0577-6619/2010/68(1)-0088-01 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

登陆台风内中尺度强对流系统演变机制的湿位涡分析*

徐文慧[1] 倪允琪[2] 汪小康[1] 顾春利[2] 王 欢[1] 金文岩[3]
XU Wenhui[1] NI Yunqi[2] WANG Xiaokang[1] GU Chunli[2] WANG Huan[1] JIN Wenyan[3]

1. 南京大学大气科学系，南京，210093
2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室，北京，100081
3. 辽宁省普兰店市气象局，普兰店，116200
1. *Department of Atmospheric Science*, *Nanjing University*, *Nanjing* 210093, *China*
2. *Chinese Academy of Meteorological Sciences*, *Beijing* 100081, *China*
3. *Meteorological Bureau of Pu Landian*, *Pu Landian* 116200, *China*
2009-04-15 收稿，2009-08-14 改回.

Xu Wenhui, Ni Yunqi, Wang Xiaokang, Gu Chunli, Wang Huan, Jin Wenyan. 2010. Moist potential vorticity analysis of the evolution mechanism of a strong mesoscale convective system in a landing typhoon. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(1): 88－101

Abstract Typhoon Haitang landed in Fujian in July 2005, then it moved northwest. During its movement, there was a mesoscale convective system (MCS) developing quickly within the outer spiral cloud band of the typhoon. The MCS caused heavy rainfall in the eastern and northern parts of Wenzhou, which brought more damage than the typhoon. A numerical simulation of the landing typhoon was performed by using the mesoscale model WRF in this paper. The model successfully simulated the typhoon track, the intensity tendency as well as the location of the heavy rainfall induced by the typhoon. Especially, the MCS development embeded in the typhoon circulation was well captured. A moist potential vorticity analysis associated with the MCS was carried out so as to reveal the moist potential characteristics of the MCS within the typhoon circulation. The results showed that, during the generation stage, convective instability characterized by MPV1 provided a favorable condition for the MCS, and the vorticity caused by the slantwise isentropic surface and the vertical shear of horizontal wind characterized by MPV2 offered an inspiring mechanism. The atmosphere exhibited strong convective instability at low levels over the MCS region and its southeast, which could supply plenty of erratic energy. The slantwise ascending air stream transfered the erratic energy northwest, where the stratification stability was small. As θ_{ep} decreased, the cyclonic vorticity increased. On the other hand, the vorticity caused by the slantwise isentropic surface and the vertical shear of horizontal wind inspired the release of convective instability, and as a result the MCS formed. During the development stage, the cyclonic vorticity increased rapidly with a persistent decreasing of θ_{ep}. Meanwhile, the inclination of isentropic line (θ_e) was bigger than the absolute momentum line (M) at middle levels, which exhibited the feature of conditional symmetric instability (CSI), then the CSI was forced to release by the vorticity resulted from the slantwise isentropic surface and the vertical shear of horizontal wind, and the MCS developed. A conceptual model of the MCS development in the landing typhoon was finally established.
Key words Mesoscale convective system, Moist potential vorticity, Convective instability, Conditional symmetric instability, Slantwise vorticity development, Numerical simulation

---

* 资助课题：国家 973 项目“我国南方致洪暴雨监测与预测的理论和方法研究”(2004CB418300)。
作者简介：徐文慧，主要从事天气动力学研究。xuwenhuimin@163.com

摘　要　2005 年 05 号台风“海棠”登陆福建后，在外围云系里有个明显发展的中尺度对流云团经过温州东部及北部地区，引起了强降水，从而造成比热带风暴环流本身更具破坏力的强烈天气，因此研究台风内中尺度对流系统（MCS）的发展机制能够为预报台风灾害提供依据。文中使用中尺度静力模式 WRF 对台风“海棠”登陆过程进行了模拟，模式很好地模拟了台风登陆过程的路径、强度变化趋势和降水分布，尤其是模拟出了台风环流内的一次中尺度对流系统的发展过程，并利用模拟结果对台风环流内的这次中尺度对流系统进行了与之相关联的湿位涡分析，从而揭示了台风环流内中尺度对流系统发展演变的湿位涡特征。结果表明，在对流形成阶段，MPV1 即对流不稳定为 MCS 的形成提供背景不稳定条件，由 MPV2 即湿等熵面的倾斜和水平风的垂直切变而引起的涡旋发展作为强迫机制：MCS 形成的区域及东南区域中低层是强对流不稳定层，蕴含丰富的不稳定能量，倾斜上升运动把对流不稳定区具有强不稳定能量的暖湿空气向西北中层的中性层结区输送，由于 θ_{ep} 的减小，气旋性涡度增强，有利于形成对流，另一方面，由于湿等熵面倾斜和低空急流加强而引起的涡旋发展作为一种强迫机制激发对流不稳定能量得到释放，从而形成对流；在对流系统的发展阶段，由于低层的对流不稳定性进一步减弱，θ_{ep} 进一步减小，气旋性涡度进一步增强，有利于 MCS 的增强，中层等 θ_e 线的倾斜度比绝对动量 M 等值线的倾斜度大，对应有条件对称不稳定区域，满足条件对称不稳定（CSI）条件，在湿等熵面倾斜和台风低空急流作用下引起的涡旋发展强迫对称不稳定能量释放，从而使得对流得以维持和加强。通过以上的分析给出了台风环流内中尺度对流系统发生发展的概念模型。

关键词　中尺度强对流系统，湿位涡，对流不稳定，条件对称不稳定，倾斜涡度发展，数值模拟

中图法分类号　P458.2　P458.3

1　引　言

中国是受台风影响最严重的国家之一。由于台风暴雨对人民生命财产危害极大，因而台风暴雨的研究是一个重要的课题。程正泉等（2005）研究了台风特大暴雨与中小尺度的关系，指出中小尺度系统往往是台风暴雨中的主角，中尺度扰动一般对应中尺度雨团，中尺度扰动强的垂直速度对质量、动量和能量的输送往往是造成特大暴雨的关键。地形作用常在台风环流与地形辐合区产生一系列的中尺度强对流活动，台风登陆形成的倒槽内，常常有多个中尺度系统活动，台风向中纬度地区的能量频散，还能激发中纬度的中小尺度系统。此类中、小尺度系统产生的降水，往往比台风本身环流的降水大得多，直接影响到台风暴雨的强度和分布。李英（2004）总结以往的研究也明确指出台风内中尺度系统活动不仅显著影响台风强度，同时也是台风暴雨增幅的重要原因。

位涡是一个反映大气热力和动力性质的物理量，国内外很早就已经用位涡理论来分析天气学问题了。位涡理论（胡伯威，2003）在分析天气系统演变和结构方面有广泛的应用。如果不考虑非绝热加热和摩擦效应，位涡以及有降水发生的湿过程中的湿位涡均具有守恒性。国内已有不少利用位涡守恒原理对暴雨等强天气形成和发展进行诊断分析的工作。湿位涡比其他几种位涡形式更能反映暴雨的物理机制，可以利用对流层低层湿位涡的符号与数值来判断强降水的落区。位涡理论已被广泛应用于江淮梅雨锋暴雨中尺度对流系统（余志豪等，1986）、华南暴雨中尺度对流系统（蒙伟光等，2004；张晓惠等，2009）和西南涡暴雨（段旭等，2000）中尺度对流系统的诊断研究，并得到一些有意义的结论。但是用位涡及湿位涡理论来研究台风环流内中尺度对流系统方面的工作还不是很多（蔡义勇，1992）。所以用位涡或湿位涡理论来研究台风环流内中尺度对流系统还是具有一定的意义的。

过去对登陆台风环流内的中尺度对流系统的研究（陈联寿等，2001，2004），主要是运用常规资料进行诊断分析。由于水平格距较大，使得对中尺度对流系统的研究具有一定的局限性，近几年，数值模式取得了重大进展，模式的精度和性能越来越好，即模式能很好地反映真实大气情况，模拟的结果也更有助于分析中尺度系统的动力学和热力学特征。本文将采用数值模拟的方法，运用模式输出资料分析与 2005 年 05 号台风“海棠”登陆福建后的一次中尺度强对流系统相关联的湿位涡的演变机制。

2　中尺度强对流系统的形成发展过程

“海棠”是 2005 年 7 月 12 日在西太平洋生成后向西南移动，16 日在（19.5°N，132°E）附近改为西北移向，18 日在台湾第一次登陆，19 日傍晚（17 时，北京时，下同）在福建的连江和罗源之间再次登陆，并

迅速减弱,之后向西北穿过福建省,20 日 17 时以后在江西衰减成热带低压。“海棠”登陆福建后,在其外围环流内有个强对流系统在浙江温州一带生成发展,形成了 12 h 270 mm 的局地特大暴雨,图 1 是 19 日 22 时—20 日 03 时的每小时降水和 TBB 分布。从图上看,19 日 22 时(图 1a),在福建东南沿海约(27°N,122°E)的地方开始出现 TBB<－50 ℃的云顶低温区,对流系统开始形成,降水区主要位于云

