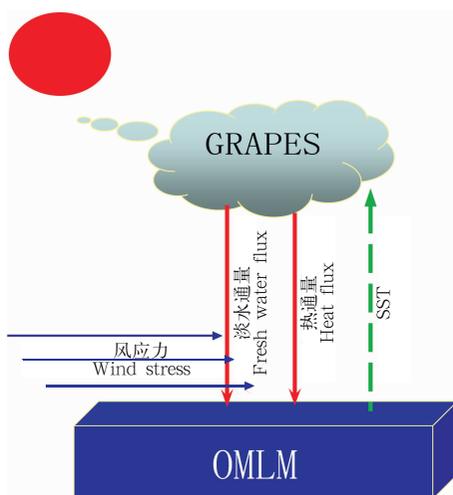


图 1 海-气耦合模式 GRAPES_OMLM 的示意

Fig. 1 Sketch map of the coupled air-sea model GRAPES_OMLM

表 1 试验方案

Table 1 The scheme of experiments

试验名称	试验方案
Ctrl_1	大气模式 GRAPES 单独运行,初始化后 SST 不随积分时间变化
Ctrl_2	大气模式 GRAPES 单独运行,下边界采用逐日变化的 OISST 强迫
Coup	耦合模式 GRAPES_OMLM 双向运行,积分过程中 SST 由海洋模块 OMLM 提供

采用逐日变化的 OISST 作为大气模式 GRAPES 的下边界条件,也只运行 GRAPES 模式,但这个试验可认为粗略地考虑了海-气相互作用,即 SST 随积分时间而变化。耦合试验(Coup)采用新建立的中尺度海-气耦合 GRAPES_OMLM 进行模拟,SST 由海洋模块提供。各试验模拟范围为(5°—30°N, 95°—130°E),从2006年5月14日00时开始积分到19日00时,共积分5 d,3 h 输出一次数据。图2给出了参考点(17°N,116°E)处3组试验 SST 随时间的变化,可看到耦合试验模拟的 SST 变化接近于观测的日平均 SST,说明了耦合模式能较好地模拟珍珠过境时的 SST 的变化。

3 试验结果

3.1 珍珠路径和强度的模拟

图3给出了3组试验模拟与观测的台风珍珠路径(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)、强度(中心气压)和近中心10 m

高度最大风速随时间的变化特征。可以看出,3组试验对路径的模拟总体较好(图3a),积分时段前30 h各方案模拟的台风路径基本一致,之后耦合试

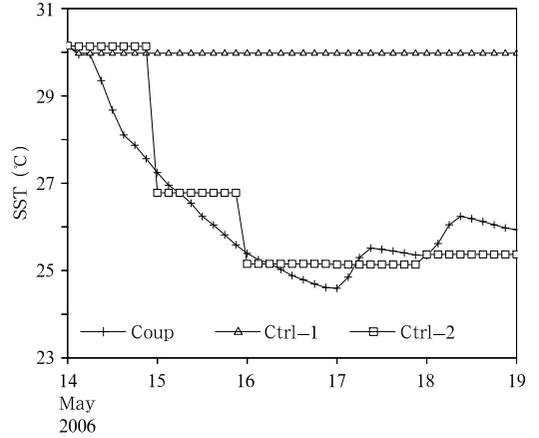


图2 参考点(17°N, 116°E)处3组试验中 SST 随积分时间的变化

Fig.2 Time series of SST at a reference point (17°N, 116°E) in the three experiments

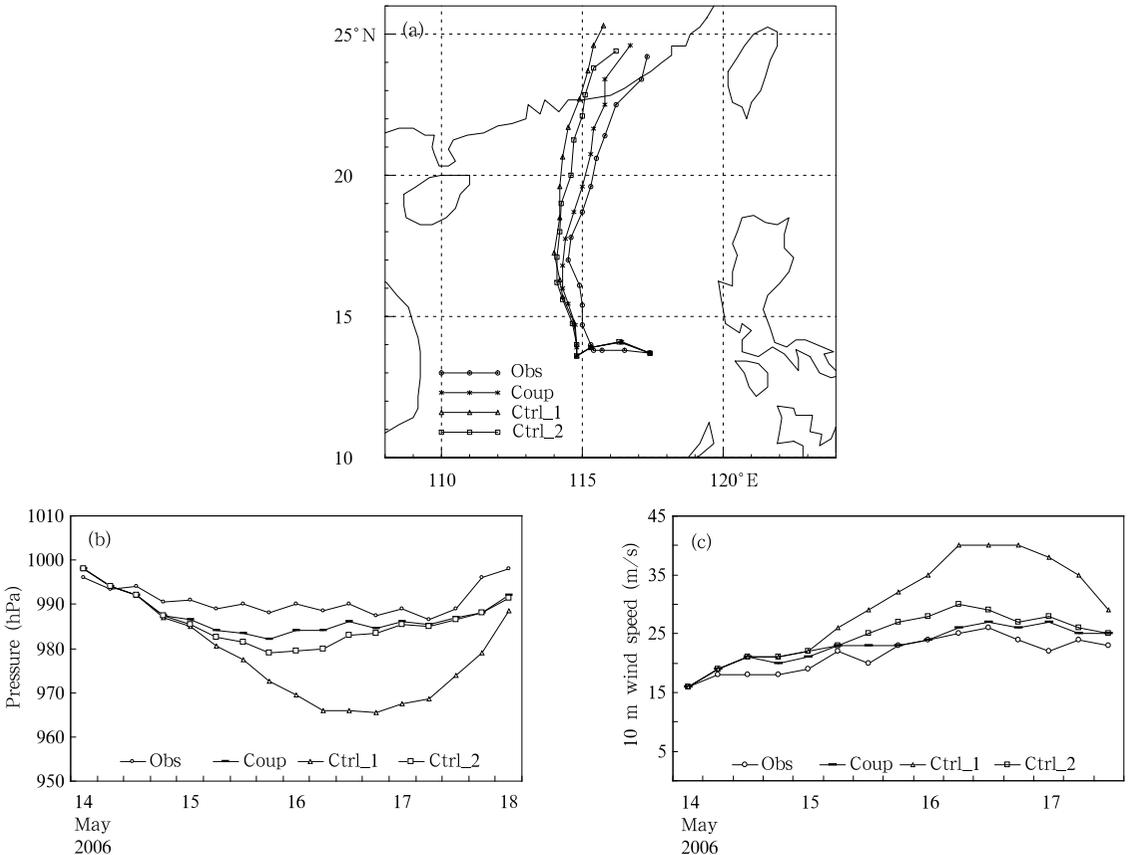


图3 模式模拟与观测台风珍珠的(a)移动路径、(b)中心最低气压和(c)近中心10 m 高度最大风速

Fig.3 Observed and simulated (a) tracks, (b) the minimum surface pressure and (c) the maximum 10 m-wind of Typhoon Chanchu (2006)

