

张文龙, 王昂生, 崔晓鹏. 对流层中层中尺度涡旋在台风榴莲(2001)生成中的作用——数值模拟及验证. 2008, **32** (5): 1197~1209
Zhang Wenlong, Wang Angsheng, Cui Xiaopeng. The role of the middle tropospheric mesoscale convective vortex in the genesis of typhoon Durian (2001)—Simulation and verification. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, **32** (5): 1197~1209

对流层中层中尺度涡旋在台风榴莲 (2001) 生成中的作用——数值模拟及验证

张文龙^{1, 2} 王昂生¹ 崔晓鹏^{1, 3}

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 南京信息工程大学江苏省气象灾害重点实验室, 南京 210044

摘 要 西太平洋热带气旋 (TC) 的生成和季风槽及中尺度对流系统 (MCS) 的活动有密切关系, 但以往这方面的实例数值模拟很少。为了进一步探讨由 MCS 对流强迫产生的对流层中层中尺度涡旋 (MCV) 在 TC 生成中的作用, 作者利用非静力平衡的中尺度模式 PSU/NCAR MM5 对台风榴莲 (2001) 的生成过程进行了高分辨率 (6 km) 数值模拟和比较验证。结果表明: 模式成功地模拟出榴莲的生成地点, 其与 MCS 的相对位置关系与以往的观测研究结果一致; 模拟的 TC 移动路径、强度变化与最优观测报告比较接近, 准确反映了 TC 未来登陆地点, 以及中心气压缓慢下降和迅速下降两个阶段; 对云系演变的模拟, 成功模拟出了 TC 初生时的涡旋云系和季风槽中 MCS 云系的分离现象, 以及在 TC 登陆前达到成熟阶段时出现的台风眼和螺旋云带。此外, 模式还成功模拟出中层 MCV, 它的水平尺度约 200 km, 位于 800~400 hPa 之间, 具有暖心结构等, 均与已有观测结果相近。模式初始场中包含有充分的 MCS 信息, 是模拟取得成功的关键因素之一。

关键词 热带气旋生成 数值模拟 中尺度对流系统 对流层中层中尺度涡旋

文章编号 1006-9895 (2008) 05-1197-13

中图分类号 P444

文献标识码 A

The Role of the Middle Tropospheric Mesoscale Convective Vortex in the Genesis of Typhoon Durian (2001)—Simulation and Verification

ZHANG Wenlong^{1, 2}, WANG Angsheng¹, and CUI Xiaopeng^{1, 3}

1 Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract Although observations suggest there is a close relationship among the western Pacific tropical cyclones (TC), the monsoon troughs and the mesoscale convective systems (MCS), few real case numerical simulations associated with MCS have been performed. In order to further examine the contribution of middle tropospheric mesoscale convective vortex (MCV) forced convectively by MCS to the TC genesis, a real case numerical simulation of typhoon Durian (2001) is completed using the PSU/NCAR nonhydrostatic mesoscale model (MM5) with a high res-

收稿日期 2007-02-06, 2007-06-05 收修定稿

资助项目 世界银行第四期对华合作项目 A3, 国家自然科学基金资助项目 40505012, 江苏省气象灾害重点实验室 (南京信息工程大学) 开放课题 KJS0403

作者简介 张文龙, 男, 1969 年出生, 博士研究生, 主要从事台风、暴雨等灾害性天气机理研究。E-mail: zhangwl@mail.iap.ac.cn

olution (6 km). The results show: MM5 captures successfully the location of initial formation of Durian, which has a connection with the location of MCS as indicated by previous observations; the simulated track and evolvement of intensity resemble those of the best observation report, furnishing an accurate forecast of the landfall location, and revealing the slow descending and the sharp descending in the change of central minimum pressure; the simulated radar reflectivity reproduces well the boundary between the TC cloud system and the MCS cloud system in the monsoon trough during the genesis stage, also the eye and spiral cloud bands during the mature stage; the information of MCS included in the initial conditions of MM5 is crucial to this successful simulation. Moreover, the simulation reveals the presence of middle tropospheric MCV that has a 200 km horizontal extent and is located between 800 hPa and 400 hPa with a warm core, which is similar to observations. The verifications enhance the reliability for using the high resolution simulation results to investigate the role of MCV in TC genesis.

Key words tropical cyclone genesis, numerical simulation, mesoscale convective system, the middle tropospheric mesoscale vortex

1 引言

中尺度对流系统 (MCS) 或中尺度对流复合体 (MCC) 发生在天气尺度扰动的槽或低压区中^[1~4]。观测研究表明, 西北太平洋热带气旋 (TC) 生成经常与 MCS 或 MCC 联系在一起, 这些 MCS 或 MCC 被认为是 TC 生成的“前兆 (precursor)”因子。20 世纪 90 年代 TCM-93 等外场观测实验发现^[5~9], MCS 或 MCC 的层状云降水区经常会有对流层中层 (以下简称中层) 中尺度涡旋 (MCV) 生成, 而且中层 MCV 与 TC 生成有更直接的联系, 是热带地区 TC 生成的“胚胎 (embryo)”。

近年来对中层 MCV 影响 TC 生成的物理过程和机制等问题开展了比较深入的研究, 提出了一些不同观点^[10~15]。其中关键问题是中层 MCV 怎样引起对流层低层气旋性涡度的集中和增长。Bister 和 Emanuel 提出一种自上而下的发展过程: 伴随 MCC 的层状云降水产生一个中层 MCV, MCV 涡度向下传递引起低层涡旋发展, 进而导致 TC 的生成。Zhang 等和 Hendricks 等^[15]则认为可能是自下而上的发展过程: 中层 MCV 促进深对流活动组织化, 深对流活动带动低层的气旋性辐合发展, 产生足够强的低层涡度, 低层涡度通过深对流向上输送, 最终导致 TC 的生成。最近, Montgomery 等^[16]讨论了正压环境条件下中层 MCV 促进小尺度积云对流“热塔”大量发生、发展及合并加强进而导致 TC 生成的几个阶段, 进一步细化了中层 MCV 影响 TC 生成的物理图像。

由以上回顾可见, 中层 MCV 在 TC 生成中发挥着重要作用, 并且是理解 TC 生成过程中多尺度相互作用的重要环节。然而, 因为常规观测资料的分辨率不足和海上资料稀缺, 使得 MCV 现象的揭示十分困难。以往对中层 MCV 的分析主要借助于飞机观测和理想数值试验, 在理想试验中, 模式初始场中的 MCV 是人为构造的。到目前为止, 仅 Zhang 等进行了北美地区 MCS 产生的中层 MCV 移到海上导致 TC 生成的一个实例模拟, 但其模拟的水平分辨率仅为 25 km, 采用了积云对流参数化方案, 不足以反映对流组织化过程的细节。对伴有中层 MCV 的 TC 生成实例的高分辨率显式数值模拟工作尚未见到。对中层 MCV 的特征及其在 TC 生成中的作用等问题还需要通过实例分析进一步考察和讨论, 随着中尺度模式的改进和完善以及计算能力的提高, 采用高分辨率数值模拟成为对此进行研究的一条有效途径。

台风榴莲的热带低压 (TD) 于 2001 年 6 月 29 日 06 时 (国际协调时, 下同) 首先在南海中部生成; 30 日 06 时, 低压发展加强为热带风暴 (TS), 并向西北方向移动; 7 月 1 日 12 时, 加强成为台风 (TY), 地面最大风速为 33 m/s, 19:30 在广东湛江市沿海地区登陆, 随后进入广西北海市东部近海, 2 日 06 时以后在广西钦州市沿海地区再次登陆, 继续向偏西方向移动, 强度逐渐减弱, 3 日 12 时在越南北部地区减弱消失。受榴莲影响期间, 广东湛江地区、海南大部、广西大部平均过程降水总量 100~200 mm, 引发了广西一些江河 50 多年以来的最大洪涝灾害。我们的前期工作^①表明, 西太平洋台