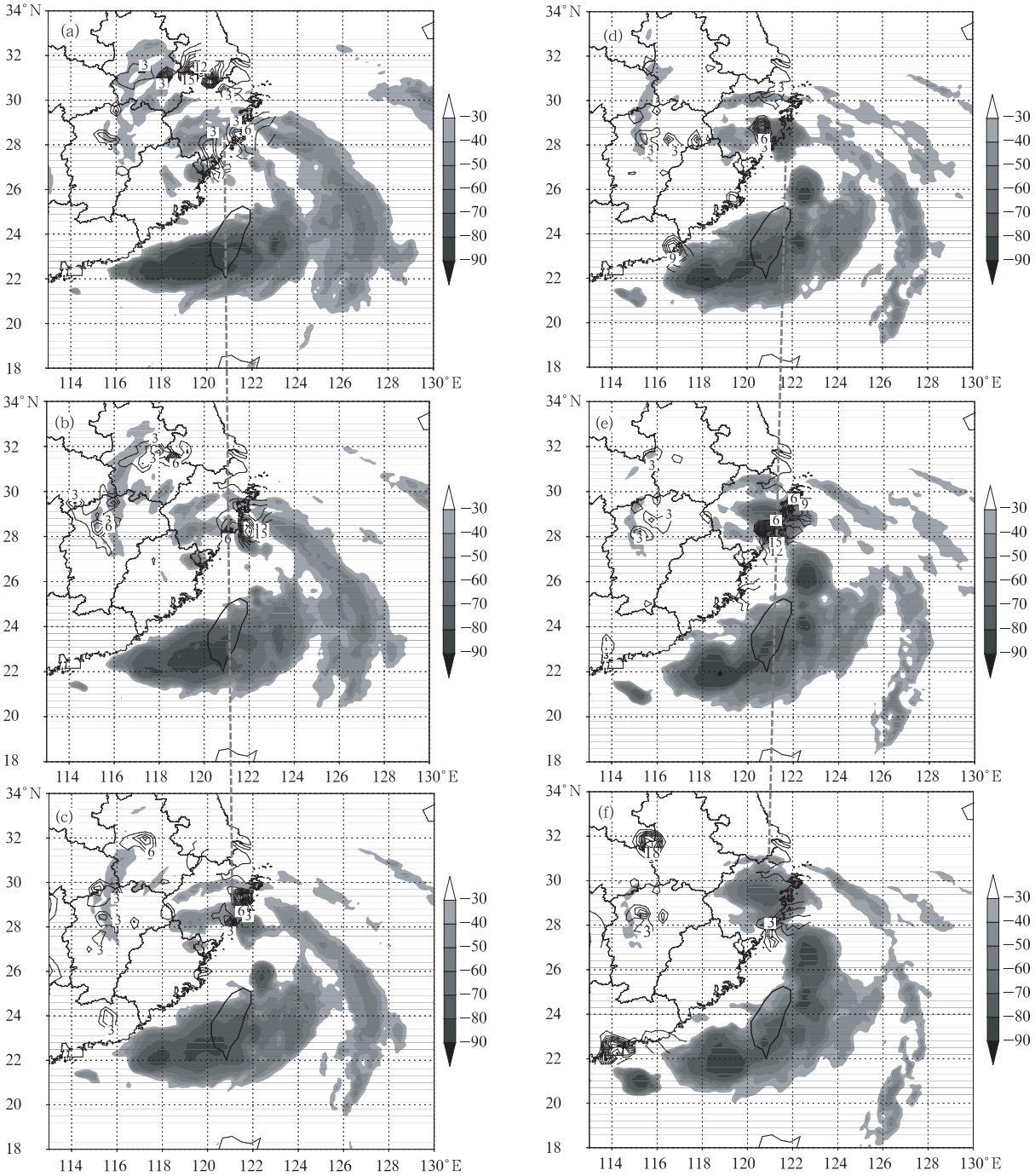

图 1 2005 年 7 月 19 日 22 时—7 月 20 日 03 时的每小时降水(等值线,单位:mm)和逐时 TBB(阴影,单位:℃)分布
(a. 19 日 22 时,b. 19 日 23 时,c. 20 日 00 时,d. 20 日 01 时,e. 20 日 02 时,f. 20 日 03 时,粗虚线为中尺度云团发展过程)

Fig. 1 Distributions of precipitation (equiscalar line, units: mm) and TBB (shaded, units: ℃) at 1 h intervals from 22:00 BST 19 to 03:00 BST 20 July, 2005 (a. 22:00 BST 19 July, b. 23:00 BST 19 July, c. 00:00 BST 20 July, d. 01:00 BST 20 July, e. 02:00 BST 20 July, f. 03:00 BST 20 July)

顶低温区的西北向,1 h 降水量是6 mm,随后云顶温度低温区面积扩大,强度增强,并逐渐向西北方向的内陆移动(图 1b),20 日 00 时(图 1c)云顶低温区在温州东部地区登陆,云顶低温中心 1 h 降水量达到 27 mm,20 日 01 时(图 1d)TBB 值达到 -70 ℃,对流云发展并继续向西北向移动,02 时(图 1e)发展到最强,TBB 值达到了 -90 ℃,云顶低温区 1 h 降水量达到了 18 mm,03 时(图 1f)对流云团开始扩散,强度逐渐减弱,08 时对流云团几乎完全消散。从中尺度对流系统(MCS)生成发展的每小时降水量与 TBB 演变看,在对流发展的初期就有降水发生,之后,在强对流云带有较大范围的降水,并逐渐增强,对流发展的成熟期 20 日 00—02 时的每小时降水量均维持在 15 mm 以上,系统减弱后仍有降水发生,并且降水区位于对流系统的尾部(即右侧)。从以上的分析看,TBB 资料很好地反映出了中尺度对流云团的整个发展演变过程,但对于对流系统的发展演变机制无法从图上得到,需要通过数值模拟来进一步分析。

3 数值模式设计

3.1 模式和资料

本文采用分辨率为 6 km 的中尺度模式 WRF 对"海棠"进行了数值模拟。模拟使用了 WRF 的双重嵌套网格方案,水平范围以(26.5°N,118.5°E)为中心,粗网格(D01)格距为 18 km,细网格(D02)的格距为 6 km,垂直方向为 31 层。双重网格的模拟起始时间粗网格从 19 日 08 时开始,积分 36 h 到 20 日 14 时为止,细网格在粗网格积分 3 h(相当于 19 日 11 时)后开始积分,这是因为考虑到初始场中不包括中尺度信息,而 D01 积分 3 h 产生的中尺度信息可以有效地反映在 D02 中。粗网格使用了 Grell 积分对流方案和 Ferrier 微物理方案,而细网格只采用了 Ferrier 微物理方案。模式的初始猜测场和边界条件采用 NCEP 的分辨率为 1°×1°的每 6 h 一次的输出场。

3.2 模拟结果检验

3.2.1 台风模拟结果分析

从模拟的台风路径(实心方框)与实际路径(空心圆)的对比(图 2a)中可以看出,模拟的路径和登陆地点与实况相当接近。积分前 6 h(即从 19 日 08 时—19 日 14 时)和最后 6 h(20 日 08 时—20 日 14 时)模拟的台风路径与实际路径很接近,中间 18 h(19 日 14 时—20 日 08 时)模拟的台风路径比实际的偏南,但走向与实际的一致。因此可以说模式对于台风"海棠"的路径预报是比较成功的。

台风的强度通常可以用台风的中心气压或近地面最大风速值来表示。图 2b 和 2c 是台风中心气压和近地面最大风速值随时间的演变曲线。图 2b 中模拟的初始时刻中心气压与实况相差 15 hPa,图 2c

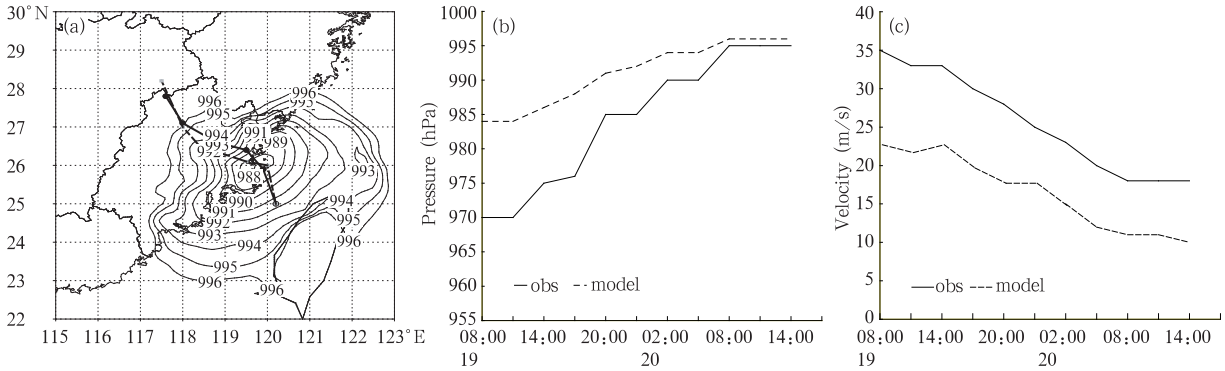

图 2 模拟和实况的台风路径、中心气压及地面最大风速

(a. 台风路径,空心圆为实际路径,实心方框为模拟路径; b. 中心最低气压, 实线为实际气压,虚线为模拟气压,单位:hPa, c. 地面最大风速, 实线为实际风速,虚线为模拟风速,单位:m/s)