验模拟的台风路径更接近实况路径,两组控制试验模拟的路径明显偏西,而且台风移速偏快,登陆偏早。相对于控制试验 1(Ctrl_1),耦合试验模拟的 48 和 72 h 路径误差分别减小 30 和 136 km,登陆地点误差减小 96.5 km。另外,考虑了下边界 SST 逐日变化的控制试验 2(Ctrl_2)模拟结果在模拟时段后期比控制试验 1 相对好些,说明 SST 的变化确实对台风路径有一定的影响。对台风强度的模拟(图 3b),考虑了局地海-气相互作用的耦合试验和控制试验 2 的模拟结果明显比控制试验 1 更为合理,模拟的台风中心最低气压与实际更为接近,其中,耦合试验的结果又比控制试验 2 更接近观测。从图中可以看到,耦合试验模拟的台风强度随时间的变化最大时只与实际相差 6 hPa,而控制试验 1 中,积分 1 d 后其模拟的强度持续加强,最大与实际相差 24 hPa。所以,台风引起的海面降温反馈到大气可使珍珠强

度最大削弱约 20 hPa。和台风强度的模拟结果类似,考虑了 SST 变化的耦合试验和控制试验 2 对近台风中心最大 10 m 高风速的模拟结果同样明显好于控制试验 1,而耦合试验的模拟结果最好(图 3c)。

3.2 珍珠引起的海表温度变化的模拟

大量观测试验和数值模拟研究(Jordan, 1964; Prince, 1981; Hazelworth, 1986; Bender, et al, 1993)表明,台风过境会引起海洋热力结构的明显变化,其中,包括海表温度的变化,SST 下降是海洋对台风过程响应的一个显著特征。从珍珠过境后的 2006 年 5 月 18 日与 13 日 SST 的差值(图 4)可以看出,耦合试验中 SST 差值分布和观测的 OISST 差值分布对应得较好,说明耦合模式 GRAPES_OMLM 能够很好地模拟出台风过境引起的 SST 变化过程。受台风影响海域的 SST 普遍降低,降温中心位于台风路径右侧,最大降温超过 4℃。

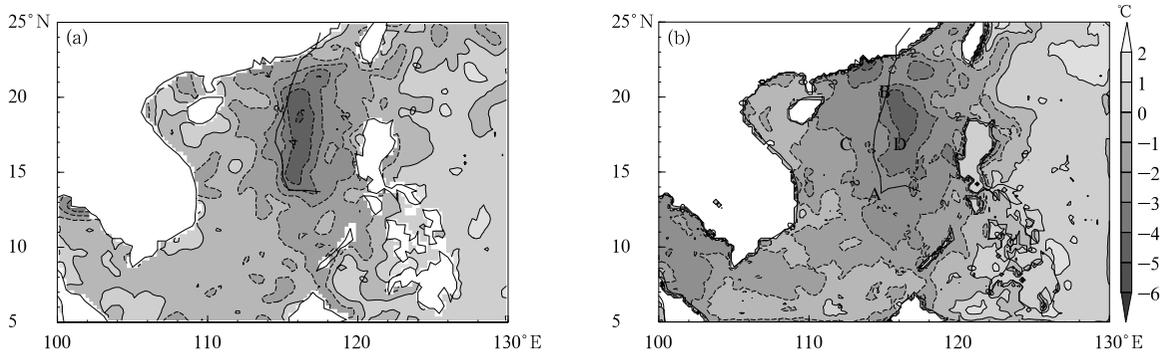


图 4 2006 年 5 月 18 与 13 日 SST 之差

(a. 观测,粗实线为观测的台风路径; b. 耦合试验,粗实线为耦合试验模拟的台风路径)

Fig. 4 Difference of SST between 18 May and 13 May 2006

(a) the observation (thick line; the track of observation), and (b) the coupling experiment (thick line; the track simulated by the coupling experiment)

针对图 4b 中 A(14°N, 114.8°E)、B(20.7°N, 115°E)(为台风路径上的两点)、C(17°N, 113°E)、D(17°N, 116°E)(位于路径左右两侧)4 个参考点,比较其 SST 和海表风应力随时间变化的特征(图 5)可知,4 个参考点处 SST 都出现了不同程度的降低,特别是位于台风移动路径右侧的 D 点降温幅度最大。而且,SST 随时间的变化基本上与海表风应力的变化特征成反相的关系,即海表风应力增大,SST 出现下降,风应力越大,SST 下降得越快。从后述的图 8a、d、g 可同样看到,10 m 高风速大值中心位

于台风移动路径右侧,从而使得 SST 最大降幅中心偏向右侧。对应于海表风应力的变化,海洋近表层湍流动能也伴随有一定的响应,湍流动能通量的下传对海洋内部能量平衡起着至关重要的作用。图 6 给出了 A、B、C、D 各参考点处海洋近表层湍流动能随时间的演变特征。结合图 5 风应力的变化特征来看,海表风应力的加强导致近表层湍流动能的增强,湍流动能的增强并下传将加大海水夹卷上翻过程,最终使得 SST 降低。所以,台风引起的大风动力作用是 SST 下降的重要原因。Sanford 等(1987)和