① 张文龙, 等. 台风榴莲 (2001) 在季风槽中生成的机制探讨. 气象学报, 2006, 已投稿

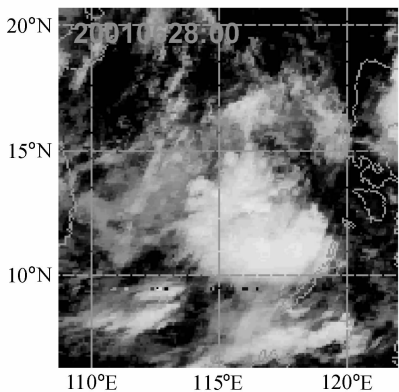


图 1 2001 年 6 月 28 日 00 时的卫星云图。椭圆形云团为 MCS
Fig. 1 GMS satellite image of the mesoscale convective systems (MCS) at 0000 UTC 28 Jun 2001

风榴莲的生成与季风槽和 MCS 的活动有密切关系，在 TC 生成前 30 小时，南海地区中部有 MCS 发生（如图 1），为研究中层 MCV 在 TC 生成中的作用提供了一个典型实例。

本文第二部分将介绍台风榴莲生成过程数值模拟试验的方案设计，第三部分对模拟结果与 NCEP 再分析资料、观测资料及理论研究结果进行比较验证，第四部分初步分析由 MCS 对流强迫产生的中层 MCV 的基本特征，最后为结论部分。

2 试验设计和资料

鉴于非静力平衡中尺度模式 PSU/NCAR MM5 在模拟台风结构以及生成方面已经取得很大成功^[17, 18]，因此选用 MM5 (V3-7) 模式对台风榴莲生成过程进行数值模拟。具体方案采取双向、三重嵌套网格，粗、细、最细三重水平网格的格距分别为 54 km、18 km、6 km，格点数分别为 112×145、151×181、205×205，以 (16.0°N、115.0°E) 作为模拟区域的中心位置。模式垂直方向取为不等间距的 24 层， δ 值依次为 1.0、0.99、0.98、0.96、0.93、0.89、0.82、0.75、0.68、0.61、0.54、0.47、0.41、0.35、0.30、0.25、0.21、0.17、0.14、0.11、0.08、0.05、0.02、0.0，考虑到热带地区对流层顶比较高，模式顶层取为 50 hPa。在三重网格中，边界层物理过程均采用 Blackadar 方案^[19]，辐射方案采用云-辐射相互作用方案^[20]，云物理参数化方案采用 Tao-Simpson 方案^[21]，积云对流参数化方案采用 Kain-Fristch2 方案^[22]，但在最细网格 (6 km)

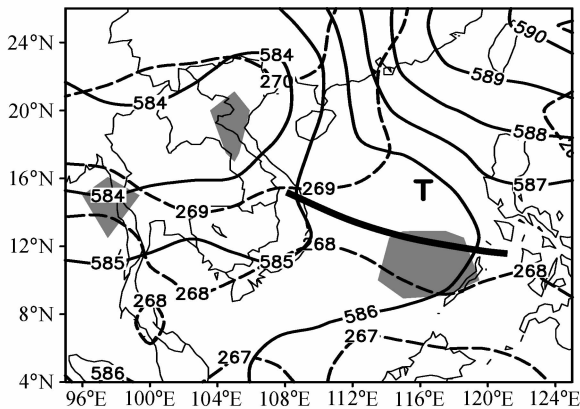


图 2 初始时刻 500 hPa 层的位势高度 (细实线，单位：dagpm)、气温 (虚线，单位：K) 和相对湿度 ($\geq 90\%$ ，阴影)。粗实线为季风槽切变线，字母 T 表示 TC 初生位置
Fig. 2 Geopotential height (thin solid line, dagpm), temperature (dashed line, K) and relative humidity ($\geq 90\%$ shaded) at 500 hPa at the initial time. The thick solid line is monsoon trough shear line; character T denotes the formation location of typhoon Dorian

区域内，没有使用积云对流参数化方案，而直接使用云微物理方案。三重网格的积分时间步长分别是 120 s、40 s 和 13.3 s。模式开始积分 12 小时后启动最细网格积分。模式积分 42 小时后，最细网格追踪 TC 中心移动一次，向西、北分别移动距离 144 km、540 km。模拟的起始时间选定为 MCS 生成的时间，即 2001 年 6 月 28 日 00 时，模拟的结束时间选定为榴莲登陆前加强为台风的 7 月 1 日 12 时，总共积分 84 小时。选用 NCEP $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 再分析资料作为模式的第一猜测场，用常规的高空、地面观测资料和船舶观测资料进行客观订正后形成模式的初始场。粗网格选用张弛侧边界条件并且依照 NCEP 资料每 6 小时改变一次，细和最细网格的侧边界条件随积分时间步长变化。在整个积分过程中，海温场保持不变，南海地区的平均海温是 29.5℃。

需要强调说明的是，本个例模拟的初始场特征与已有的有关 TC 生成的数值模拟工作^[18] 相比有两点明显不同。以 500 hPa 层为例（如图 2 所示），第一、未来有 TC 生成的南海地区为季风槽形势，还没有闭合气旋性环流形成，温度场比较均匀，为正压环境条件；第二、在季风槽中有一接近饱和的湿度区在尺度大小和地理位置两方面都与卫星云图反映的 MCS 有很好的对应，表明在初始场中已经

包含有 MCS 的信息。这两点是能够成功模拟出中层 MCV 现象以及进一步分析中层 MCV 影响低层气旋性环流建立直至 TC 生成的关键。另外, 积分起步时间比最优观测报告^[23]的第一时间早 30 小时, 尽量延长了 TC 生成过程中扰动阶段的模拟时间, 从而有利于考察 TC 生成过程中复杂的大、中、小尺度系统的相互作用问题。

3 模拟结果验证

3.1 粗网格模拟结果验证

将 54 km 粗网格模拟结果与 NCEP 再分析资料进行对比分析得出, 由于选择足够大的粗网格区域, 所以较好地模拟了主要大尺度环流特征, 为细网格成功模拟 TC 生成提供了可靠的背景条件, 这也使得 TC 生成过程中的多尺度特征得以具体体现。首先, 在对流层低层, 模拟的越赤道气流的强度、季风槽的位置及强度演变与再分析资料比较接

近, 抓住了对台风榴莲生成有重要影响的 105°E 强越赤道气流和中南半岛的偏西向的强风速气流, 这两支气流对季风槽的形成和加强有重要影响, 同时其辐合产生的带状对流对 MCS 的产生有重要意义 (如图 3a、b); 在对流层高层, 成功模拟了南亚高压的活动状况, 如图 3c、d, 29 日 12 时模拟得到的南亚高压位置与 NCEP 资料基本相似, 南亚高压呈带状分布于 20°N 以北, 140°E 以东, 南海地区 (10°N ~ 20°N, 110°E ~ 120°E) 为弱的偏东风控制, 水平风的垂直切变显著减小, 为台风生成提供了有利的环境条件^①。同一时刻, 500 hPa 高度场的模拟与再分析资料也十分接近, 包括副热带高压的强度和脊线位置等特征都得到了很好模拟 (图略), 这样便使得以对流层中层气流为主构成的环境引导气流基本正确, 有利于台风移动路径的模拟成功。从图 4 中看到, 在长达 84 小时的积分过程中, 主要环流系统的位置基本正确, 台风榴莲的生成位置和登陆