Fig. 2 The simulated and observed track, central intensity variation and maximum surface wind velocity of typhoon Haitang

(a. the track of typhoon: blank circles represent observation; soild circles represents simulation; b. the central intensity variation: solid line represents observation; dashed line represents simulation, units: hPa; c. the maximum surface wind velocity: solid line represents observation; dashed line represents simulation, units: m/s)

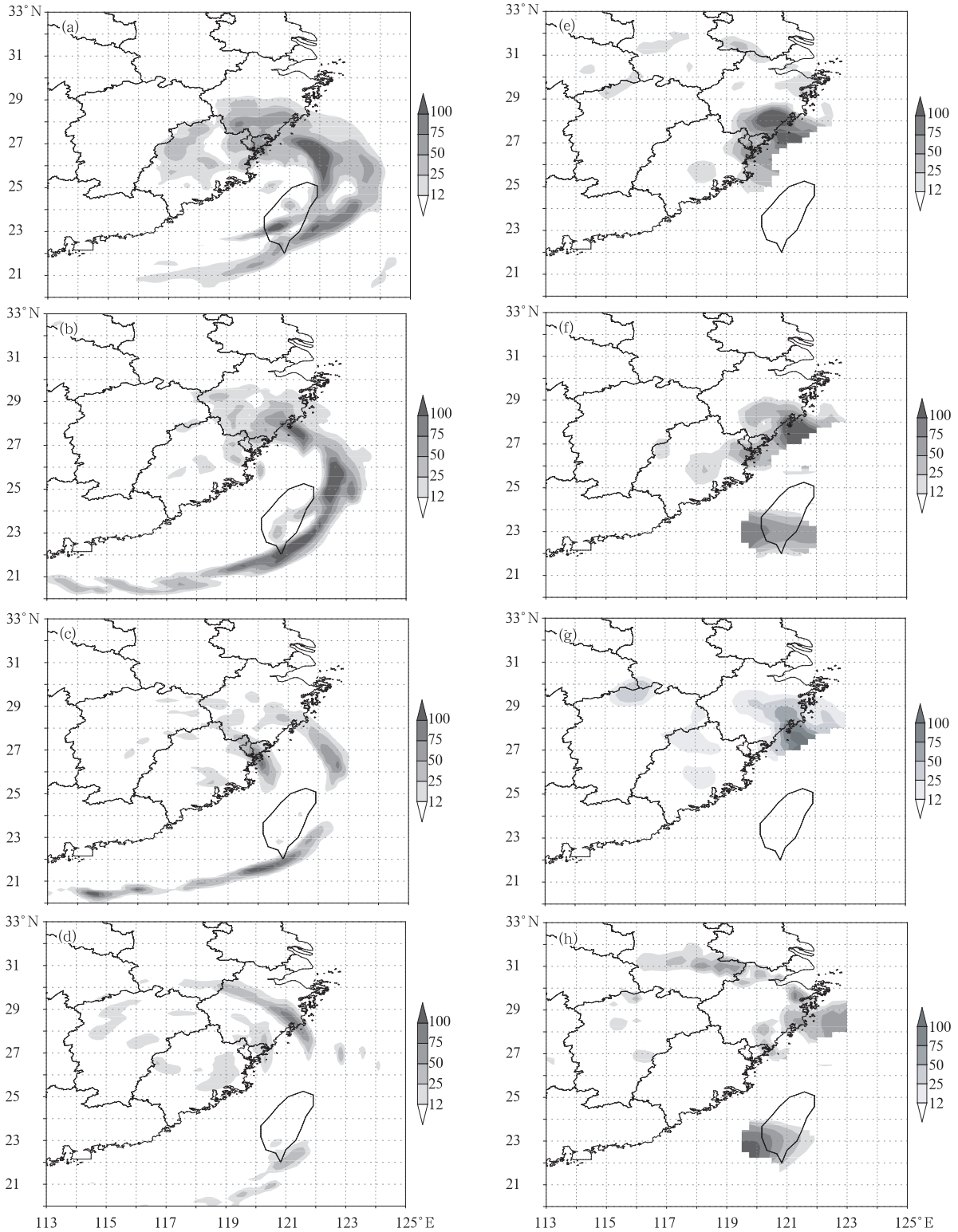

图 3 2005 年 7 月 19 日 14 时—7 月 20 日 14 时每 6 h 的模拟降水(a,b,c,d)和实况降水(e,f,g,h)(单位:mm)

Fig. 3 The 6-hour accumulated precipitation simulated by model (a,b,c,d) and the observed rainfall (e,f,g,h) from 14:00 BST 19 July to 14:00 BST 20 July, 2005 (unit: mm)

中模拟的地面最大风速值比实际的小 12 m/s,这与模式初始资料的分辨率较粗有关,但是模拟出了台

风登陆后强度逐渐减小的趋势,这也是本文要研究的中尺度对流系统演变阶段,即19日20时—20日08时,模拟的台风中心气压与实际的误差不超过5 hPa,地面最大风速值与实际的误差不超过10 m/s。因此模式基本上将台风登陆过程中及登陆后的强度变化趋势模拟出来了。

从"海棠"登陆前后24 h(19日14时至20日14时)的降水分布(图3)可以看出,19日14—20时,模拟的降水中心位置与相应时刻实际降水很吻合,但是强度要比实际的弱,这可能与模拟的台风强度比实际强度弱有关系;19日20时—20日08时,降水强度和位置都模拟得很成功,但是在内陆有一些虚假降水。20日08—14时,模拟的雨带比实际的偏南,强度也比实际的要弱,这可能与模拟的台风路径比实际的偏南有关。

综上所述,这次模拟对于台风路径、强度和降水的模拟基本上是成功的,尤其是19日20时至20日08时这一时段的模拟结果与实际的很接近,而我们所研究的中尺度对流系统就发生在这一时段,这为我们利用细网格的输出结果分析这次中尺度对流系统提供了依据。

3.2.2 中尺度对流系统模拟结果分析

从中尺度对流系统强盛阶段(7月20日00和01时)模拟的细网格的雷达回波与相同时刻温州雷达站回波的比较(图4)可以看到,20日00时,最强雷达回波带位于温州的东南部,强度达到了55 dBz,模拟的最强雷达回波带的位置和强度均与实况一致。20日01时,最强雷达回波带向西北移动,位于温州的上空,强度维持在55 dBz,模拟的最强雷达回波带也向西北移动,位置和强度与实际观测的一致。因此模式很好地再现了中尺度对流系统的发展演变过程。从相同时刻的1 h实况降水来看(图5a,5c),最大降水区的位置和移动方向均与最强雷达回波带相对应,中尺度对流系统在所经过地区引起了强降水。比较7月20日00和01时模式模拟的1 h降水与实况(图5),可以看到,模拟的降水区位

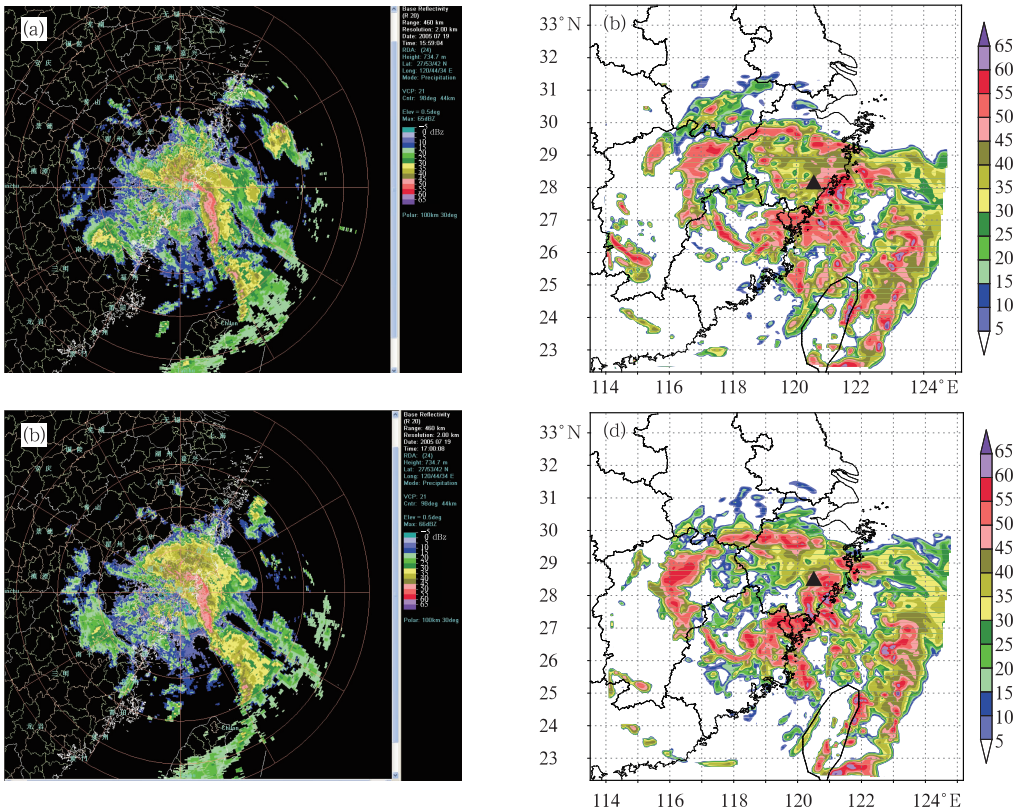

图4 2005年7月20日00(a,b)和01时(c,d)的温州雷达回波(a,c)与模拟雷达回波(b,d)
(单位:dBz,三角形表示温州位置)

