

河南特强暴雨 中尺度流场发展机理 的数值模拟研究*

廖移山 张兵 李俊 李武阶 宇如聪

中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉, 430074

摘 要

采用宇如聪等研制开发的 坐标有限区域中尺度暴雨数值预报模式 AREM, 对 2004 年 7 月 16—17 日发生在河南的一次特大暴雨过程进行了数值模拟。模拟结果表明: 凝结潜热促使对流层中层大气在 中尺度水平范围的气柱内得到加热, 中高层大气的等压面抬高并形成 中尺度高压, 中低层大气的等压面降低并形成 中尺度低压, 上下层的共同作用促进了垂直运动的迅速发展。当上升运动强烈发展时, 在其四周有明显的补偿下沉气流出现: 在强上升运动南侧, 对流层高层辐散气流向南回流导致对流层高层出现中尺度垂直环流圈, 它的下沉支融入上升运动区南侧的补偿下沉气流中, 并将高空的水平动量带到对流层低层形成一支新的 中尺度急流; 在强上升运动北侧, 对流层低层发展出了一支中尺度垂直环流圈, 其下沉支向南的辐散气流与低层西南暖湿气流汇合, 形成 中尺度辐合线, 加强了暴雨区上空低层的辐合; 在强上升运动东侧, 对流层低层也有一支中尺度垂直环流发展, 其下沉支中向西的辐散气流使该区域原来较为一致的西南气流出现向东的偏转, 从而在西南气流中形成气旋性弯曲, 更进一步加强了 中尺度辐合线上的辐合。对流层低层非地转涡度的强烈发展是 中尺度气旋形成的重要原因。最后给出了强暴雨 中尺度流场发展机理的三维空间示意图。

关键词: 特强暴雨, 中尺度, 三维空间结构, 垂直环流圈, 数值模拟。

1 引 言

丁一汇^[1]、赵思雄^[2]、高守亭等^[3]比较全面地回顾和总结了我国暴雨研究的最新进展。近 10 年来, 随着中尺度数值模式的发展, 研究正在不断深入, 利用模式高时空分辨率的输出结果已有可能分析出目前探测资料难以获取的中小尺度系统的空间结构及其发生发展过程。高坤、徐亚梅^[4]对一次连续 10 d 的暴雨过程中多个低涡扰动进行了数值模拟和空间结构的综合分析。贝耐芳、赵思雄等^[5, 6]对“98.7”武汉、黄石突发性强暴雨过程进行了中尺度分析和数值模拟, 指出 中尺度系统是造成这次强暴雨的最直接原因, 并对它们发生发展的过程进行了细致的模拟研究。王建捷、李泽椿^[7]则对 1998 年 6 月的一次梅雨锋暴雨过程 中尺度对流系统进

行了数值模拟和诊断分析。王智等^[8]用细网格达到 10 km 的 MM5 模式成功地模拟出了在 中尺度低涡的东南部边界层所激发出的 中尺度涡旋, 正是它造成了远离 中尺度低涡的一个突发的中尺度强降水区。姜勇强等^[9]则用 坐标模式模拟了一次台风倒槽内 中尺度低涡发生发展的过程及其空间结构。吴庆丽等^[10]用高分辨率的中尺度模式对一次华南大暴雨雨团的 中尺度流场结构进行了分析。程麟生等^[11]对“98.7”暴雨 中尺度低涡生成发展结构演变进行了非常细致的模拟分析。而陶诗言^[12]、赵思雄等^[13]对长江流域梅雨锋暴雨的系统研究更充分展示了这一研究领域的最新进展。这些研究正在不断加深我们对暴雨过程的认识以及对暴雨中小尺度对流系统发生机理、空间结构的了解。但是, 由于暴雨过程的极度复杂性、多样性以及

* 初稿时间: 2005 年 7 月 27 日; 修改稿时间: 2006 年 3 月 18 日。

资助课题: 科技部科研院所社会公益研究专项资金“我国南方致洪暴雨预测预警系统研究”。

作者简介: 廖移山, 男, 1964 年生, 副研究员, 主要从事天气分析和暴雨研究。E-mail: liaoyishan@whhr.com.cn

中小尺度对流系统的强地域性,加之探测资料的局限性,因此要真正揭示各类暴雨形成的机理并加以准确预报还有相当的路程。本文旨在通过对河南中部一次特大暴雨过程的分析 and 数值模拟,来进一步揭示此次暴雨过程中 中尺度流场发生发展的物理过程和机理,通过研究寻找对预报有益的思路,最终提高暴雨预报水平。