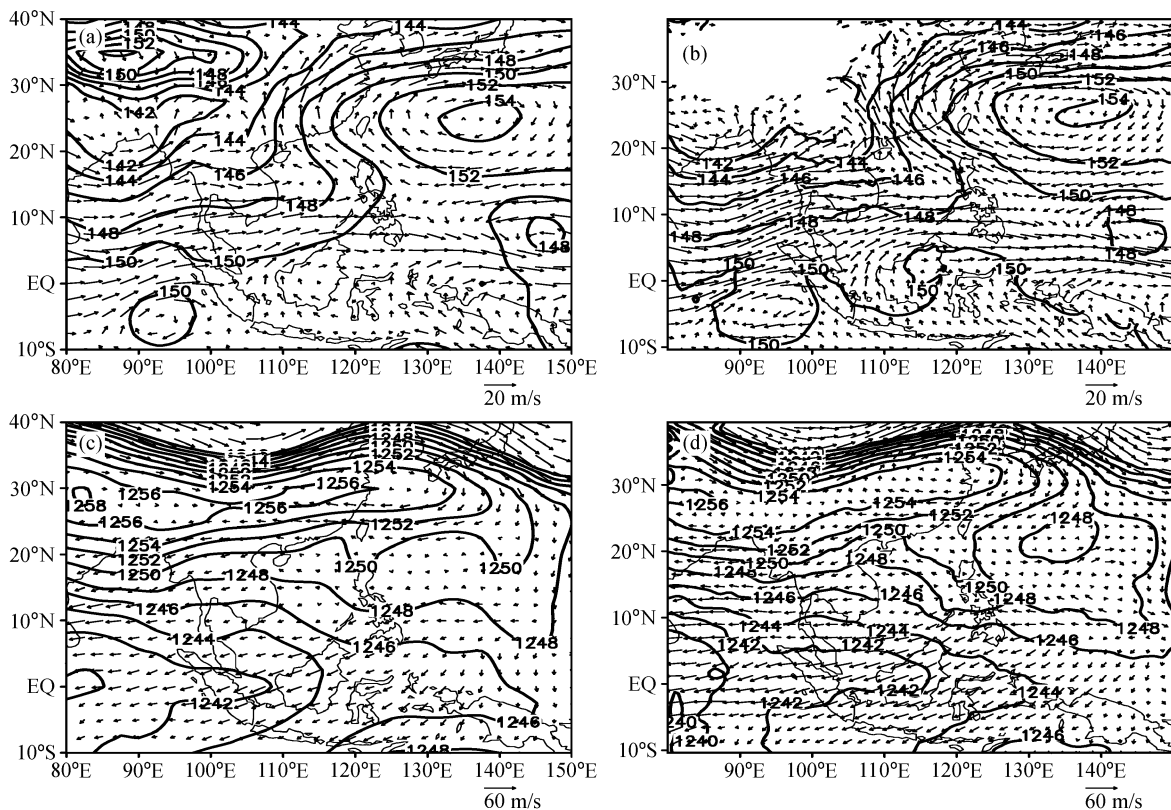


图 3 NCEP 再分析资料 (a、c) 和粗网格 (54 km) 模拟资料 (b、d) 的位势高度 (单位: dagpm) 和风矢量对比: (a、b) 6 月 28 日 12 时 850 hPa; (c、d) 6 月 29 日 12 时 200 hPa

Fig. 3 Comparison of geopotential height (dagpm) and wind vector from (a, c) NCEP reanalyses and (b, d) the simulation with 54-km resolution; (a, b) 1200 UTC 28 Jun, 850 hPa; (c, d) 1200 UTC 29 Jun, 200 hPa

① 张文龙, 等. 台风榴莲(2001)在季风槽中生成的机制探讨. 气象学报, 2006, 已投稿

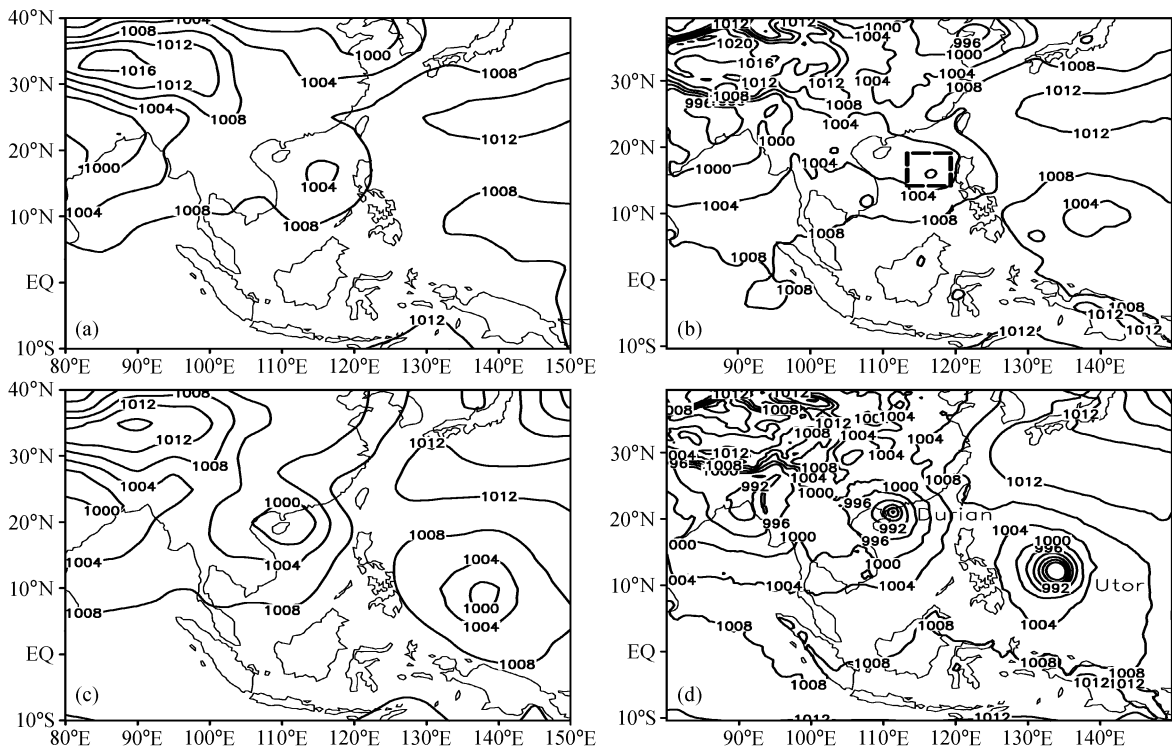


图 4 NCEP 再分析资料 (a、c) 和粗网格 (54 km) 模拟资料 (b、d) 的海平面气压对比: (a、b) 6 月 29 日 12 时; (c、d) 7 月 1 日 12 时。
(b) 矩形框内闭合等压线的值为 1000 hPa

Fig. 4 Comparison of the sea level pressure (hPa) from (a, c) NCEP reanalyses and (b, d) the simulation with 54-km resolution; (a, b) 1200 UTC 29 Jun 2001; (c, d) 1200 UTC 1 Jul 2001. The rectangle in (b) denotes the tropical depression of 1000 hPa

前的位置都与 NCEP 资料一致,甚至在榴莲生成两天之后在菲律宾以东洋面上新生成的台风尤特 (2001) 的涡旋位置也都有较好的模拟。同时,模拟的台风榴莲表现出 NCEP 资料所不能反映的强而且紧凑的低压中心,但是台风尤特模拟的强度比最优观测明显偏强,这是由于台风尤特位于最细网格之外,粗网格使用的积云参数化方案造成了台风的虚假加强,由此我们也可体会到高分辨率显式模拟对于台风生成模拟的重要意义。下面,进一步从榴莲的生成地点、移动路径、中心气压、最大风速、云系演变等方面,将最细网格 (6 km) 模拟结果与台风最优观测报告、卫星云图资料以及已有的观测、理论分析结果进行详细比较验证。

3.2 台风路径

将台风发生区域海平面气压出现系统性的闭合低压中心作为 TC 生成的判定标准 (实际上还对应着高低层耦合的紧凑轴对称环流建立以及地面气旋性涡度的集中和暖心的形成等),模拟首先成功地抓住了这一典型个例的 TC 生成时间和地点,模拟