Fig. 4 Observed (a,c) and the simulated radar reflectivity (b,d) at Wenzhou at 00:00 BST (a,b) 20 July and 01:00 BST (c,d) 20 July, 2005
(unit: dBz, the triangle represents Wenzhou)

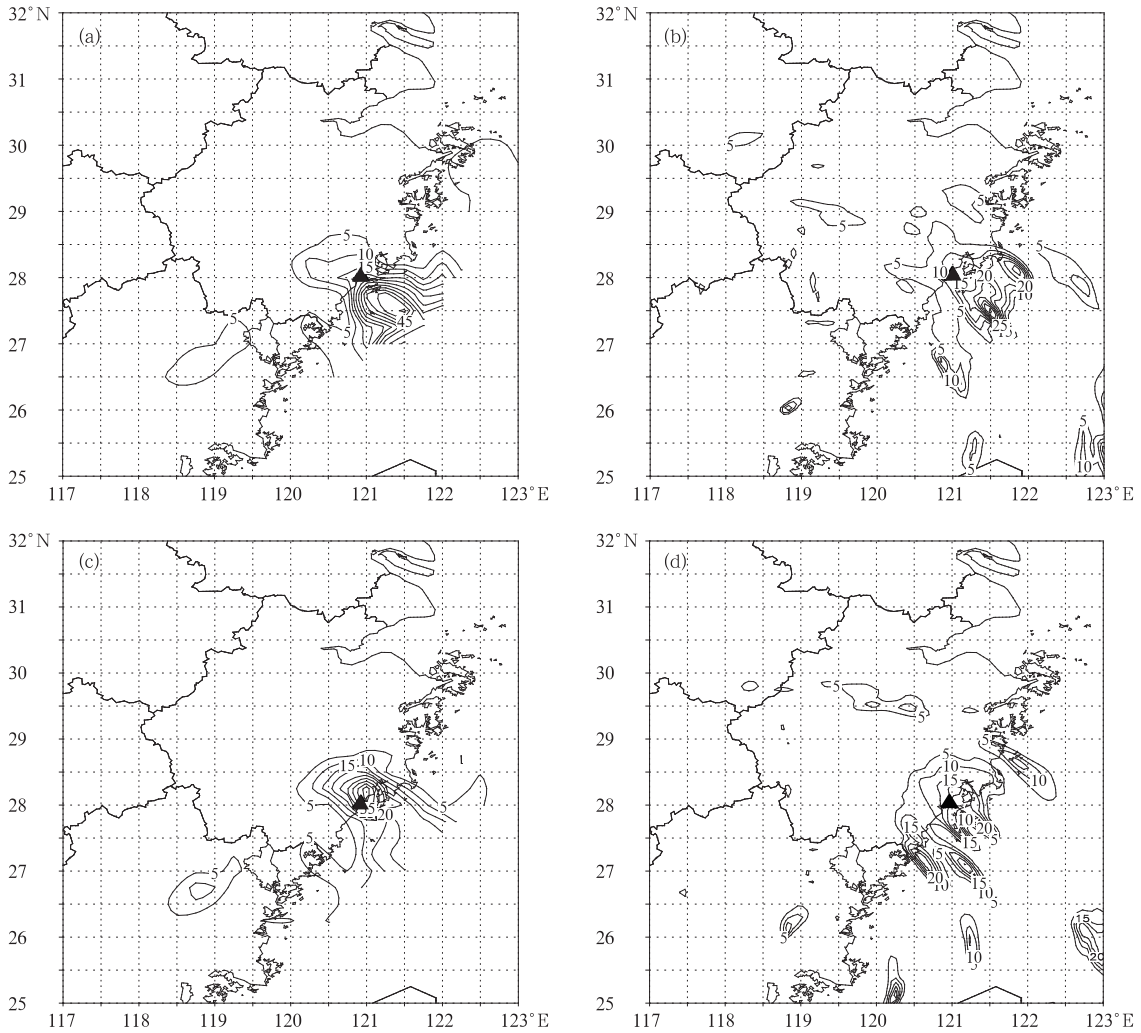

图 5 2005 年 7 月 20 日 00(a,b)和 01 时(c,d)的实况降水(a, c)与模拟降水(b, d)

(单位:mm,三角表示温州位置)

Fig. 5 The 1-hour accumulated precipitation simulated by model (a, c) and the observed rainfall (b, d) at 00:00 (a,b) BST 20 July and 01:00 BST (c,d) 20 July 2005

(unit: mm, the triangle represents Wenzhou)

置和移动方向与实况一致,强度略弱于实况降水。

总的来说,模式成功地模拟了 7 月 19 日 22 时—20 日 06 时这次中尺度对流系统的发展演变和对流系统所引起的暴雨落区和移动方向。因此,利用模式 6 km 的模拟结果来分析中尺度对流系统的形成发展机制是可行并且可信的。

4 中尺度对流系统形成发展机制的湿位涡分析

4.1 湿位涡的基本理论

吴国雄等(1995)从完整的原始方程出发,在导出精确形式的湿位涡方程的基础上,证得饱和湿空气的湿位涡在绝热和无摩擦的情况下具有守恒性质,当等 θ_e 面与等压面交角很小时,在 θ_e 坐标中,由于沿湿等熵面 θ_e 的梯度为零,湿位涡可以写成

$$P_{MV} = -g\zeta_\theta \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \approx 常数 \tag{1}$$

其中,ζ_θ 为绝对涡度在垂直方向上的投影。如定义对流稳定度

$$N_m = \frac{g}{\theta_0}\frac{\partial \theta_e}{\partial z} = -\frac{\rho g^2}{\theta_0}\frac{\partial \theta_e}{\partial p} \tag{2}$$

式(1)可写成

$$P_{\mathrm{MV}} = \frac{\theta_0}{\rho G}\zeta_\theta N_{\mathrm{m}} \approx 常数 \tag{3}$$

式(3)表明在湿等熵坐标中，当气块从对流稳定度大的区域向小的区域移动时，气旋性涡度将增长，或当气块从等熵面密集区向散开区移动时，气旋性涡度将增长。

由式(1)还可得

$$\frac{1}{\zeta_\theta}\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\zeta_\theta = -\frac{1}{\theta_{\mathrm{ep}}}\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\theta_{\mathrm{ep}} \tag{4}$$

式(4)表明当 θ_{ep} 减小时，气旋性涡度将增大。

由 θ_{e} 定义及 θ 坐标中的连续方程易证得对流稳定度的变化方程

$$\frac{1}{\theta_{\mathrm{ep}}}\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\theta_{\mathrm{ep}} = r\left[\nabla_\theta \cdot \boldsymbol{v} + \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\left(\frac{Lq}{c_p T}\right) + \frac{\theta}{\theta_{\mathrm{p}}}\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{Lq}{c_p T}\right)\right] \tag{5}$$

其中 $r = \frac{\theta_{\mathrm{p}}}{\theta_{\mathrm{ep}}}\exp\left(\frac{Lq}{c_p T}\right)$，绝对涡度的变化方程

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\zeta_\theta = -\zeta_\theta r\left[\nabla_\theta \cdot \boldsymbol{v} + \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\left(\frac{Lq}{c_p T}\right) + \frac{\theta}{\theta_{\mathrm{p}}}\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{Lq}{c_p T}\right)\right] \tag{6}$$

上述结果表明，θ 面上的辐合及水汽的凝结均能引起对流稳定度的减少，从而导致系统气旋性涡度的增加。与一般的涡度方程相比，式(6)引进了凝结加热的效应，表明一旦出现降水，其气旋性涡度将进一步增长。