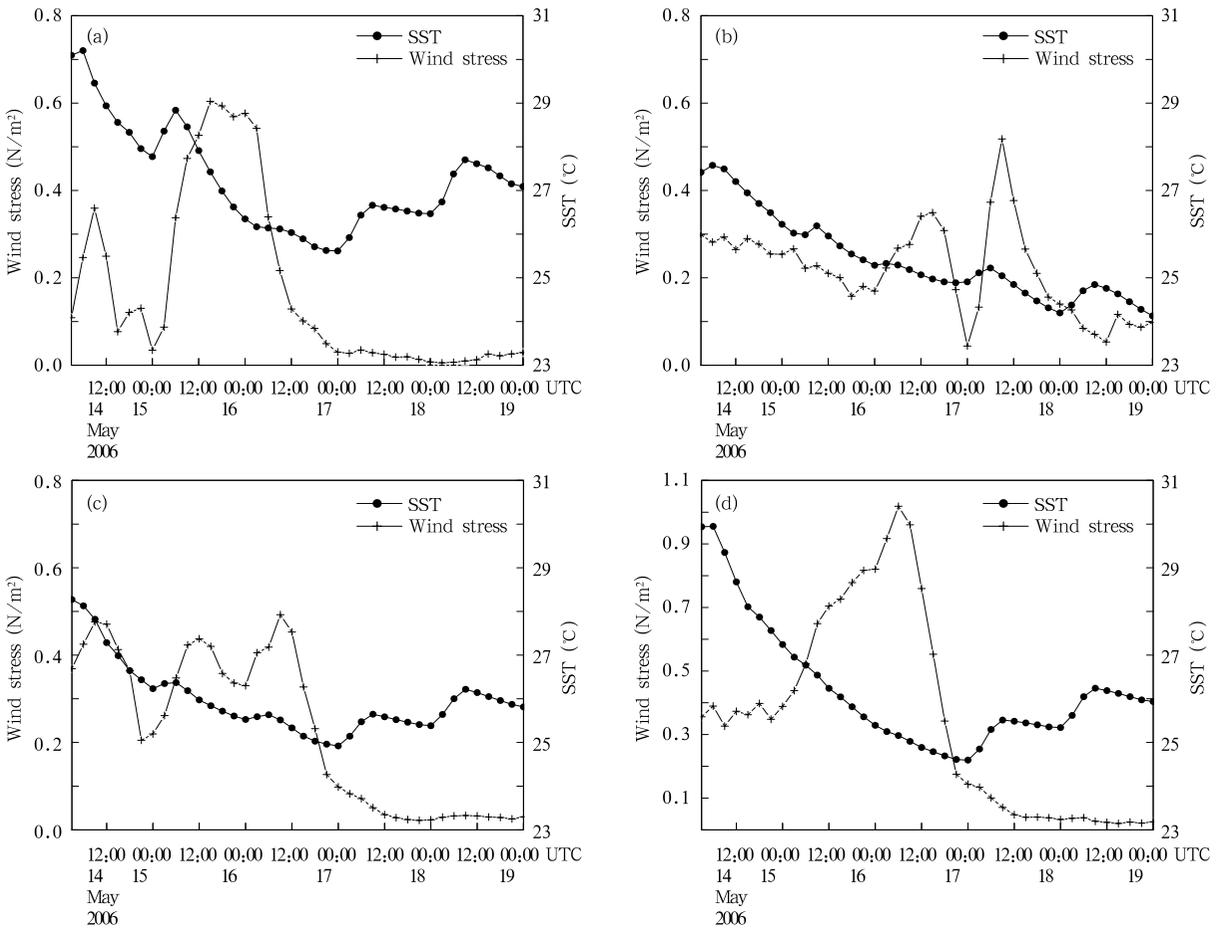


图5 耦合试验模拟的各参考点海表风应力和 SST 随时间的变化
(a、b、c、d. 参考点 A、B、C、D)

Fig. 5 Time series of the surface wind stress and the SST on the four reference points A (a), B (b), C (c) and D (d) in the coupling experiment

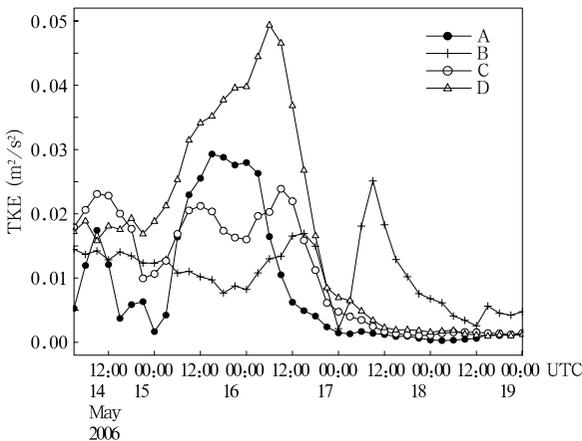


图6 A、B、C、D各参考点处耦合试验模拟的海洋近表层湍流动能随时间的变化
Fig. 6 Time series of the TKE near the sea surface at the reference points A, B, C and D in the coupling experiment

Price 等(1994)的研究也表明 SST 的下降主要是由于台风过程中强烈的大风夹卷所致。

3.3 海表热通量的模拟分析

台风状况下海-气界面的能量交换非常强烈(吴迪生等,2001),海洋输送到大气中的潜热和感热通量显著影响着整个台风的发生、发展过程。分别针对图 4b 中 A、B、C、D 各点的潜热和感热通量随时间的变化进行分析(图 7)可知,控制试验 1 模拟的潜热通量要远大于耦合试验。潜热通量与海表风应力及海表温度均为正相关,其中,与风速的关系更密切(闫俊岳等,2007),控制试验 1 中没考虑 SST 的降低,其模拟的潜热通量基本只依赖于海表风应力的大小,与风应力随时间的变化趋势基本一致。而在耦合试验中考虑了 SST 降低,其模拟的潜热通量变化趋势不同于控制试验 1,且其值明显低于控制

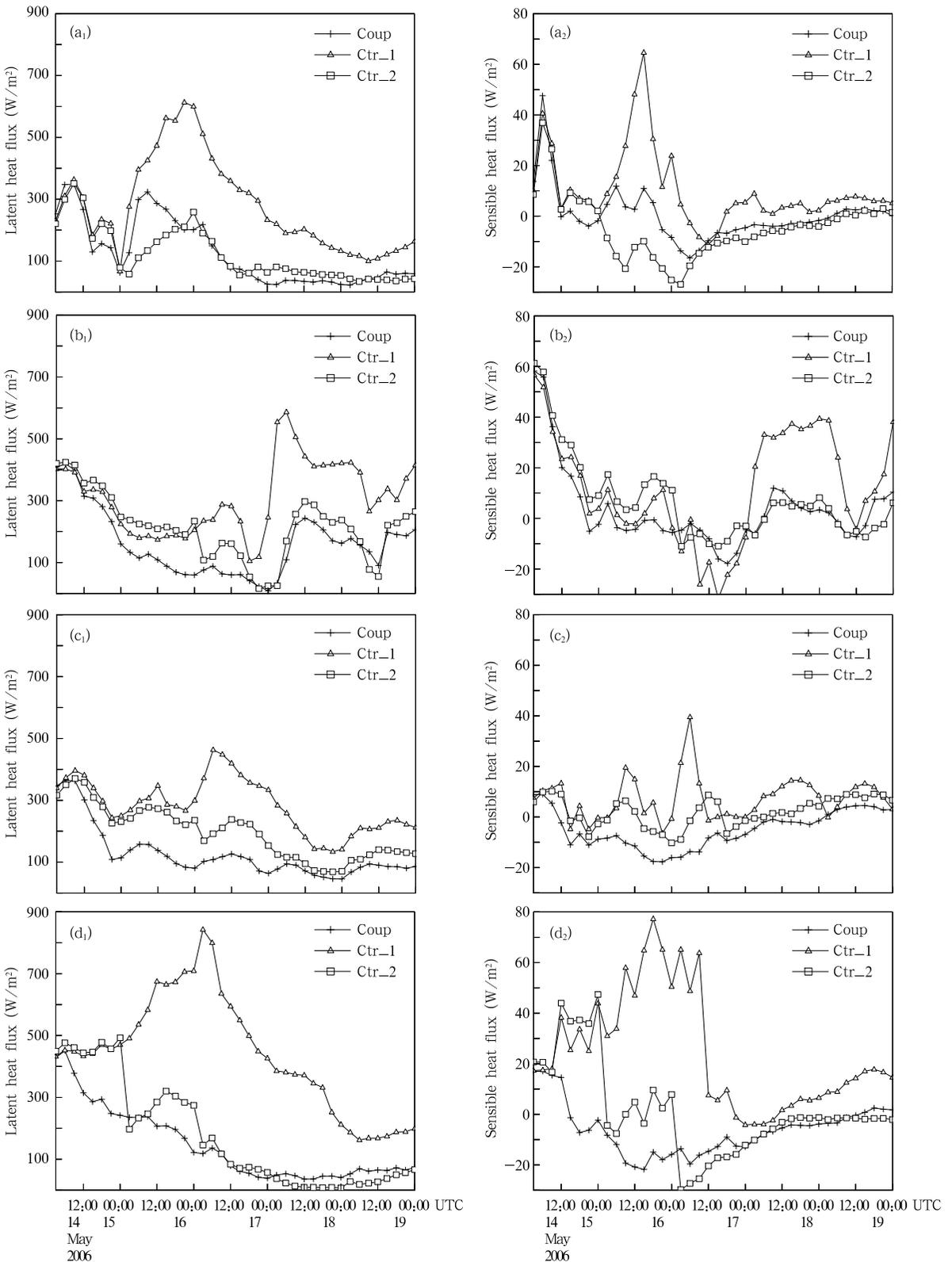


图7 各参考点处模拟的潜热通量(左)和感热通量(右)随时间的变化
(a₁/a₂、b₁/b₂、c₁/c₂、d₁/d₂。参考点 A、B、C、D)