的 TC 的闭合低压中心出现在 6 月 29 日 09 时,位于 (15.6°N, 116.8°E) (图 5),与最优观测报告相比,生成时间的误差在 3 小时以内,生成地点的误差在 50 km 以内。但是我们也注意到,中国气象局和 JTWC (Joint Typhoon Warning Center) 发布的台风榴莲最优观测报告在热带低压阶段的差异相对较大,这与这一阶段 TC 环流偏弱有关。TC 初生位置的模拟成功的最重要标志是反映出了 TC 初生位置与 MCS 的关系。西太平洋季风槽类型 TC 生成的观测研究^[24]表明,TC 生成于季风槽切变线北侧的弱垂直切变区,同时也处于 MCS 北侧边缘的层状云降水区。在模式初始场中,MCS 位于 (9°N~13°N, 114°E~119°E),基本呈东西走向的季风槽切变线位于 14°N 以南,模拟的 TC 初生地点恰好位于 MCS 的北侧,因此它们之间的位置关系与已有的观测研究结果一致。榴莲生成地点的成功模拟,一方面说明模式的初始场中包含了充分的关于 MCS 和季风槽的信息,另一方面也从数值模拟角度再现了 TC 发生地点、MCS 以及季风槽切变线位

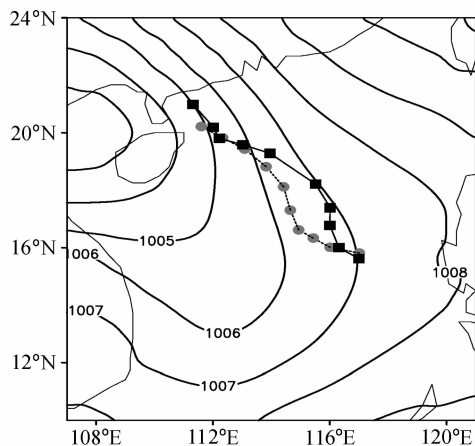


图5 榴莲的最优观测路径(实心圆)、模拟路径(实心方块)以及28日00时的海平面气压(实线)

Fig. 5 Tracks (6 h) of Durian from the optimal observation (circle) and the model simulation (rectangle), superposed with the sea level pressure at 0000 UTC 28 Jun (isoline, hPa)

置之间的相互关系,使得可以用模拟资料深入研究这一观测事实。

模拟结果表明,TC生成以后的移动方向、未来登陆地点和移动速度与最优观测报告基本一致。在模拟的第36~60小时期间,即2001年6月29日12时~30日12时,TC向偏北方向移动,反映了TC在季风槽的东端(底部)生成后,尚没有完全摆脱季风槽的影响,而受槽底部的偏南气流引导,这期间移动路径的最大误差在150 km以内。在模拟的第60~84小时期间,即2001年6月30日12时~7月1日12时,TC不断加强,南海地区的季风槽形势逐渐被TC环流和副热带高压的东南气流取代,TC的移动主要受副高外围的东南引导气流影响,以偏西方向为主,进入到湛江附近海域,预示未来登陆地点也基本准确,这期间路径误差在50 km以内。TC生成以后的移动速度约15 km/h,接近最优观测报告。

3.3 中心气压和地面最大风速

Frank^[25]提出TC的发展(development)包括两个不同的阶段:生成阶段(genesis)和加强阶段(intensification),它们受到不同的动力条件和物理过程控制。前者包括了一个在组织松散的热带云团中的中尺度涡旋的生成,外强迫在其中发挥重要作用,中心最低气压的下降比较缓慢;后者则是能够依靠WISHE^[26](风驱动的海面热量交换)机制自主维持的阶段,中心最低气压的下降比较迅速。从

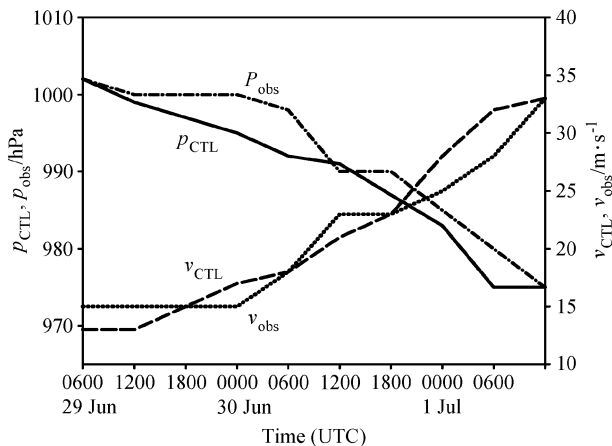


图6 最优观测(p_{obs} 和 v_{obs})和模拟(p_{CTL} 和 v_{CTL})的中心最低气压和地面最大风速时间演变

Fig. 6 Time series of the minimum central pressures and the maximum surface winds from the simulation (p_{CTL} and v_{CTL}) and the optimal observation (p_{obs} and v_{obs})

图6给出的模拟的中心最低气压的演变可以看到,它们与实况十分接近。基本成功地模拟出了第30~60小时,对应TD-TS的缓慢下降阶段,此间每6小时下降1~2 hPa;第60~84小时,对应TS-TY的迅速加强阶段,每6小时下降约4 hPa,合理反映出控制台风发展的两种不同物理过程。除了可以与最优观测报告验证的时段外,模式还成功地模拟了在TC生成前期28日18时~29日06时的气压的缓慢变化(该阶段每6小时气压下降1 hPa)以及与积云对流活动对应的多个小尺度低压中心,反映了在气压缓慢下降阶段,伴随的积云对流活动及组织化过程。

同时,从模拟得到的地面最大风速大小和变化趋势与观测实况也较为相似(图6)。从风速的大小来说,10个时次的平均误差不到3 m/s。从风速变化来说,当台风榴莲在模拟第60小时路径从西北偏北转为西北偏西以后,地面最大风速逐步加大,最大风速半径收缩,到登陆前出现33 m/s的最大值,达到了台风强度。由此可见,在榴莲强度变化以及达到台风强度的时间方面,模拟结果是令人满意的,尤其模拟出了TC的近海加强特征。

3.4 云系演变

高分辨率的数值模拟结果为观察TC云系的发展演变提供了条件。根据卫星云图分析,到28日12时(图略),MCS边缘变得不清晰,表明MCS经过旺盛发展阶段后开始进入成熟阶段,尤其是北