当等 θ_{e} 面有明显的倾斜时，这在暴雨过程中是经常出现的，由于湿过程和湿饱和的原因，等 θ_{e} 面会变得相对陡直，很难满足等 θ_{e} 面同等压面交角很小的条件，此时式(1)并不是一个很好的近似，等熵面上湿位涡发展理论的应用受到了限制。

吴国雄等(1999，2001)进一步提出了倾斜涡度发展理论，适用于在 z 坐标或 p 坐标中讨论等 θ_{e} 面倾斜时垂直涡度的发展过程。在 p 坐标中，如假定垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小得多，如定义湿位涡的第 1 分量 P_{MV1} 为正压项；第 2 分量 P_{MV2} 为斜压项：

$$P_{\mathrm{MV1}} = -g(\zeta_p + f)\frac{\partial \theta_{\mathrm{e}}}{\partial p} \tag{7}$$

$$P_{\mathrm{MV2}} = -g\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial \theta_{\mathrm{e}}}{\partial y} + g\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial \theta_{\mathrm{e}}}{\partial x} \tag{8}$$

$$P_{\mathrm{MV}} = P_{\mathrm{MV1}} + P_{\mathrm{MV2}} = \alpha\zeta_\theta \nabla_p \theta_{\mathrm{e}} = 常数 \tag{9}$$

湿位涡分为湿正压项(MPV1)和湿斜压项(MPV2)：$P_{\mathrm{MV1}} = -g(\zeta_p + f)\frac{\partial \theta_{\mathrm{e}}}{\partial p}$ 是湿位涡的第 1 分量，为正压项，表示惯性稳定性($\zeta_p + f \approx \zeta_{\mathrm{a}}$)和对流稳定性($-g\frac{\partial \theta_{\mathrm{e}}}{\partial p}$)的作用。因为对北半球中高纬度而言，绝对涡度一般为正值，当大气是对流不稳定时，$\frac{\partial \theta_{\mathrm{e}}}{\partial p} > 0$，$P_{\mathrm{MV1}} < 0$；若大气是对流稳定的，$\frac{\partial \theta_{\mathrm{e}}}{\partial p} < 0$，$P_{\mathrm{MV1}} > 0$，$P_{\mathrm{MV2}} = g\left(\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial \theta_{\mathrm{e}}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial \theta_{\mathrm{e}}}{\partial y}\right)$ 为斜压项，它包含湿斜压性($\nabla_p \theta_{\mathrm{e}}$)和水平风垂直切变的贡献。

因此，在无摩擦、湿绝热大气中，系统涡度的发展由大气层结稳定度、惯性稳定度和风的垂直切变等因素所决定。在湿位涡守恒制约下，由于湿等熵面的倾斜，大气水平风垂直切变或湿斜压性增加，能够导致垂直涡度的显著性发展，这种涡度增长称倾斜涡度发展。

条件性对称不稳定一般是指空气作倾斜上升时所表现的不稳定性。一般来说，条件性对称不稳定往往与对流不稳定同时存在。当 $P_{\mathrm{MV}} > 0$ 时，大气是湿对称稳定的，当 $P_{\mathrm{MV}} < 0$ 时，大气是湿对称不稳定的。湿位涡将大气中对流不稳定和湿对称不稳定联系在一起，并提供了不稳定判别机制。

4.2 中尺度对流系统演变机制的湿位涡分析

从暴雨区域上平均得到的湿位涡空间-时间剖面(图 6a)可以得到湿位涡的时空演变。在 MCS 形成发展过程中，湿位涡表现为正异常，并且主要位于 700 hPa 以下的气层，其中心位于 850 hPa 附近；在 MCS 衰减阶段，湿位涡表现为负异常。在 850 hPa 上湿位涡各分量的时间演变(图 6b)中可以看到，MPV1 的绝对值大于 MPV2，MPV 的值主要由 MPV1 所决定，即 MPV1 为中尺度对流系统的发展提供必要的背景条件；但是在对流系统发展阶段(19 日 23 时—20 日 02 时)，MPV1 的值几乎没有变化，而 MPV 的增长趋势与 MPV2 相一致，MPV 的正异常变化主要来自 MPV2 的贡献，即 MPV2 的增长触发了中尺度对流系统的发展：从 19 日 22 时对流系统开始形成起，低层的 MPV2 逐渐增大，至 MCS 发展最强时(20 日 02 时)，MPV2 的值达到最大，其绝对值超过了 MPV1。因此，从前面讨论的湿位涡的基本理论可以得到，湿正压项即对流不稳定是这次 MCS 形成发展的主要背景不稳定条件，而湿斜压项则是中尺度对流系统发展的主要加强机制。

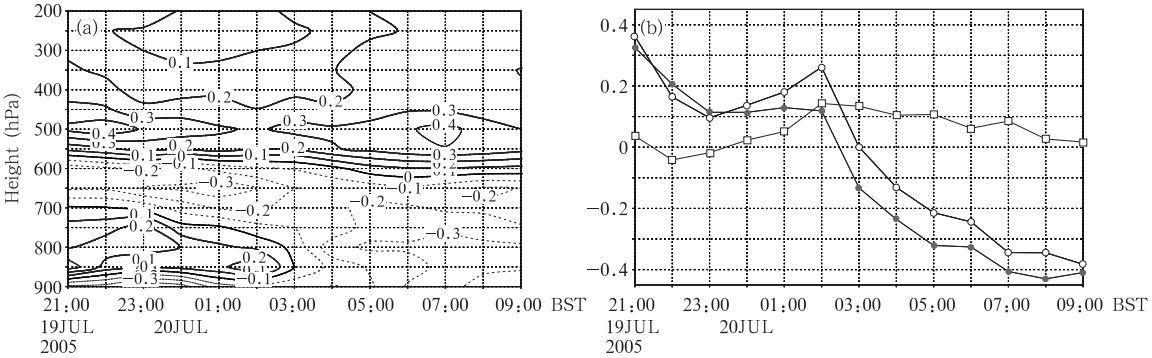

图 6 湿位涡的时空演变(单位:$10^{-6}\mathrm{m^2K/(kg\cdot s)}$)

(a. MCS 附近 2.5×2.5 个网格点平均湿位涡的空间-时间剖面,实线为正值,虚线为负值;b. 850 hPa 上 MCS 附近 2.5×2.5 个网格点平均的 MPV、MPV1 和 MPV2 的时间演变,空心圆代 MPV,实心圆代表 MPV1,空心方框代表 MPV2)

Fig. 6 The spatial and temporal evolution of moist potential vorticity(units: $10^{-6}\mathrm{m^2K/(kg\cdot s)}$)

(a. averaged moist potential vorticity over the 2.5×2.5 grids near MCS, solid line represents postive values, dashed line represents negative values; b. averaged MPV, MPV1, and MPV2 over the 2.5×2.5 grids near MCS at 850 hPa level, blank circle represents MPV, solid circle represents MPV1, and blank pane represents MPV2)

图 7 给出了 19 日 23 时和 20 日 02 时 850 hPa 等压面上 MPV1 和 MPV2 的分布,分别对应 MCS 发生的初始阶段和强盛阶段。在 MCS 发生的初始阶段(图 7a、7b),最大降水中心(27.5°N,121.5°E)对应 MPV1 的负值区,这是由于在这一区域大气低层基本上是处于对流不稳定状态($\partial\theta_e/\partial p>0$),而对应时次 MPV2 为正值区。从图上看,MPV1 的绝对值大于 MPV2 的绝对值,因此在 MCS 生成的初始阶段,低层对流不稳定是 MCS 发生的背景不稳定条件。在 MCS 发展的强盛阶段(图 7c、7d),降水中心对应 MPV1 的正值区,这说明此时大气低层是处于对流稳定($\partial\theta_e/\partial p<0$)或弱对流不稳定状态,对应时次的 MPV2 依然是正值区,且 MPV2 的值大于 MPV1 的值,由公式 $P_{\mathrm{MV2}}=g\left(\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial\theta_e}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta_e}{\partial y}\right)$ 可知,$\frac{\partial\theta_e}{\partial x}$ 项较小,$-\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta_e}{\partial y}$ 起主要作用,由于湿斜压性的存在,等熵面倾斜,$\frac{\partial\theta_e}{\partial y}<0$,由于受到台风东南急流的影响,850 hPa 上的偏东风较 925 hPa 强(图略),$\frac{\partial u}{\partial p}>0$,使得 MPV2>0。因此 MPV2 的增长是由水平风的垂直切变即低空急流造成的,根据倾斜涡度理论,由于等熵面的倾斜,大气水平风垂直切变的增加,能够导致垂直涡度的显著性发展,这是 MCS 发展加强的主要机制。综上分析可以得到,对流不稳定是这次 MCS 发生的背景不稳定条件,由于等熵面的倾斜和大气水平风的垂直切变所导致的涡度增长是这次 MCS 的主要加强和维持机制。