2 暴雨实况及天气形势分析

2004 年 7 月 16—17 日,河南省中部出现了一次特大暴雨过程,16 日 08 时至 17 日 08 时方城站 24 h 最大雨量为 392 mm。从 7 月 16 日 08 时 850 hPa 的形势图(彩图页)可以看到深阴影区为 24 h 雨量 >300 mm 的强暴雨中心,细虚线表示同一时刻 500 hPa 低槽和 700 hPa 切变线的位置,主要降水区位于低层切变线与低空急流之间的西南暖湿气流中,其 NE—SW 的走向与两者平行,高度场上该区域处于西南低涡向东北伸展的弱槽区,此时,对流层中低层有弱的辐合存在;而在对流层高层,强降水区处于南亚高压的东北侧与高空西风急流南侧的辐散区中(图略);此时,大气已处于对流不稳定状态,这是一种利于强降水发生的天气形势,从实际降水的发展过程看,强暴雨中心西南方向的社旗观测站(24 h 雨量达 323 mm)16 日 09—15 时 6 h 降水量达到 192 mm,其中 1 h 降水量最高达到 44.8 mm。此时西南低涡离降水中心尚远,这一区域的降水没有直接受到西南低涡的影响。那么,在这种有利的降水天气形势下,是什么中尺度系统造成了如此强烈的降水?

这些中尺度系统是如何发展起来的?它们在三维空间结构上有什么特征?利用暴雨中尺度数值模式对这次过程进行模拟,希望能回答提出的这些问题。

3 模式简介及降水模拟

REM 模式是由中国科学院大气物理研究所宇如聪、曾庆存等^[14,15]设计完成的有限区域暴雨研究模式。模式垂直坐标选用 σ 坐标,并采用 IAP—GCM 动力框架,能保证完全能量守恒;水汽平流计算采用保形正定平流差分。模式的物理过程主要包括非局地边界层参数化方案、水平扩散和垂直通量输送、大尺度凝结降水及 Betts 对流参数化调整方案。该模式对 1993,1994 年汛期降水预报取得了明显的效果^[16,17],并对著名的“雅安天漏”^[15]进行了成功的数值试验,宇如聪、徐幼平^[18]还利用该模式对 2003 年中国的汛期降水进行了数值模拟。

模式变量的水平分布采用 E 网格,水平分辨率平均约 37 km,对应 E 网格的两个子 C 网格水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。模式的改进版本 AREM2.3 在垂直方向上等距分为 32 层,模式顶为 70 hPa,模式的计算范围(15° — 55° N, 85° — 135° E)。

本文采用 Barnes 客观分析方法,以 7 月 15 日 20 时 T213 的 12 h 预报场作为背景场,加入 7 月 16 日 08 时常规探空资料进行客观分析,形成模式的初值场。

从 2004 年 7 月 16 日 08 时—17 日 08 时数值模式模拟的 24 h 累积降水量(等值线)和同一时段实况降水(阴影区)分布(图 2)可以看出:模拟的降水中心

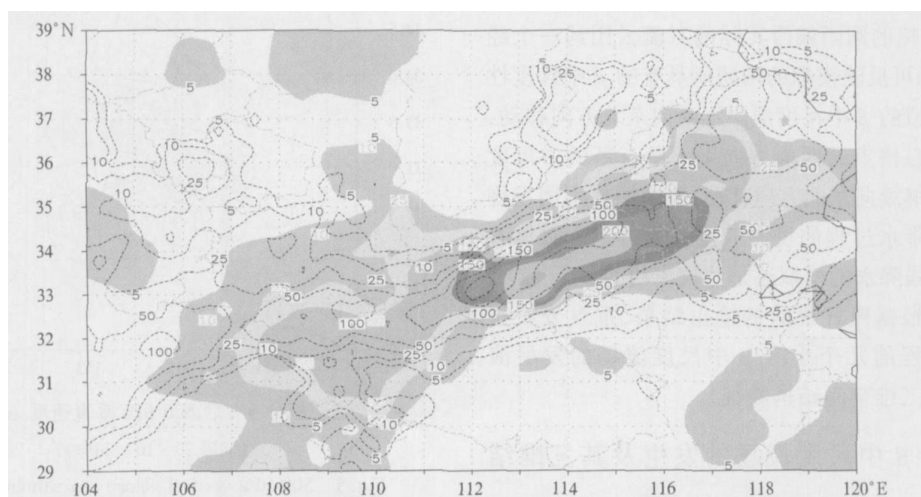


图 2 2004 年 7 月 16 日 08 时—17 日 08 时数值模式模拟的 24 h 累积降水量(等值线)和实况降水(阴影区)分布(阴影区与等值线间隔一致,单位:mm)