Fig. 7 Time series of the latent heat flux (lift) and the sensible heat flux (right) on the four reference points A (a₁/a₂), B (b₁/b₂), C (c₁/c₂) and D (d₁/d₂)

试验 1。图中控制试验 2 模拟的潜热通量值也明显低于控制试验 1,与耦合试验的值更接近,这是因为控制试验 2 采用逐日变化的 SST 作为模式的下边界条件,考虑了海表的冷却过程。感热通量与风应力及海气温差相关,在没有考虑 SST 变化的控制试验 1 中,模拟的感热通量的值基本为正,且与风应力的变化有很好的相关。在控制试验 2 和耦合试验中,由于 SST 的降低,则有些时刻海-气温差为负值,此时大气向海洋输送热量,即感热通量为负值。从图 7 中还可看出控制试验 2 和耦合试验模拟的潜热和感热通量的变化趋势比较相似,尤其是积分时段后期,很多时刻两条曲线几乎重合。

由以上分析可知,SST 的降低对海表潜热和感热通量的影响十分显著,而海洋向上输送到大气潜热通量和感热通量是台风维持和发展的重要能量来源。图 8 为 2006 年 5 月 16 日 00 时 2 组控制试验和耦合试验模拟的近台风中心 10 m 高空风速、潜热通量与感热通量的空间分布。3 组试验模拟的近台风中心 10 m 高空风速的分布形式类似,都是台风中心数值最低,由中心向外逐渐增大,达到最大后又向外慢慢减小,大值中心都位于台风中心的右后方。控制试验 1 模拟的 10 m 高空风速量值明显大于耦合试验和控制试验 2 模拟的结果,这与图 3c 一致,耦合试验模拟的 10 m 高空风速大值区对应着海表最大

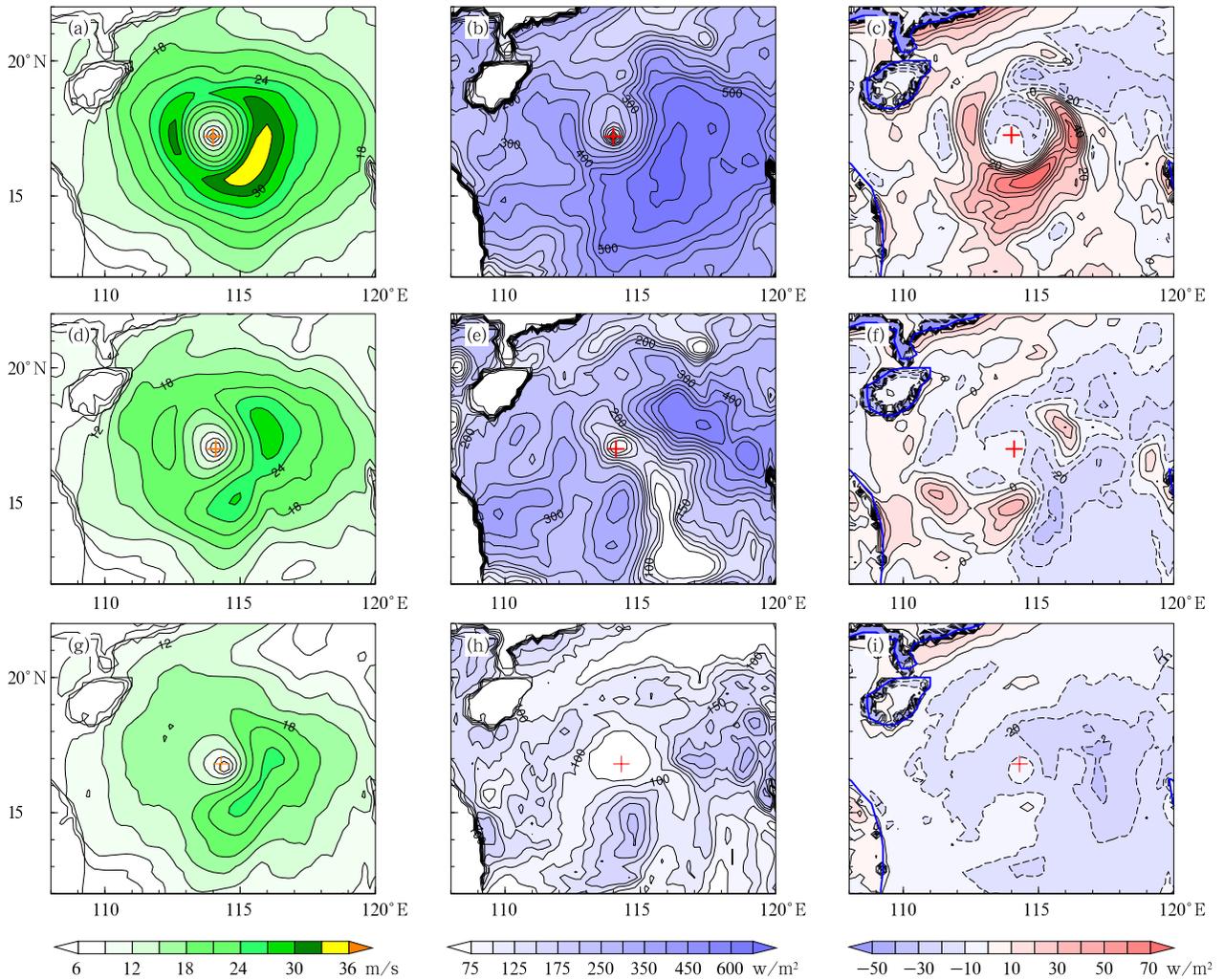


图 8 2006 年 5 月 16 日 00 时控制试验 1(a,b,c)、控制试验 2(d,e,f)、耦合试验(g,h,i)模拟的(a,d,g)近台风中心 10 m 高度风速及(b,e,h)潜热与(c,f,i)感热通量(红十字为模拟的台风中心位置)