为了进一步分析 MPV 在 MCS 形成和发展中的作用,沿暴雨区做近似西北—东南剖面 *AB*(图 8)。图 9 是 19 日 23 时对流系统生成初始时刻各物理量经过 *AB* 剖面的垂直分布。从相当位温(图 9a)和 MCS 正涡度(图 9d 中阴影)的垂直分布看,MCS 和涡旋是在低层负 MPV1(图 9b)和正 MPV2(图 9c)中心发展起来的,并在中层向湿等熵面呈漏斗状的区域伸展。从流场和垂直速度的垂直分布看(图 9e),MCS 内部的强上升气流呈向西北倾斜的状态,其东南部 600 hPa 以下是强对流不稳定层,即 MPV1 负值区,蕴含强对流不稳定能量,为 MCS 的发生发展提供了背景不稳定条件。图 9a 中虚线框所标注的是等熵面倾斜的"漏斗"区域,李耀辉等(2000)曾把这一漏斗区域称为等熵面的深"坑",满足中性层结稳定($\frac{\partial\theta_e}{\partial y}=0$),当气体从东南的强对流不稳定区向漏斗区运动时,$\theta_{ep}$ 减小,根据湿位涡理论的式(4)可知,气旋性涡度增长。另一方面,漏斗

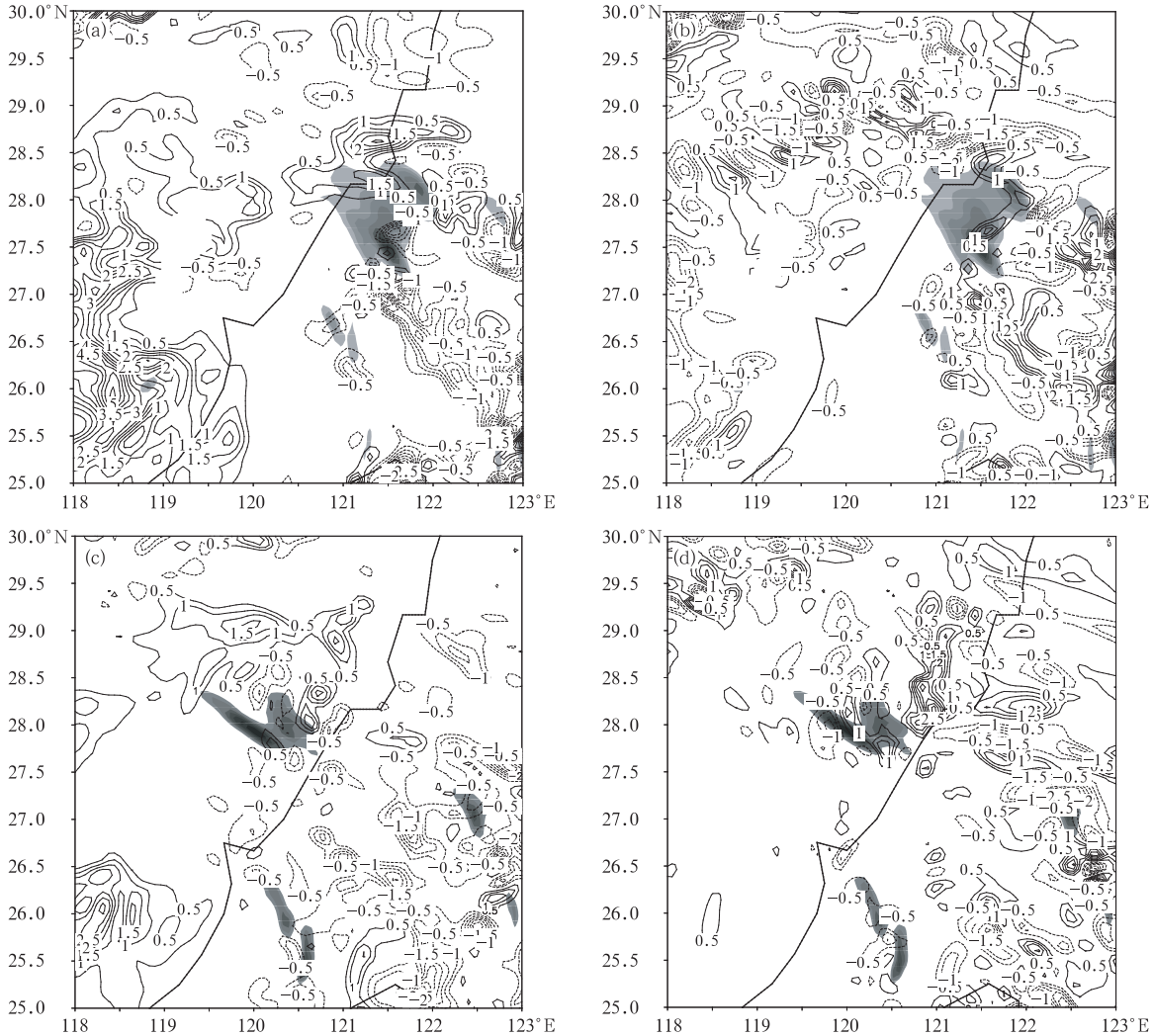

图 7　7 月 19 日 23 时和 7 月 20 日 02 时 850 hPa 等压面上 MPV1 和 MPV2

（实线为正值，虚线为负值，单位：$10^{-6}m^2K/(kg\cdot s)$）及降水强度（阴影区为大于 10 mm/h 的区域）分布

（a、b. 7 月 19 日 23 时的 MPV1、MPV2 和降水强度，c、d. 7 月 20 日 02 时的 MPV1、MPV2 和降水强度）

Fig. 7　Distributions of MPV1, MPV2 (units: $10^{-6}m^2K/(kg\cdot s)$), and the precipitation intensity (shaded areas represent intensity bigger than 10 mm/h) at 850 hPa at 23:00 BST 19 July and 02:00 BST 20 July, 2005

(a. MPV1 and precipitation intensity at 23:00 BST 19 July; b. MPV2 and precipitation intensity at 23:00 BST 19 July; c. MPV1 and precipitation intensity at 02:00 BST 20 July; d. MPV2 and precipitation intensity at 02:00 BST 20 July)

区有明显的等熵面倾斜，$\frac{\partial\theta_e}{\partial y}<0$，受到台风低空东南急流的影响，$\frac{\partial u}{\partial p}>0$，所以有 MPV2>0；根据前面的倾斜涡度理论，在湿位涡守恒制约下，由于湿等熵面的倾斜，大气水平风垂直切变即低空急流的加强，能够导致垂直涡度的显著性发展。因此等熵面的“漏斗”区域与 MPV2 正值区和正涡度柱区应该是相叠加的，这些特征在图 9 中得到了反映。这说明 MCS 的发展主要来自于 MPV2 的贡献，而 MPV2 的作用主要是来自于湿等熵面倾斜和水平风的垂直切变的影响。因此，在这次中尺度对流系统的形成过程中，一方面台风东南急流将强对流不稳定区的能量向西北中性层结稳定处输送，θ_{ep} 减小，气旋性涡度将增加，另一方面，由于湿等熵面的倾斜，大气水平风垂直切变的增加，能够导致垂直涡度的显著性发展。气旋性涡度的显著增长将东南过来的暖湿气体向上输送，释放对流不稳定能量从而形成对流。由湿位涡理论式(6)可知，在这一过程中潜热释放所造成的

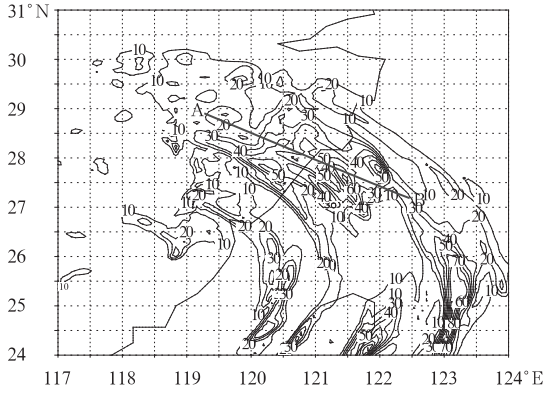

图 8 2005 年 7 月 19 日 22 时—20 日 04 时的 6 h 降水量分布

(*AB* 为经过暴雨区的近似西北—东南剖面)

Fig. 8 The distribution of 6-hour rainfall from 22:00 BST 19 to 04:00 BST 20 July 2005

(Line *AB* denotes the location of the northwest - southeast vertical cross-section in the analysis below)