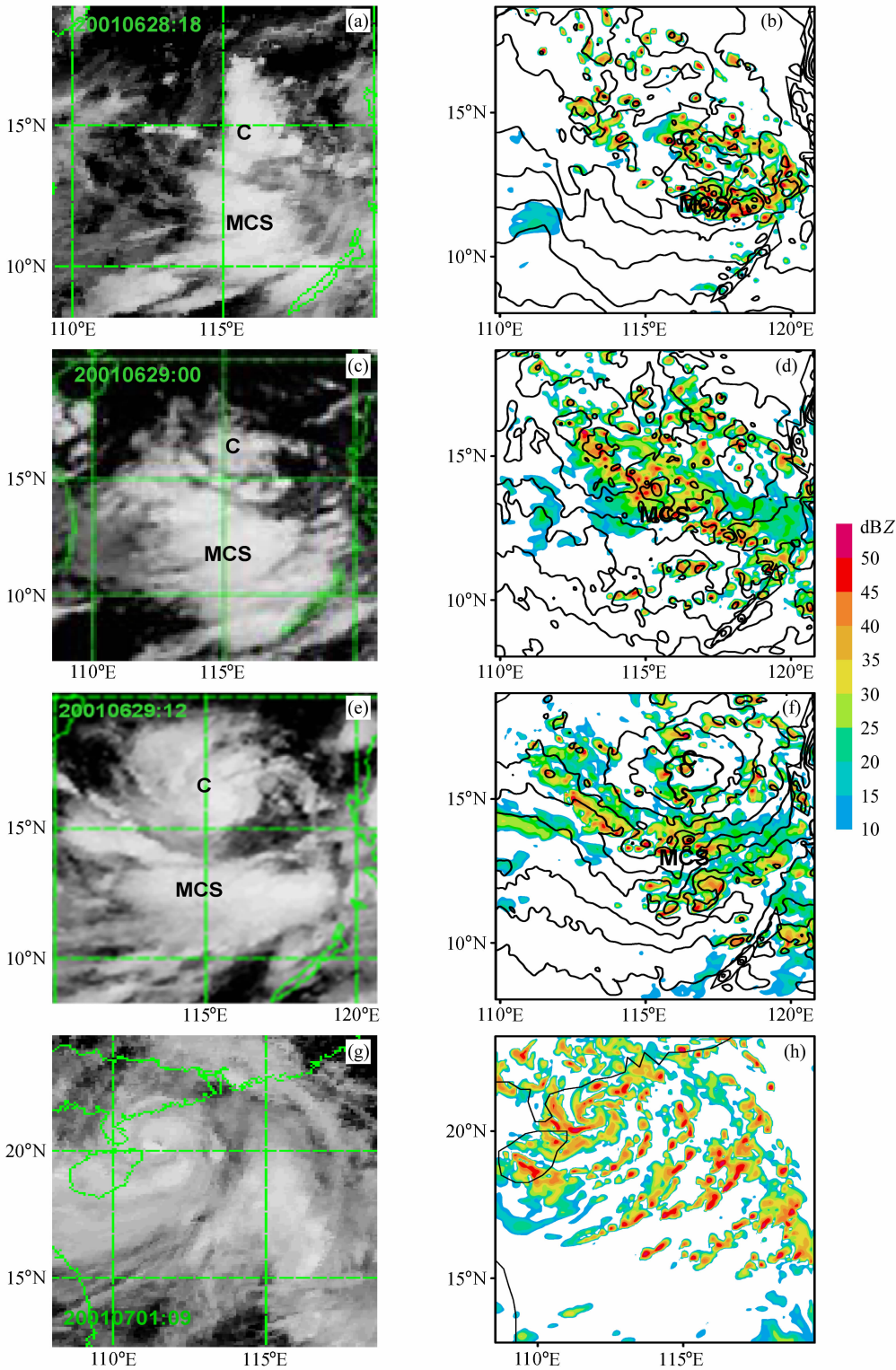


图 7 卫星云图 (a、c、e、g) 和模拟的 900 hPa 层雷达回波 (b、d、f、h, 单位: dBZ) 对比: (a、b) 6 月 28 日 18 时; (c、d) 6 月 29 日 00 时; (e、f) 6 月 29 日 12 时; (g、h) 7 月 1 日 09 时。MCS 代表中尺度对流系统, C 代表与 TC 相关的涡旋云系; (b、d、f) 等值线为模拟的海平面气压 (p_{sl}), (b、d) $p_{sl} \geq 1002$ hPa, (f) $p_{sl} \geq 999$ hPa

Fig. 7 Comparison of GMS satellite images (a, c, e, g) and the simulated radar reflectivity with 6-km resolution at 900 hPa (b, d, f, h, units: dBZ): (a, b) 1800 UTC 28 Jun; (c, d) 0000 UTC 29 Jun; (e, f) 1200 UTC 29 Jun; (g, h) 0900 UTC 1 Jul. Characters MCS and C denote the MCS and vortex clouds; isolines are sea level pressures (p_{sl}) in (b, d, f): (b, d) $p_{sl} \geq 1002$ hPa, (f) $p_{sl} \geq 999$ hPa

部边缘出现明显扰动。到 28 日 18 时 (图 7a、b), 卫星云图上 MCS 有所减弱, 同时其北部扰动发展成一个较强的中尺度对流云团; 模拟的相同时刻雷达回波反映出在 ($11^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $115^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 区域有与 MCS 对应的对流云团存在, 但此时由于最细网格仅积分了 6 小时, 所以模拟的雷达回波还不够细致。到 29 日 00 时 (图 7c、d), 云图显示出 MCS 北部扰动云系有气旋性旋转迹象, 同时在 15°N 附近 MCS 云系和扰动云系出现了分离现象; 模拟结果也基本反映出这条分界线, 分界线呈西北偏西走向, 大致位于 $15^{\circ}\text{N}\sim 16^{\circ}\text{N}$ 附近。到 29 日 12 时 (图 7e、f), 从卫星云图上看到 TC 云系已经形成, 并且与 MCS 云系显著分离; 除模拟的 TC 云系不够紧凑外, 模拟结果同样清楚地反映了这种分离现象。

从 6 月 29 日 18 时~7 月 1 日 12 时的卫星云图 (图略) 看到, 在 6 月 30 日 00 时之前 TC 云系不断发展, 但还没有出现明显的螺旋云系, 但随着 TC 逐步加强, 开始有不对称的螺旋云带出现, 随后又出现了台风眼, 表明台风登陆前达到最强阶段。在模拟时间 29 日 18 时~30 日 18 时, 模拟的 TC 云形不够稳定, 结构比较松散, 没能形成大的浓密云团, 但从 7 月 1 日 00 时开始, 模拟的台风螺旋云系显著发展, 从图 7g、h 可以看出模拟的雷达回波较好地再现了卫星云图的特征, 模拟的内螺旋云带与实况比较吻合, 而且成功地模拟出台风眼。除了内螺旋云带之外, 模拟结果还再现了台风系统外围螺旋云带的一些特征, 如海南岛东南部、粤东近海沿岸存在一些小而强的深对流云团, 螺旋云带从东南象限向台风核心区卷入等。

4 中层中尺度涡旋的基本特征

以上对模拟结果的验证表明, TC 的初生地点、初期云系演变都与 MCS 有密切关系。同时注意到, 季风槽中 MCS 活动的时段, 正是 TC 生命史中扰动向 TD 演变的时段。相对于以往对 TC 生成的数值模拟研究主要集中在 TD 到 TS 时段^[27], 我们将把扰动向 TD 演变作为重点研究的时段, 因为这也是多尺度系统相互作用的重要阶段。与 MCS 有紧密联系的中层 MCV 现象是否存在, 以及它具有什么样的基本特征, 是需要首先探讨的问题。

4.1 中低层流场演变

数值模拟的成功, 使得可以借助高时空分辨率的模拟资料揭示中层 MCV 现象。为了比较完整地观察季风槽和中层 MCV 的流场特征, 选用了区域范围较大的第二重网格 (18 km) 的模式输出资料。从图 8 看到, 模拟初始时刻, 南海地区对流层低层和中层均为典型的季风槽流型, 中、低层都没有闭合的气旋性环流存在, 然而当积分至 18 小时, 即 28 日 18 时, 在对流层中层, 季风槽东端 (底部) 在 ($14^{\circ}\text{N}\sim 16^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\text{E}\sim 118^{\circ}\text{E}$) 区域出现一个闭合的气旋性涡旋, 而此时低层仍然维持切变流场, 这是中层 MCV 存在的明显标志。闭合气旋性涡旋的东西方向长轴大约为 4° 经纬距, 南北方向短轴大约为 2° 经纬距, 这种椭圆形状可能是中尺度涡旋与季风槽相互作用的结果。模拟至第 24 小时, 中层气旋性环流中心又分裂成两个更小的涡旋, 低层虽然呈现出气旋性环流迹象, 但仍未出现闭合的气旋性环流, 此时开始进入 TC 环流的建立阶段; 至第 30 小时, 低层的气旋性环流建立起来, 在对流层中低层实现了气旋性环流的垂直耦合, 这与最优观测报告 TD 出现的时间恰好对应; 至第 36 小时, 即 29 日 12 时, 低层气旋性环流明显增强, 表现出低层环流强于中层的典型的 TC 涡旋垂直结构, 同时涡旋由以前受槽影响而形成的椭圆形环流演变成轴对称形态, 说明涡旋的独立性增强, 将逐步进入自主发展阶段。