Fig. 8 Distribution of the 10 m-wind speed (a, d, g), the latent heat flux (b, e, h) and the sensible heat flux (c, f, i) in the uncoupling experiment Ctrl_1 (a, b, c), the Ctrl_2 (d, e, f) and the coupling experiment (g, h, i) at 00:00 UTC 16 May 2006 (The red cross stands for the center of Chanchu (2006) at that time)

冷却区。各试验方案模拟的潜热通量分布形势不同,由于潜热通量和风应力与 SST 有关,对于没考虑 SST 变化的控制试验 1,潜热通量的分布形势与风速的空间分布形势相似。而在控制试验 2 和耦合试验中,对应台风中心右后方大风速区有潜热通量的低值带,对比该时刻 SST 分布(图略),此低值带对应着 SST 的低值区。说明 SST 的降低减少了海洋向大气输送的潜热通量。耦合试验中潜热通量最大值 250 W/m^2 ,控制试验 2 中最大值 500 W/m^2 ,都要小于控制试验 1 模拟的最大值 700 W/m^2 ,所以,在没考虑 SST 降低的情况下将高估海面潜热通

量的损失。对于和海气温差及风速相关的感热通量,同样控制试验 1 中没考虑 SST 变化时的感热通量和风速的空间分布形势相似;而对于控制试验 2 和耦合试验,由于考虑了台风引起的 SST 降低,使得近台风中心附近海温低于气温,此时大气向海洋传递感热通量,两试验中的感热通量大面积为负值。综上所述,除了量值上控制试验 2 稍大于耦合试验外,两组考虑了 SST 变化的试验模拟的风速、潜热和感热通量的时间变化趋势较为一致,空间分布形势也基本相似,台风中心右后方有潜热通量的低值带以及感热通量的负值区,与该时刻 SST 低值区对

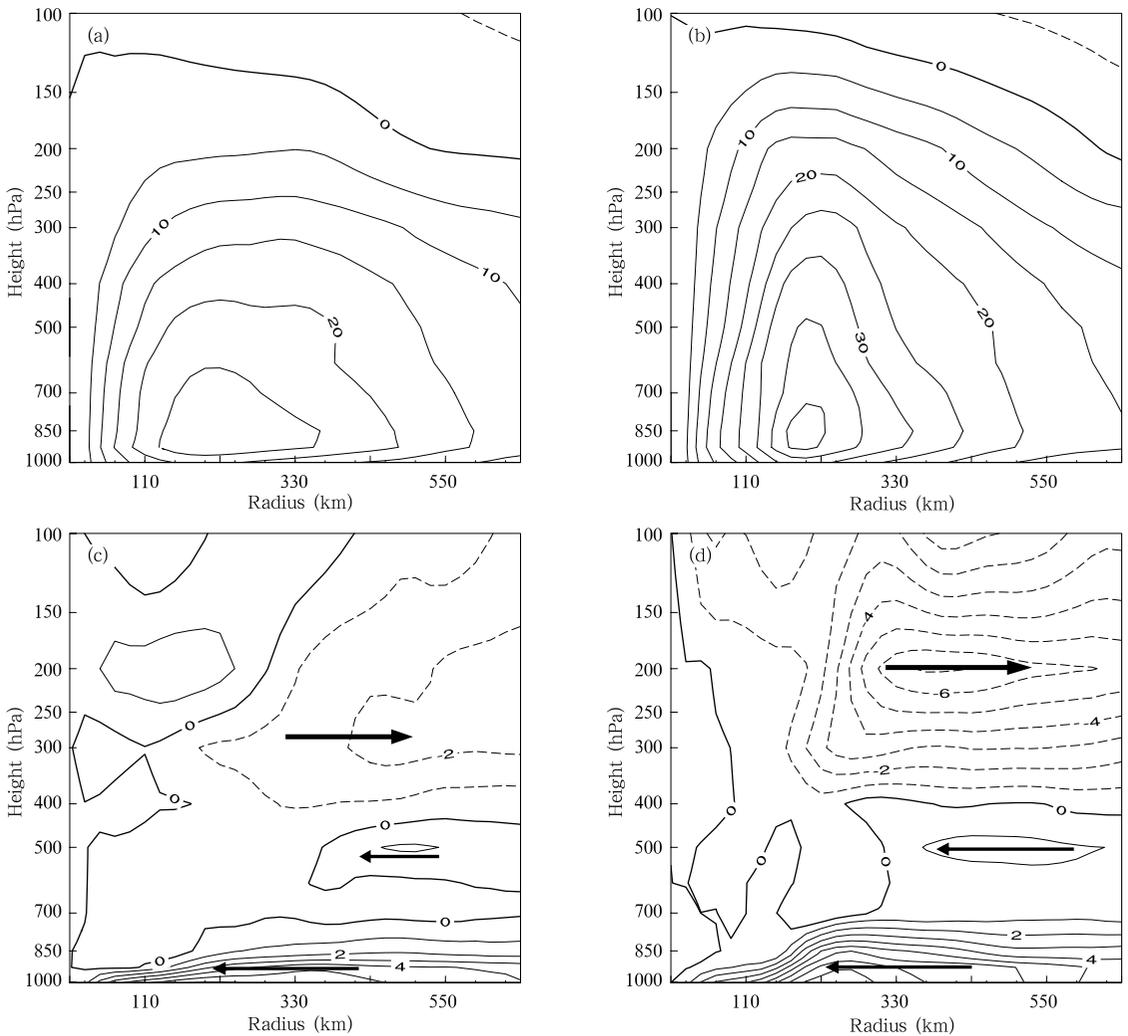


图9 2006年5月16日00时方位角上平均的(a,b)切向风及(c,d)径向风沿台风中心轴和径向的垂直剖面(m/s) (a,c. 耦合试验, b,d. 控制试验1)

Fig. 9 Vertical-radial cross-sections of the azimuthally averaged tangential (a,b) and radial velocities (c,d) from the coupling experiment Coup (a, c) and the uncoupling experiment Ctrl_1 (b, d) at 00:00 UTC 16 May 2006 (unit: m/s)

应。所以,台风过境 SST 降低使得海洋提供给台风的潜热通量和感热通量减少,从而削弱了台风的强度。以上分析进一步验证了中尺度海-气耦合模式 GRAPES_OMLM 对台风珍珠过程中海气能量交换具有较好的模拟能力。

3.4 台风环流结构的模拟分析

由上述讨论可知,台风引起的大风动力作用使海洋 SST 降低,从而减少了海洋向台风输送的潜热和感热通量,最终使台风强度削弱。SST 的降低不仅对台风强度有削弱作用,同时也会改变台风的环流结构。为了能较清晰地进行对比,选取有无海-气相互作用的耦合试验和控制试验 1 模拟的结果来考察局地海-气相互作用(SST 的变化)对台风环流结构的影响。图 9a、b 分别是耦合试验和控制试验 1 模拟的方位角上平均的切向风沿台风中心轴和径向的垂直剖面。相对于控制试验 1,考虑了局地海-气相互作用的耦合试验模拟的方位角上平均的气旋性切向风(正值为气旋性流场)强度明显偏弱,各层次沿径向的切向风梯度偏小;且大值中心更加偏离于