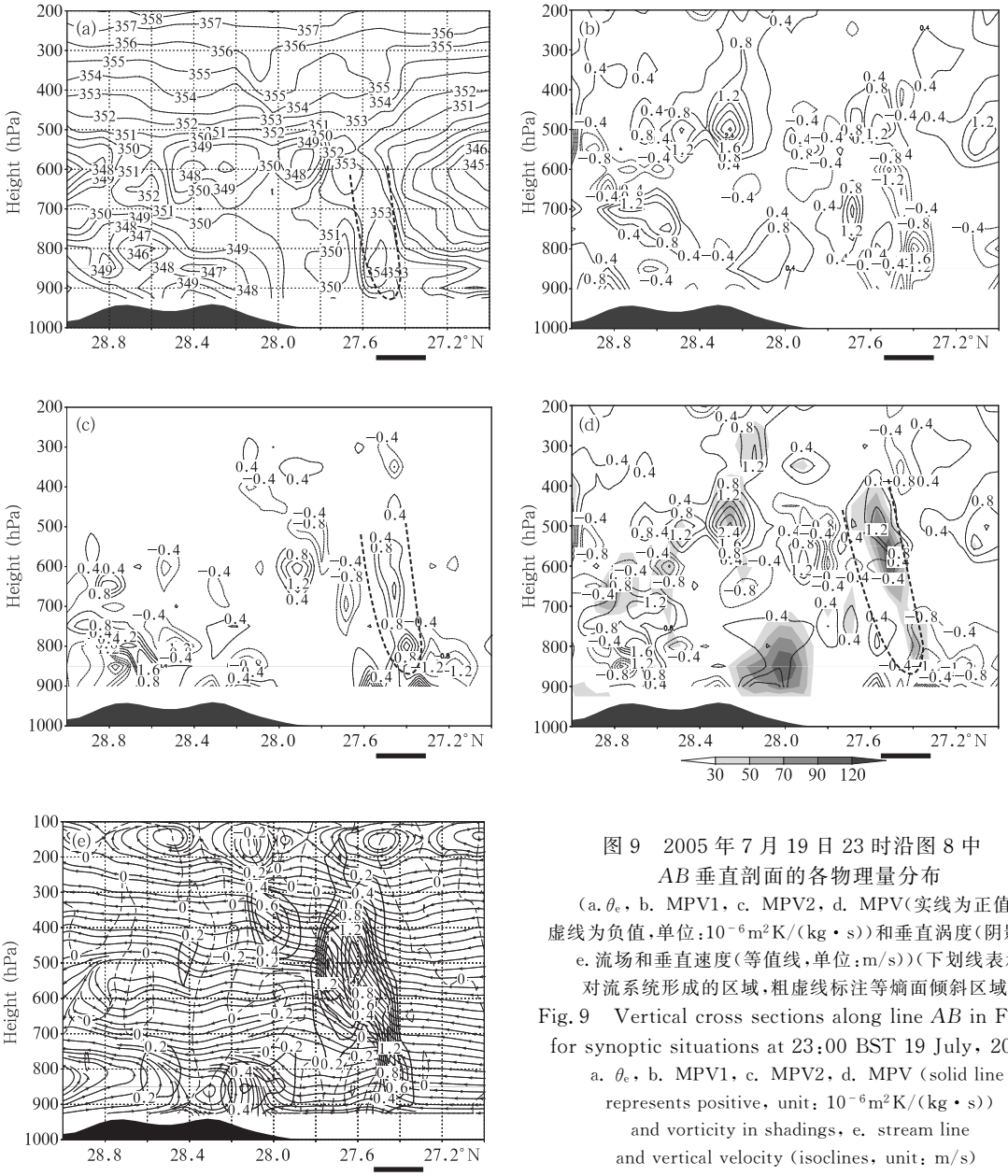

图 9 2005 年 7 月 19 日 23 时沿图 8 中 *AB* 垂直剖面的各物理量分布

(a. θ_e, b. MPV1, c. MPV2, d. MPV(实线为正值,虚线为负值,单位:$10^{-6}m^2K/(kg\cdot s)$)和垂直涡度(阴影区) e. 流场和垂直速度(等值线,单位:m/s))(下划线表示对流系统形成的区域,粗虚线标注等熵面倾斜区域)

Fig. 9 Vertical cross sections along line *AB* in Fig. 8 for synoptic situations at 23:00 BST 19 July, 2005

a. θ_e, b. MPV1, c. MPV2, d. MPV (solid line represents positive, unit: $10^{-6}m^2K/(kg\cdot s)$) and vorticity in shadings, e. stream line and vertical velocity (isoclines, unit: m/s)

对流稳定度的减少又进一步促进气旋性涡度的发展，形成正反馈，使对流得以维持和发展。

图 10 是 20 日 02 时对流系统强盛时期各物理量经过 AB 剖面的垂直分布。从相当位温（图 10a 中实线）和 MCS 正涡度（图 10d 中阴影）的垂直分布看，MCS 和涡旋并不是在对流最不稳定区达到最强，而是位于冷暖空气交汇处或正负 MPV1 交界处，这说明低层是中性层结（图 10b），这与 23 时暴雨区周围的稳定性相比，θ_{ep} 进一步减小，气旋性涡度进一步增强，有利于 MCS 的加强。MCS 东南侧的暖湿空气沿冷空气爬升，使得 MCS 内部的强上升气流（图 10e）呈向西北倾斜的状态。大气在垂直方向上为对流稳定、在水平方向上为惯性稳定的情况下，由于气流作倾斜上升运动仍可能引发不稳定扰动的发展，这种对称不稳定机制早被人们认识到（Bennetts，et al，1979；Emanual，et al，1983）。根据 Bennetts，等（1979）的理论，$P_{MV}<0$ 是判断气层中条件对称不稳定（CSI）的一个必要条件，从图 10d 中 MPV 的垂直分布看，尽管在暴雨区上空低层的 $P_{MV}>0$，但在其中有从 MCS 东南部低层一直伸向西北侧低层正值区上空的 MPV 负值区（图 10d 中虚线区域），并且同时满足对流稳定和惯性稳定（如图 10a 虚线区域），根据陆汉城等（2006a，2006b）提出的条件对称不稳定的判定条件：当一个区域满足

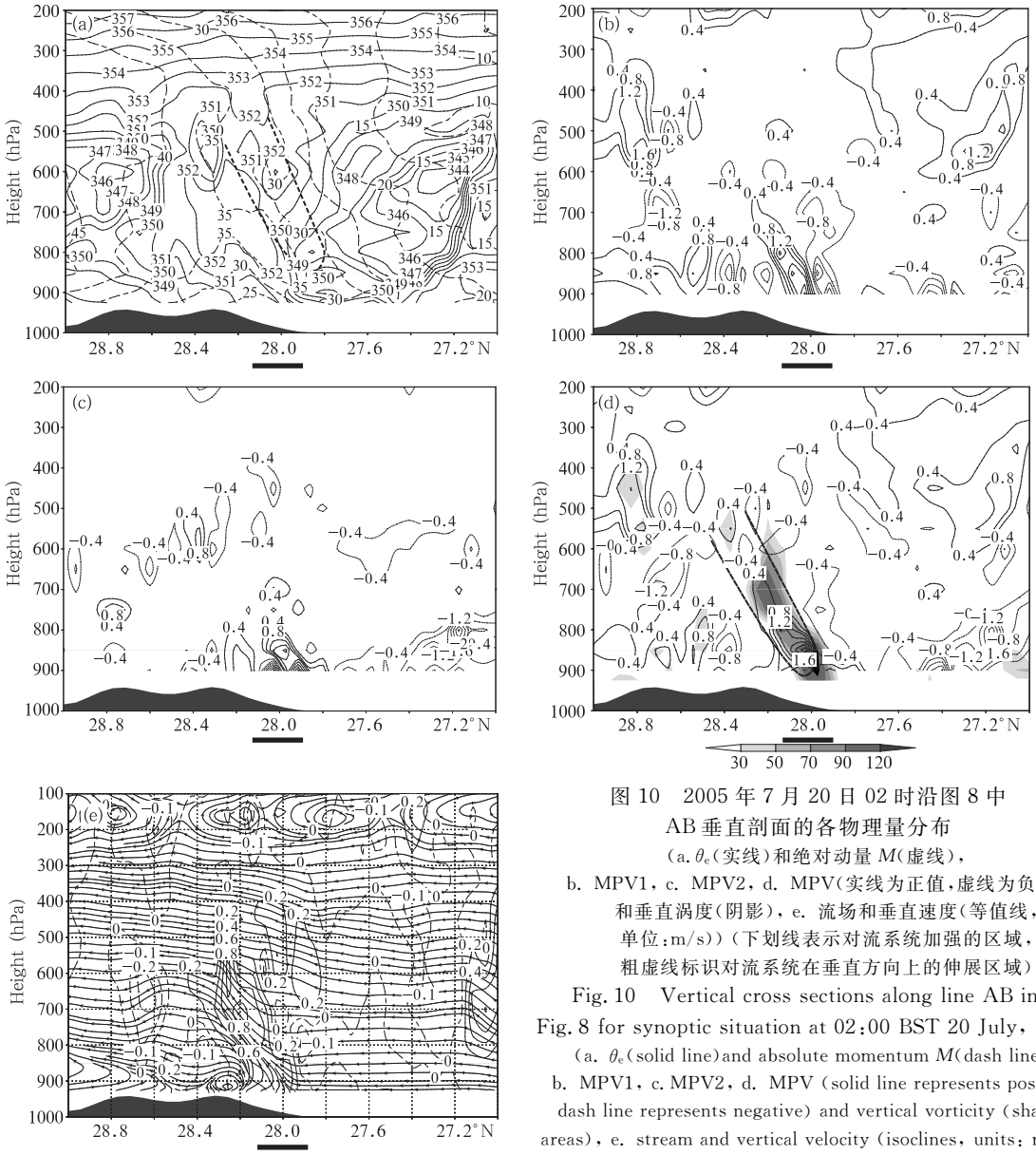

图 10　2005 年 7 月 20 日 02 时沿图 8 中 AB 垂直剖面的各物理量分布

（a. θ_e（实线）和绝对动量 M（虚线），b. MPV1，c. MPV2，d. MPV（实线为正值，虚线为负值）和垂直涡度（阴影），e. 流场和垂直速度（等值线，单位：m/s））（下划线表示对流系统加强的区域，粗虚线标识对流系统在垂直方向上的伸展区域）