虽然中层 MCV 与季风槽的流场相互影响, 但仍然可以看到中层 MCV 独立于季风槽的闭合环流。图 9 给出 18 km 分辨率的 650 hPa 的风矢量与涡度, 可以清晰地看到在 ($13^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $115^{\circ}\text{E}\sim 117^{\circ}\text{E}$) 有一个圆形闭合环流, 并且与一个气旋性涡度中心对应。沿纬向剖面 (图 10) 可以进一步看到, 在 800~450 hPa、 $115.5^{\circ}\text{E}\sim 117.2^{\circ}\text{E}$ 区域内, 经向南风和北风基本呈现对称分布, 风速为 $2\sim 4\text{ m/s}$, 与 Montgomery^[16] 在其理想试验中假设中层 MCV 的切向最大风速为 6 m/s 相当。考虑到在季风槽南侧存在西风同时北侧存在东风, 由此可以推断在对流层中层存在闭合的气旋性环流, 并且与一个气旋性涡度中心相对应, 它的水平尺度为 200 km 左右, 与 MCS 的尺度属于同一量级。这与 MCS 及 MCV 的观测事实基本一致^[16], 也与 Zhang 等模拟得到的中层 MCV 尺度相近, 属于比

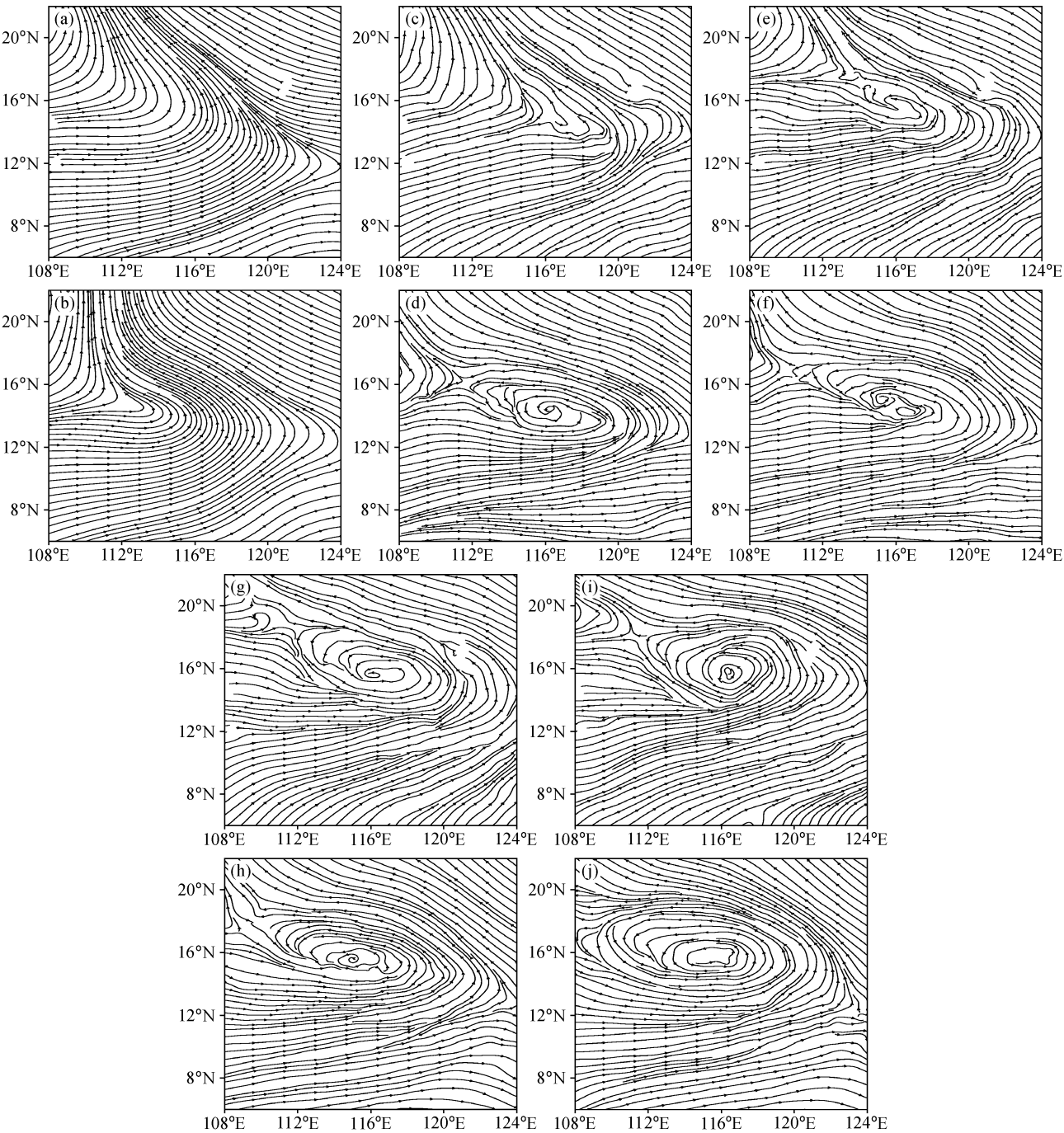


图 8 6 月对流层低层 900 hPa (a、c、e、g、i) 和对流层中层 600 hPa (b、d、f、h、j) 流场 (分辨率 18 km): (a、b) 28 日 00 时; (c、d) 28 日 18 时; (e、f) 29 日 00 时; (g、h) 29 日 06 时; (i、j) 29 日 12 时

Fig. 8 Simulated wind streamlines at 900 hPa (a, c, e, g, i) and 600 hPa (b, d, f, h, j); (a, b) 0000 UTC 28 Jun; (c, d) 1800 UTC 28 Jun; (e, f) 0000 UTC 29 Jun; (g, h) 0600 UTC 29 Jun; (i, j) 1200 UTC 29 Jun

较典型的中层 MCV。中低层流场的演变不仅反映中层 MCV 的真实存在,而且也反映出它确实影响和参与了 TC 环流的发展和建立,同时说明如果初始场中包含了充分的 MCS 信息,MM5 模式就能够

成功地模拟与 MCS 紧密联系的中层 MCV 现象。

4.2 中层中尺度涡旋的基本特征

通过对中低层流场演变分析,选取 28 日 18 时作为考察中层 MCV 影响 TC 生成的初始时刻,

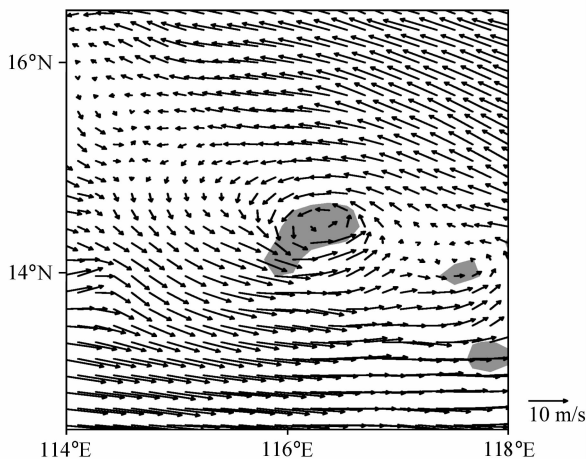


图9 6月28日18时650 hPa风矢量和涡度(分辨率18 km)。阴影: $\geq 20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的涡度

Fig. 9 Simulated wind vector and vorticity ($\geq 20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, shaded) with 18-km resolution 650 hPa at 1800 UTC 28 Jun 2001