台风中心轴,即海-气相互作用可使台风垂直环流结构沿径向呈现向外扩张的特征。而控制试验 1(图 9b)中台风环流结构更向台风中心轴聚拢,其高层气旋性环流到达的高度也比耦合试验要高,这与方位角上平均的垂直涡度分布形势一致(图 10)。图 9c、d 为方位角上平均的径向风垂直分布,它表征了台风低层平均辐合流入以及高层的平均辐散流出气流的特征。耦合试验中,低层辐合气流最大为 5 m/s,高层辐散气流只有 2 m/s;而控制试验 1 模拟的低层辐合气流强度达 8 m/s,高层辐散气流最大有 7 m/s。从图中还可以看到,控制试验 1 无论是流入层还是流出层都比耦合试验深厚,而且,高层流出气流中心比耦合试验的高层流出中心高约 2 km。图 10 控制试验 1 比耦合试验更深厚的正涡度柱也说明了局地海-气相互作用减弱了台风垂直环流。所以,海-气相互作用引起海表潜热及感热通量的减少使得台风强度减弱,进而导致台风垂直环流减弱,同时改变了台风的垂直结构。

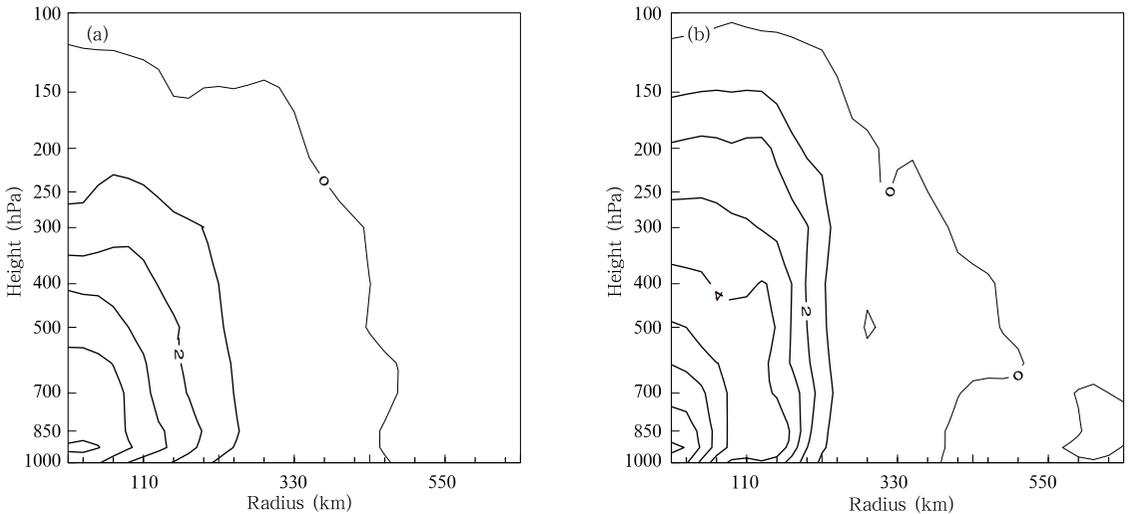


图 10 2006 年 5 月 16 日 00 时(a)耦合试验和(b)控制试验 1 模拟的方位角上平均的垂直涡度沿台风中心轴和径向的垂直剖面(单位: 10^{-4} s^{-1})

Fig. 10 Vertical-radial cross-sections of the azimuthally averaged vertical vorticity for the coupling experiment Coup (a) and uncoupling experiment Ctrl_1 (b) at 00:00 UTC 16 May 2006 (unit: 10^{-4} s^{-1})

3.5 局地海-气相互作用对台风路径的影响

图 3a 表明耦合试验模拟的台风路径比两组控制试验更接近于观测,控制试验 1、2 从积分 30 h 开

始其模拟的台风移动路径明显偏西,且台风移速偏快,其中,控制试验 1 偏差更明显。下面同样通过分析耦合试验和控制试验 1 模拟的结果来反映局地

海-气相互作用对台风路径的影响。Falkovich 等(1995)曾提出,海-气相互作用对台风路径的影响存在着正压和斜压两种可能的机制。其中,正压机制可以通过海-气相互作用来改变台风垂直结构,影响台风内部引导气流的强度和方向,从而改变台风移动路径。有无海-气相互作用对台风垂直环流结构具有较明显的影响。斜压机制是由于台风附近 SST 的非对称性冷却导致台风周围非对称分布的凝结潜热释放,进而通过形成不同的异常加热梯度来影响台风移动路径。图 11 给出的是与斜压机制相联系的垂直风切变随积分时间变化和凝结潜热释放的不对称分布特征(可用近台风中心降水分布来表征,图 11b 及 c),两试验分别模拟的垂直风切变从积分 12 h 后开始出现差异,一直到积分 60 h 之

前耦合试验模拟的结果要强于控制试验 1,这与图 3b 中控制试验 1 模拟的台风强度持续增强一致,因为垂直切变小是台风发展加强的必要条件;而且,两个试验模拟的台风周围降水分布无论从量级还是空间分布都是明显不同的,说明凝结潜热释放分布也明显不一致,在台风周边将造成不同的异常加热梯度。所以,根据 Falkovich 等(1995)的理论,台风结构、垂直风切变以及台风周围凝结潜热释放等因素可造成台风路径的改变。

位势涡度(PV)能同时表征大气运动的动力和热力过程(Hoskins, et al, 1985)。Wu 等(2000)提出一种运用位势涡度变化趋势(Potential Vorticity Tendency, PVT)方位角上的一波结构(WN-1)来诊断台风移动方向的方法,即台风会朝着位势涡度