Fig. 10　Vertical cross sections along line AB in Fig. 8 for synoptic situation at 02:00 BST 20 July，2005

（a. θ_e（solid line）and absolute momentum M（dash line），b. MPV1，c. MPV2，d. MPV（solid line represents positive，dash line represents negative）and vertical vorticity（shaded areas），e. stream and vertical velocity（isoclines，units：m/s））

湿位涡小于零,且满足惯性稳定和对流稳定,该区域是条件对称不稳定区域。由此可以得到对流层中层大气是满足 CSI 条件的。为了进一步证实 CSI 机制在本次 MCS 增强中的作用,从相当位温(θ_e)绝对动量(M)的垂直剖面(图 10a)上可以看到,在 MCS 形成的位置上空,850—500 hPa 的层次上,等 θ_e 线的倾角大于等 M 线的倾角,按照理论模式推导出的判据(陆汉城,2000),这种情况也是满足 CSI 发生条件的。因此,CSI 机制应该是本次暴雨和 MCS 得到发展的一种可能的重要机制。MCS 发展的区域是 MPV2 正值增大,这是由于等熵面的倾斜和台风低空东南急流作用的加强,根据倾斜涡度发展理论,由于等熵面的倾斜和水平风的垂直切变引起的涡旋发展作为一种强迫机制激发中层的对称不稳定能量释放,从而使得对流加强。另一方面,MCS 加强的区域刚好位于山脉的迎风坡处,地形的抬升作用在激发了对称不稳定能量的释放上也起到了一定的作用,这需要通过做地形敏感性试验来进一步验证,本文在这一方面不作深入的研究。

综合以上的分析,我们得到了此次 MCS 的物理模型(图 11)。MCS 的东南区域中低层是强对流不稳定层,蕴含丰富的不稳定能量,倾斜上升运动把对流不稳定区具有强不稳定能量的暖湿空气向对流系统区域中层的中性层结区输送,由于 θ_{ep} 的减小,气旋性涡度增强,有利于形成对流,另一方面,由于湿等熵面倾斜和水平风的垂直切变而引起的涡旋发展作为一种强迫机制激发对流不稳定能量得到释放,从而形成对流。由于低层对流不稳定性进一步减弱,θ_{ep} 进一步减小,气旋性涡度进一步增强,有利于 MCS 的增强,中层等 θ_e 线的倾斜度比绝对动量 M 等值线的倾斜度大,对应有条件对称不稳定区域,满足条件对称不稳定(CSI)条件,在湿等熵面倾斜和台风低空急流作用下引起的涡旋发展强迫对称不稳定能量释放,从而使得对流得以维持和加强。

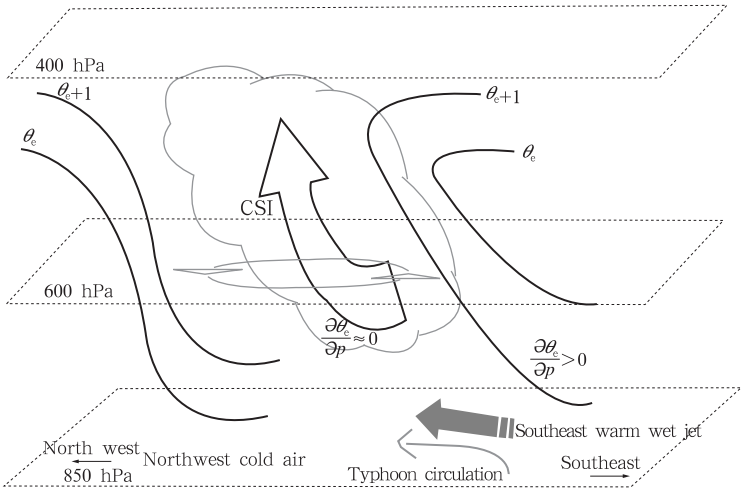

图 11 MCS 发展的概念模型

Fig. 11 The conceptual model of MCS development

5 结 论

(1) WRF 较好地模拟了 2005 年 05 号台风"海棠"19 日 17 时左右在福建登陆前后的路径、强度变化和降水分布,尤其是 6 km 格距的模拟结果很好地模拟了所要研究的中尺度对流系统的暴雨落区和移动方向,使得利用模式结果来研究与中尺度对流系统相关联的湿位涡的演变机制是可信并且可行的。

(2) MCS 和对流的形成机制:MCS 形成的区域及东南区域中低层是强对流不稳定层,蕴含丰富的不稳定能量,倾斜上升运动把对流不稳定区具有强不稳定能量的暖湿空气向西北中层的中性层结区输送,由于 θ_{ep} 的减小,气旋性涡度增强,有利于形成对流,另一方面,由于湿等熵面倾斜和水平风的垂直切变而引起的涡旋发展作为一种强迫机制激发对流不稳定能量得到释放,从而形成对流。

(3) MCS 发展增强的机制:由于低层对流稳定性进一步减弱,θ_{ep} 进一步减小,气旋性涡度进一步

增强,有利于 MCS 的增强,中层等 θ_e 线的倾斜度比绝对动量(M)等值线的倾斜度大,对应有条件对称不稳定区域,满足条件对称不稳定(CSI)条件,在湿等熵面倾斜和台风低空急流作用下引起的涡旋发展强迫对称不稳定能量释放,从而使得对流得以维持和加强。

(4) MCS 形成的背景不稳定是对流不稳定,维持和发展的机制是条件对称不稳定,而形成和发展的强迫机制均为湿等熵面的倾斜和低空急流加强所引起的涡旋发展。因此,MPV2 在 MCS 的演变过程中起主要作用。

(5) 最后从以上的分析得出了登陆台风内中尺度对流系统发生发展的物理概念模型。

参考文献

蔡义勇.1992.台风暴雨相当位涡诊断分析.气象学报,50(1):118-125

程正泉,陈联寿,徐祥德,彭涛涌.2005. 近 10 年中国台风暴雨研究进展.气象,31(12):3-9

程艳红,陆汉城.2006.对流对称不稳定的发展演变和环流特征.热带气象学报,22(3):253-258

程艳红,陆汉城.2006.强迫流与不稳定流的相互作用.大气科学,30(4):609-618

陈联寿,罗哲贤,李英.2004.登陆热带气旋研究的进展.气象学报,62(5):541-549

陈联寿,孟智勇.2001.我国热带气旋研究十年进展.大气科学,25(3):420-432

段旭,李应.2000.滇中暴雨的湿位涡诊断分析.高原气象,19(2):253-259

胡伯威.2003.关于位涡理论及其应用的几点看法.南京气象学院学报,26(1):111-115

陆汉城.2000.中尺度天气原理和预报.北京:气象出版社,301pp

李耀辉,寿绍文.2000.一次江淮暴雨的 MPV 及对称不稳定研究.气象科学,20(2):172-178

李英.2004.登陆热带气旋维持的次天气尺度环流特征. 气象学报,62(3):257-268

蒙伟光,王安宇.2004.华南暴雨中尺度对流系统的形成及湿位涡分析.大气科学,28(3):330-341

吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁.1995.湿位涡和倾斜涡度发展.气象学报,53(4):378-405

吴国雄,刘还珠.1999.全型垂直倾向方程和倾斜涡度发展.气象学报,57(1):12-15

吴国雄.2001.全型涡度方程和经典涡度方程比较.气象学报,59(4):385-392

余志豪,陆汉城,张颖.1986.梅雨锋中间尺度雨带湿位涡分析.华东中尺度天气试验论文集(三),68-73

张晓惠,倪允琪.2009.华南前汛期锋面对流系统与暖区对流系统的个例分析与对比研究.气象学报,67(1):108-121

Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetrical instability2possible explanation for front rainbands. Quart J Roy Meteor Soc,105:945-962

Emanual,K A.1983.On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric sounding. Mon Wea Rev,111:2016-2033