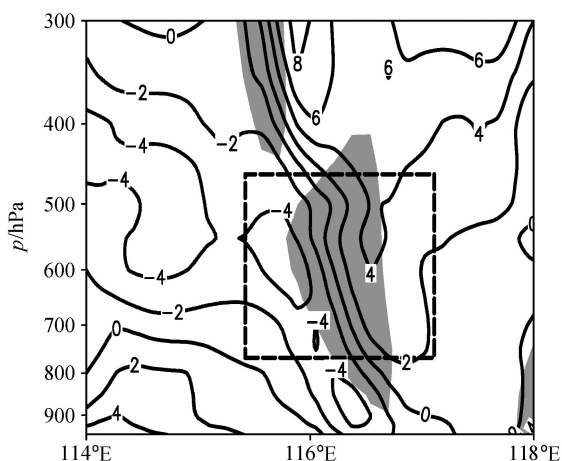


图10 6月28日18时沿14.5°N经向风(单位: m/s)和涡度($\geq 20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 阴影)剖面(分辨率18 km)

Fig. 10 Cross section of simulated meridional wind (m/s) and vorticity ($\geq 20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, shaded) across 14.5°N at 1800 UTC 28 Jun with 18-km resolution

这时对流层中层出现了 MCV, 但低层尚无闭合的气旋性环流。在后续的工作中, 我们将主要采用 6 km 分辨率资料进行诊断分析, 因此这里对 6 km 分辨率资料模拟的中层 MCV 的基本特征进行初步分析。在 6 km 的模拟结果中, 由于采用了高分辨率数值模拟, 所以中层 MCV 中包含着尺度更小的积云对流“热塔”(如图 7b、d 所示), 与“热塔”相对应, 海平面气压场表现出许多小尺度的低压中心。中层 MCV 区域内的涡度场和位温场也表现出

小尺度扰动特征(图略), 这是采用高分辨率模拟的必然结果。因为已有的对中层 MCV 的观测研究都是在比较粗的分辨率情况下得到的, 分辨率为 50 km 左右, 在理想数值模拟试验中, 也是在较粗的分辨率情况下对中层 MCV 进行人为构造^[16]。为了与已有的研究结果进行比较, 以进一步验证模拟结果的可靠性, 这里对 6 km 分辨率模式输出资料采取相关区域平均的方法, 通过中层 MCV 相对于环境场的扰动(偏差)来考察中层 MCV 的基本特征。以中层 MCV 所在区域的中心(14.5°N, 116.0°E)为中心, 选取(10.5°N~18.5°N, 112°E~120°E)的区域平均代表环境场特征, 选取(13.5°N~15.5°N, 115°E~117°E)的区域平均代表中层 MCV 的特征。从图 11a~f 看到, 在对流层中层 400~700 hPa 为正的涡度扰动最大值对应着中层 MCV, 在低层仍然为正的涡度扰动, 200 hPa 以上是负的涡度扰动, 与高层的反气旋环流发展相对应; 位涡扰动的垂直结构和涡度扰动的形式相似, 最大中心出现在 400~600 hPa, 对流层整层基本为正的位涡扰动; 中层 MCV 区域内低层为对流不稳定, 中上层为对流稳定区, 在理想数值试验中曾把低层有大量不稳定能量作为“热塔”发展的基本假设条件^[16], 从实例模拟情况看, 在季风槽中的 MCV 区域中这是一种本身具有的性质。中层 MCV 在 900 hPa 以下、200 hPa 以上为冷心, 在 900~200 hPa 之间为暖心, 这与中层涡旋的观测事实以及 Zhang 等的模拟结果是一致的。MCV 区域的比湿特征和季风槽内整个区域的平均状况相似, 低层水汽充沛, 最高达 20 g/kg。比湿扰动在中层最大, 这可能是由于降水蒸发引起的, 因而比理想试验^[16]中假设低层有正的比湿扰动可能更合理一些。

5 结论

西太平洋 TC 的生成与季风槽及 MCS 的活动有密切关系, 我国科学家在这方面也有着很长的研究历史^[28], 但以往这方面的实例数值模拟研究很少。为了更深入地探讨由 MCS 对流强迫产生的对流层中层 MCV 在 TC 生成中的作用问题, 本文利用非静力平衡的中尺度模式 PSU/NCAR MM5 (V3-7) 对台榴莲(2001)生成过程进行了高分辨率数值模拟, 并将模式输出结果与 NCEP 再分析资

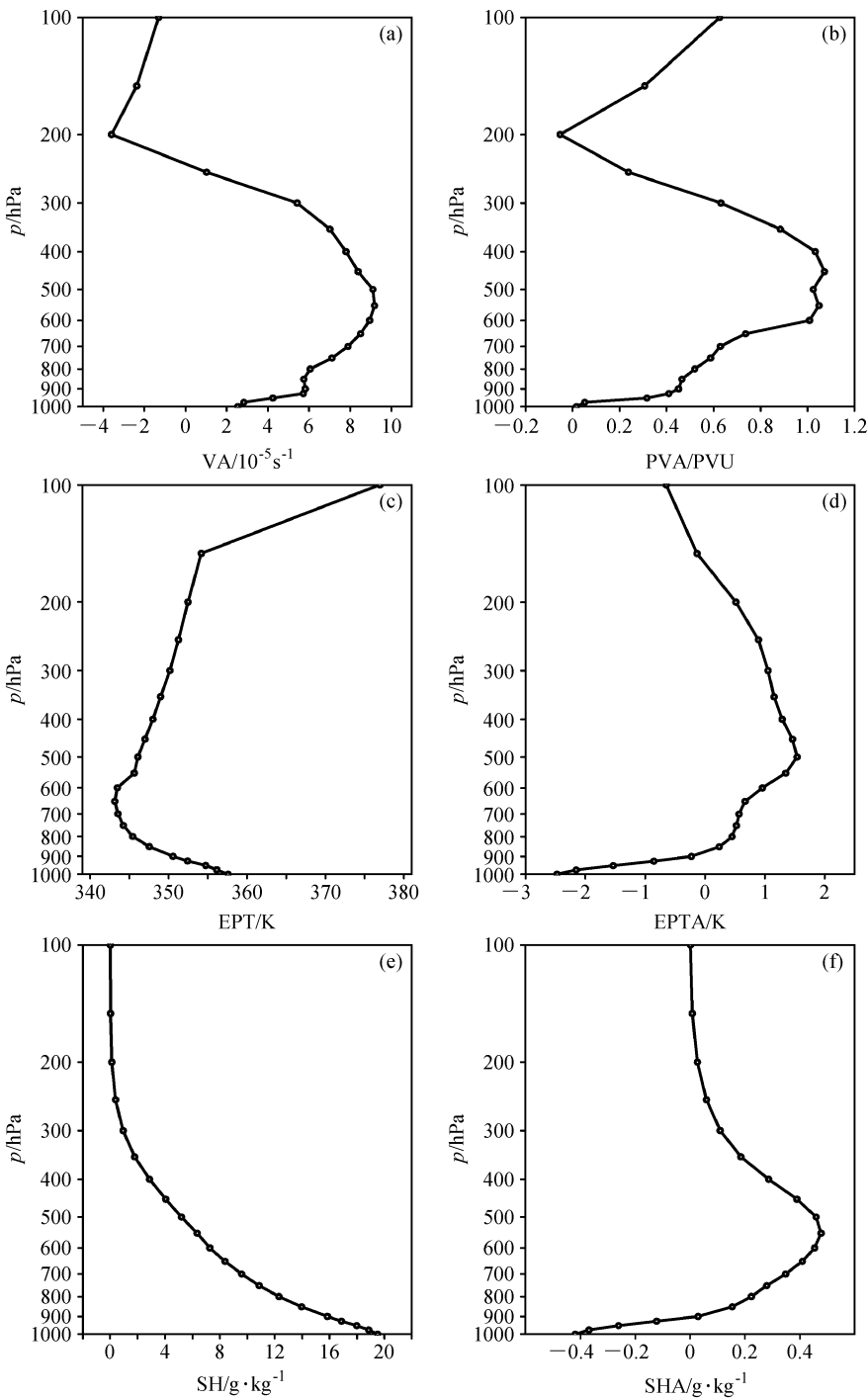


图 11 模拟的 6 月 28 日 18 时中层 MCV 区域平均特征 (分辨率 6 km): (a) 涡度扰动 (VA); (b) 位涡扰动 (PVA); (c) MCV 区域平均相当位温 (EPT); (d) 相当位温扰动 (EPTA); (e) MCV 区域平均比湿 (SH); (f) 比湿扰动 (SHA)。1 PVU=1.0×10⁻⁶m²·s⁻¹·K·kg⁻¹