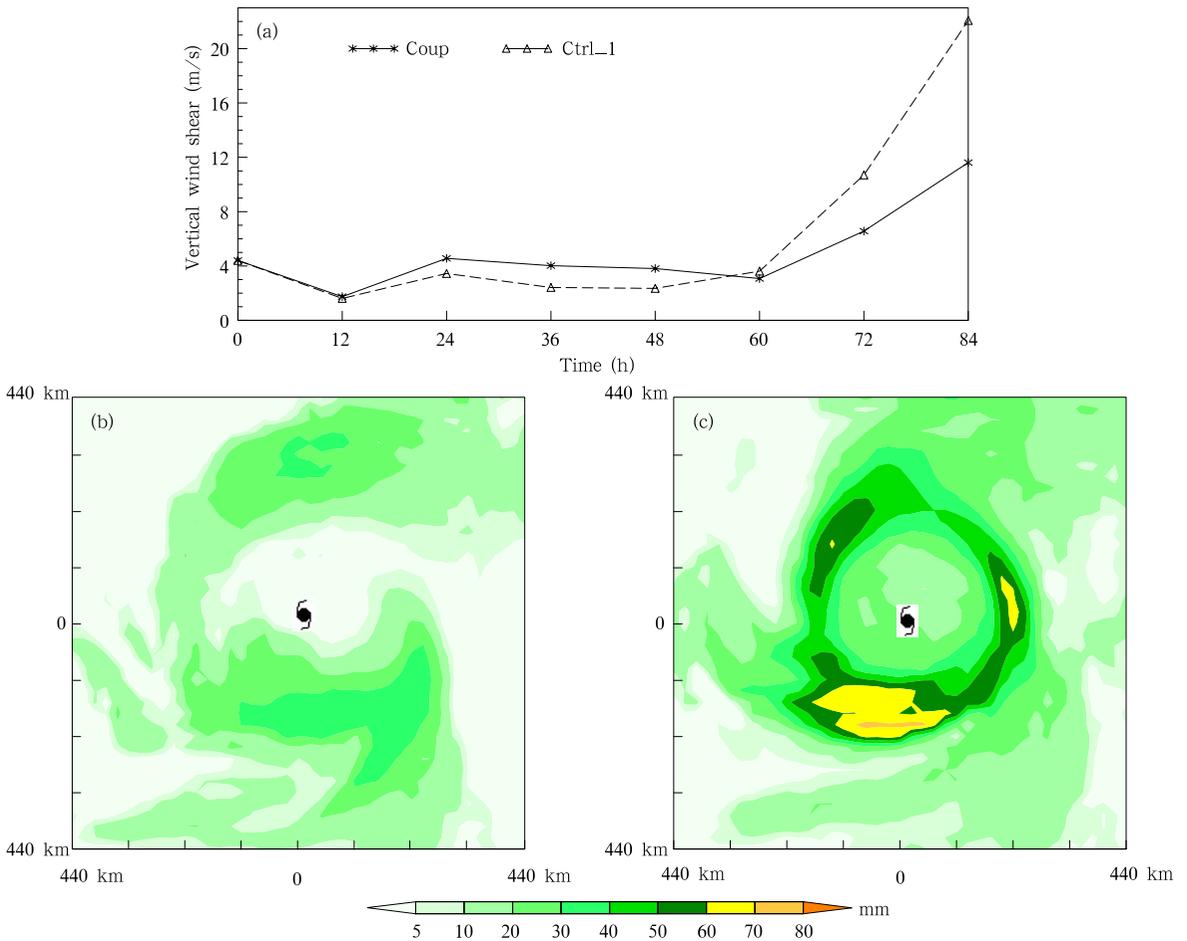


图 11 (a)耦合试验和控制试验 1 中垂直风切变随积分时间的变化, (b)耦合试验、(c)控制试验 1 积分 42—48 h 的降水量

Fig. 11 Time series of the vertical wind shear (a, unit: m/s), and the precipitation between 42 h and 48 h for the coupling experiment Coup (b) and the uncoupling experiment Ctrl_1 (c)

变化趋势方位角上一波结构大的正值区移动。这一理论得到 Chan 等(2002)、Chan(2005)的补充和推广,而且,通过大量实例证实可以运用此理论解释许多不同类型台风的移动。并指出在斜压大气中,台风移动的物理过程比较复杂,而其中影响最大的是垂直风切变和相关的水平温度梯度、凝结潜热释放。而位势涡度的各主要项刚好可以综合表征以上各物理过程,所以,位势涡度的瞬时变化和台风的移动具有很好的相关。本节讨论了耦合试验和控制试验 1 中模拟的垂直风切变以及台风附近凝结潜热释放的差异,这些物理过程的差异必然会导致位势涡度变化趋势的不同。为了进一步证实局地海-气相互作用

对台风路径的影响,给出了耦合试验和控制试验 1 积分 42 h 后对流层中层(500 hPa)位势涡度变化趋势方位角上一波结构的分布特征(图 12)。控制试验 1 模拟的位势涡度变化趋势强度要远远大于耦合试验的结果,而且,控制试验 1 中位势涡度变化趋势一波结构的正值中心要比耦合试验明显偏西,这与图 3a 中控制试验 1 模拟的台风路径偏西相吻合。综上所述,局地海-气相互作用可以通过改变台风垂直结构、垂直风切变以及台风周围潜热释放分布等过程来改变位势涡度变化趋势一波结构分布,进而引起台风移动路径的变化。

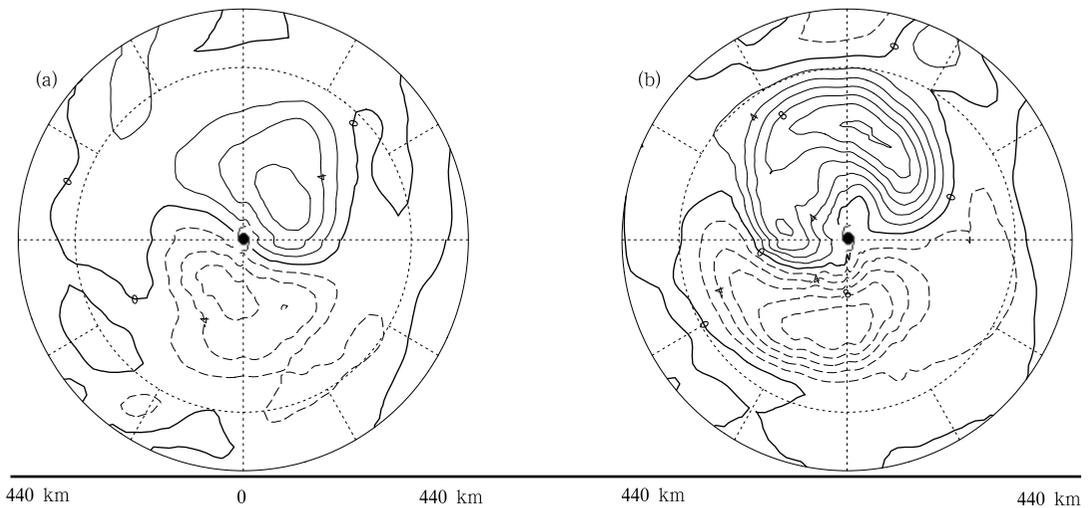


图 12 (a)耦合试验和(b)控制试验 1 积分 42 h 时 500 hPa 位势涡度变化趋势方位角上的一波结构分布(单位: $10^{-9} (\text{m}^2 \cdot \text{K}) / (\text{s}^2 \cdot \text{kg})$)

Fig. 12 Distribution of 500 hPa azimuthal WN-1 PVT at 42 h for the coupling experiment Coup (a) and the uncoupling experiment Ctrl_1 (b) (unit: $10^{-9} (\text{m}^2 \cdot \text{K}) / (\text{s}^2 \cdot \text{kg})$)

4 结论与讨论

利用 GRAPES 区域模式和改进了的 Mellor - Yamada 型海洋混合层模式 OMLM 建立了中尺度海气耦合模式 GRAPES_OMLM, 并利用此模式对南海台风珍珠(0601)进行了模拟研究, 检验了 GRAPES_OMLM 对台风模拟性能的同时, 分析了局地海-气相互作用对台风的影响。得出以下初步结果:

(1) 这个由简单的海洋混合层模块和大气模式组成的海气耦合模式 GRAPES_OMLM 基本能模

拟出台风天气过程中的主要物理过程, 并使模拟结果得到了明显的改善。

(2) 考虑了海-气相互作用(SST 变化)的耦合试验模拟的台风强度、近台风中心最大风速以及台风路径都比两组控制试验(单独的大气模式)的模拟结果要更接近于实际。采用逐日变化 SST 作为下边界条件的控制试验 2 的模拟结果也具有一定改善。

(3) 耦合模式 GRAPES_OMLM 能较好地模拟出台风过境 SST 的变化, 台风珍珠在其路径右侧出现最大的海面降温, 最大降温超过了 4.0°C 。SST

的变化和海表风应力变化成反相关系,风应力越大,SST下降幅度越大。而且海表风应力的增大伴随着海洋近表层湍流动能的加强,大风动力作用是SST降低的主要原因。

(4) SST的降低导致海洋向大气输送的潜热和感热通量减少,从而削弱台风的强度及改变台风的环流结构。没有考虑海-气相互作用的控制试验1高估了海洋表面热通量的损失。

(5) 海-气相互作用对台风的移动路径也有影响,SST的降低通过改变台风垂直结构、垂直风切变以及台风周围凝结潜热释放的分布,进而影响位势涡度变化的一波结构的分布形式,最终使得台风移动方向发生改变。

本研究是基于GRAPES_OMLM海-气耦合模式,表明了简单的海洋混合层模块与大气模式耦合也能较好地模拟出台风过程中的主要物理过程,并使模拟结果得到改进。但目前还只是基于南海一个个例的模拟结果,日后还有待通过不同个例,不同海区进行深一步的分析研究,加以多方面的讨论。同时耦合模式也需进一步的改进和完善。

致谢:感谢中国气象局上海台风研究所应明副研究员对本研究工作提出的宝贵意见。

参考文献

陈德辉,薛纪善,杨学胜等. 2008. GRAPES新一代全球/区域多尺度统一数值预报模式总体设计研究. 科学通报, 53(20): 2396-2407

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. 气象学报, 63(4): 455-467

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. 大气科学, 33(1): 99-108

李耀辉,赵建华,薛纪善等. 2005. 基于GRAPES的西北地区沙尘暴数值预报模式及应用研究. 地球科学进展, 20(9): 999-1011

马艳,华峰,陈丽娟等. 2007. 海面温度变化影响台风“海棠”强度的数值研究. 海洋科学进展, 25(4): 453-459

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. 大气科学, 25(3): 329-341

王思思,黄立文,王立军. 2006. 热带气旋-海洋的相互作用对南海一个强热带气旋过程影响的数值模拟. 热带海洋学报, 25(3): 14-20

薛纪善,庄世宇,朱国富等. 2008. GRAPES新一代全球/区域变分同化系统研究. 科学通报, 53(20): 2408-2417

闫俊岳,刘久萌,蒋国荣等. 2007. 南海海-气通量交换研究进展. 地球科学进展, 22(7): 685-697

赵建华,李耀辉. 2006. GRAPES-SDM 沙尘模式应用及存在的问题. 干旱气象, 24(1): 7-13

朱振铎,端义宏,陈德辉. 2007. GRAPES-TCM 业务试验结果分析. 气象, 33(7): 44-54

Bender M A, Ginis I, Kurihara Y. 1993. Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high resolution coupled model. J Geophys Res, 98: 23245-23263

Bender M A, Ginis I. 2000. Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effect on hurricane intensity. Mon Wea Rev, 128: 917-945

Chan J, Ko F, Lei Y. 2002. Relationship between potential vorticity tendency and tropical cyclone motion. J Atmos Sci, 59: 1317-1336

Chan J. 2005. The physics of tropical cyclone motion. Annu Rev Fluid Mech, 37: 99-128

Chang S W, Anthes R A. 1978. Numerical simulation of ocean's nonlinear baroclinic responses to translating hurricanes. J Phys Oceanogr, 8: 468-480

Duan A, Sui C, Wu G. 2008. Simulation of local air-sea interaction in the great warm pool and its influence on Asian monsoon. J Geophys Res, 113: D22105, doi:10.1029/2008JD010520

Duan A, Sui C, Wu G. 2009. Local air-sea interaction in intertropical convergence zone simulations. J Geophys Res, 114: D22101, doi:10.1029/2009JD012405

Elsberry R L, Fraim T, Trapnell R. 1976. A mixed layer model of the ocean thermal response to hurricane. J Geophys Res, 81: 1153-1162

Falkovich A I, Khain A P, Ginis I. 1995. The influence of air-sea interaction on the development and motion of a tropical cyclone: Numerical experiments with a triply nested model. Meteor Atmos Phys, 55: 167-184

Hazelworth J B. 1986. Water temperature variations resulting from hurricanes. J Geophys Res, 73: 5105-5123

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. Mon Wea Rev, 123: 1345-1365

Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart J Roy Meteor Soc, 111: 877-946

Jordan C L. 1964. On the Influence of Tropical Cyclone on the Sea Surface Temperature Field. Proceedings of Symposium on Tropical Meteor, 614-622

Khain A, Ginis I. 1991. The Mutual Response of a Moving Tropical Cyclone and the Ocean//Preprints, 19th Conf on Hurricanes and Tropical Meteorology. Amer Meteor Soc, 566-569

Kitade T. 1980. Numerical experiment of tropical cyclones on a plane with variable Coriolis parameter. J Meteor Soc Japan, 58: 471-488

- Noh Y, Kim J H. 1999. Simulation of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *J Geophys Res*, 104: 15621-15634
- Noh Y, Jang C J, Yamagata T, et al. 2002. Simulation of more realistic upper-ocean processes from an OGCM with a new ocean mixed layer model. *J Phys Oceanogr*, 32: 1284-1307
- Price J F. 1981. Upper ocean response to a hurricane. *J Phys Oceanogr*, 11:153-175
- Price J F, Sanford T B, Forristall G Z. 1994. Forced stage response to a moving hurricane. *J Phys Oceanogr*, 24: 233-260
- Ren Xuejuan, William P. 2006. Air-sea interaction of Typhoon Sinlaku (2002) simulated by the Canadian MC2 model. *Adv Atmos Sci*, 23(4): 521-530
- Sanford T B, Black P G, Haustein J R, et al. 1987. Ocean response to a hurricane. Part I: Observations. *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 Atmos Sci*, 56: 642-651
- Wu L G, Wang B A. 2000. Potential vorticity tendency diagnostic approach for tropical cyclone motion. *Mon Wea Rev*, 128: 1899-1911
- Yim B Y, Yeh S W, Noh Y, et al. 2008. Sea surface salinity variability and its relation to El Nino in a CGCM. *Asia Pacific J Atmos Sci*, 44: 173-189
- Zhu Hongyan, Ulrich W, Smith R. 2004. Ocean effects on tropical cyclone intensification and inner-core asymmetries. *J Atmos Sci*, 61: 1245-1258