Fig. 11 Area averaged properties of MCV at 1800 UTC Jun with resolution of 6 km: (a) Vorticity anomaly (VA) from ambient; (b) potential vorticity anomaly (PVA) from ambient; (c) area averaged equivalent potential temperature (EPT); (d) equivalent potential temperature anomaly (EPTA) form ambient; (e) area averaged special humidity (SH); (f) special humidity anomaly (SHA) from ambient

料、最优观测报告、卫星云图以及已有的观测和理论研究结果进行了详细比较验证, 结果表明: 首先, 54 km 粗网格较好地抓住了大尺度环流特征,

对影响榴莲生成的大尺度系统季风槽、南亚高压和西太平洋副高都有较好的模拟, 因此为细网格的精细模拟提供了良好的背景条件; 其次, 6 km 网格成

功地模拟了榴莲的生成地点, 其与 MCS 的位置有同观测研究结果一致的对应关系。模拟的 TC 移动路径、强度变化与最优观测报告比较接近, 准确反映了 TC 的未来登陆地点, 以及中心气压缓慢下降和迅速下降两个阶段; 对云系演变的模拟, 成功地再现了 TC 初生时的涡旋云系和季风槽中 MCS 云系的分离现象, 以及在 TC 登陆前达到成熟阶段时出现的台风眼和螺旋云系。模式的初始场中包含有充分的 MCS 信息, 是模拟取得成功的关键因素之一。

本文进一步利用 18 km 分辨率的模式输出资料, 分析了榴莲生成前期的中低层流场演变特征, 成功揭示了与 MCS 紧密联系的中层 MCV 现象的真实存在, 并且对 6 km 分辨率的模式输出资料采取区域平均的方法, 初步分析了中层 MCV 的热动力基本特征。分析表明, 中层 MCV 的水平尺度约 200 km, 位于 800~400 hPa, 具有暖心结构和条件性不稳定特征, 与已有较粗分辨率的观测结果相近, 再一次验证了模拟结果是真实可靠的。高分辨率模拟资料不仅反映了中层 MCV 的平均特征, 而且其中包含着更小尺度的信息, 如“热塔”等, 这对研究 TC 生成过程中的中、小尺度相互作用是很有意义的。相对于以往的理想数值试验, 实例模拟得到的中层 MCV 应该能够更真实合理地反映中层 MCV 的特征。鉴于模式输出的物理量场具有动力及热力协调一致性, 在后续工作中将利用模式输出的高时空分辨率资料, 深入系统地研究中层 MCV 在 TC 生成中的作用等问题。

致谢 本工作得到美国马里兰大学张大林教授指导。同时感谢两位匿名审稿人提出的改进意见。

参考文献 (References)

- [1] Gray W M. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 1968, **96**: 669~700
- [2] Gray W M. The formation of tropical cyclones. *Meteor. Atmos. Phys.*, 1998, **67**: 37~69
- [3] Raymond D J, Carlos L-C, Cavazos L L. Case-studies of developing east Pacific easterly waves. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1998, **124**: 2005~2034
- [4] Ritchie E A, Holland G J. Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 1999, **127**: 2027~2043
- [5] Zehr R M. Tropical cyclogenesis in the Western North Pacific. NOAA Tech Rep. NESDIS 61, 1992. 181
- [6] Mapes B E, House R A Jr. Diabatic divergence profiles in western Pacific mesoscale convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 1995, **52**: 1807~1828
- [7] Harr P A, Elsberry R L. Structure of a mesoscale convective system embedded in Typhoon Robyn during TCM-93. *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124**: 634~652
- [8] Harr P A, Kalafsky M S, Elsberry R L. Environmental conditions prior to formation of a midget tropical cyclone during TCM-93. *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124**: 1693~1710
- [9] Reasor P D, Montgomery M T, Bosart L F. Mesoscale observations of the genesis of Hurricane Dolly (1996). *J. Atmos. Sci.*, 2005, **62**: 3151~3171
- [10] Zhang D L, Bao N. Oceanic cyclogenesis as induced by a mesoscale convective system moving offshore. Part II: Genesis and thermodynamic transformation. *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124**: 2206~2226
- [11] Bister M, Emanuel K A. The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**: 2662~2682
- [12] Simpson J, Ritchie E, Holland G J, et al. Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**: 2643~2661
- [13] Montgomery M T, Enagonio J. Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a three-dimensional quasigeostrophic model. *J. Atmos. Sci.*, 1998, **55**: 3176~3207
- [14] Molinari J, Vollaro D, Corbosiero K L. Tropical cyclone formation in a sheared environment: A case study. *J. Atmos. Sci.*, 2004, **61**: 2493~2509
- [15] Hendricks E A, Montgomery M T, Davis C A. The role of “vortical” hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984). *J. Atmos. Sci.*, 2004, **61**: 1209~1232
- [16] Montgomery M T, Nicholis M E, Cram T A, et al. A vortical hot tower route to cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 2006, **63**: 355~386
- [17] Liu Y, Zhang D L, Yau M K. A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**: 3073~3093
- [18] Davis C A, Bosart L F. Numerical simulations of the genesis of Hurricane Diana (1984). Part I: Control simulation. *Mon. Wea. Rev.*, 2001, **129**: 1859~1881
- [19] Zhang D L, Anthes R A. A high-resolution model of the planetary boundary layer—Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, 1982, **21**: 1594~1609
- [20] Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. A description of the fifth generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Tech. Note, NCAR/TN-398+STR, 1995. 138
- [21] Tao W-K, Simpson J. The Goddard cumulus ensemble mod-

- el. Part I: Model description. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 1993, **4**: 35~72
- [22] Kain J S, Fritsch J M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 1990, **47**: 2784~2802
- [23] 中国气象局. 台风年鉴(2001~2002). 北京: 气象出版社, 2002~2003
China Meteorological Administration. *Typhoon Yearbooks* (2003 - 2004) (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004~2005
- [24] 陈联寿, 丁一汇. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 1979. 109pp
Chen Lianshou, Ding Yihui. *The Conspectus of Western Pacific Typhoon* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1977. 109pp
- [25] Frank W M. Tropical cyclone formation. *A Global View of Tropical Cyclones*, Elsberry R L, Ed., Office of Naval Research, 1988. 53~90
- [26] Rotunno R, Emanuel K A. An air - sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a non-hydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**: 542~561
- [27] 徐亚梅, 伍荣生. 热带气旋碧丽斯(2000)发生的数值模拟: 非对称流的发展及转换. 大气科学, 2005, **29** (1): 79~90
Xu Yamei, Wu Rongsheng. The numerical simulation of the genesis of tropical cyclone Bilis (2000): The evolution and transformation of asymmetric momentum. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2005, **29** (1): 79~90
- [28] 王会军, 范可, 孙建奇, 等. 关于西太平洋台风气候变异和预测的若干研究进展. 大气科学, 2007, **31** (6): 1076~1081
Wang Huijun, Fan Ke, Sun Jianqi, et al. Some advances in the researches of the western North Pacific typhoon climate variability and prediction. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2007, **31** (6): 1076~1081