Fig. 2 Simulated (contoured) and observed (shaded) 24 h accumulative precipitation from 08:00 BST 16 to 08:00 BST 17 July, 2004 (the interval of contours is the same as that of shadings; Unit: mm)

(33°N, 112°E, 235 mm)比实际强暴雨中心(方城, 392 mm)偏西约一个经距,中心强度也只有实际降水强度的60%,但模拟的24 h降水与实际降水从雨带走向、主要降水区的分布看都较为一致;从模拟的降水中心格点逐时的降水演变看(图略),积分前2小时已有弱降水产生,积分2—8小时,6 h的降水量达到100 mm;图3给出了积分3—4小时的1 h降水量分布,可以看到模拟出的NE—SW向分布的雨带上紧邻的3个格点雨强都超过了15 mm/h,最强可达31.4 mm/h,客观分析绘制等值线后表现出几个中尺度雨团的形式,

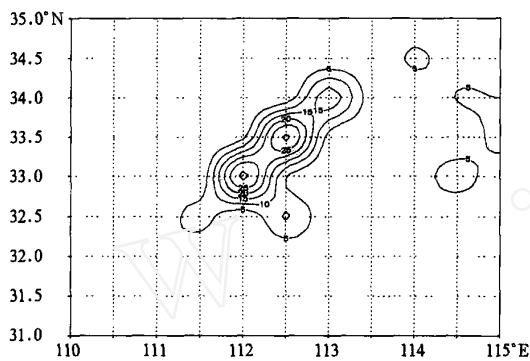


图3 模式积分3—4小时的降水分布(间隔5 mm)
Fig. 3 1-h precipitation simulated by the AREM from the 3rd to 4th model hour started at 08:00 BST 16 July, 2004(intervals are 5 mm)

但由于模式水平分辨率还不足以清晰反映中尺度的特性,因此,图4给出了7月16日15时红外云图,可以看出在实际强暴雨中心附近NE—SW向排列着多个中尺度对流云团,虽然在时间上相差了3—4 h,且模拟的雨团偏西实际的对流云团约一个经距,但对比仍可反映模拟的雨团所具有的中尺度性质。此后模拟的中尺度雨团不断向东北方向移动,而在降水中心格点的西南方向则不断有新的中尺度雨团发展并继续向东北方向移动,模拟的暴雨团发展过程与实际降水过程的发展演变较为接近。总体看模式对这次强降水的模拟还是比较成功的。

下面将根据模式逐时的输出结果,重点分析这次强暴雨过程前几个小时中尺度流场的发展演变过程及其三维空间结构特征。

4 强暴雨中尺度流场的发生及其三维结构特征

从模式初值场各种物理量的分布(图略)可以看

出,在模式降水中心及其周围,对流层中低层处于弱的辐合区中,而中高层则处于弱的辐散区中,此时,大气上升运动的量级约为 -10×10^{-3} hPa/s,上升运动中心出现在模式降水中心(33°N, 112°E)格点上。模式积分的前2小时,上升运动区开始有弱降水发生。随着模拟降水的产生,凝结潜热促使对流层中层(700—350 hPa)大气在中尺度水平范围内得到加热(图略),最强加热位于600—500 hPa。由于凝结潜热加热气柱的效应,中高层大气的等压面抬高并形成中尺度高压(脊),中低层大气的等压面降低并形成中尺度低压。随着中高层中尺度高压(脊)的发展,高层大气质量出现外流并形成明显的辐散气流;而中低层中尺度低压的发展导致了低层气流辐合增强,上下层的共同作用促进了垂直运动的迅速发展。

从模式积分3 h后500 hPa垂直速度的分布(图5)可以看到,强上升运动区与图3中中尺度雨团的分布是一致的,(33°N, 112°E)格点上的上升运动值最强,达到 -180×10^{-3} hPa/s,相当于3 m/s,它是初始上升运动的18倍。值得注意的是,在上升运动中心的四周出现了明显的中尺度下沉运动区,强度达到 30×10^{-3} — 50×10^{-3} hPa/s,其中南侧和东侧的下沉比北侧和西侧的下沉要强。这种具有明显中尺度特征的垂直运动的发展变化在三维空间上具有怎样的结构特征呢?下面将从不同的垂直剖面来进行分析。

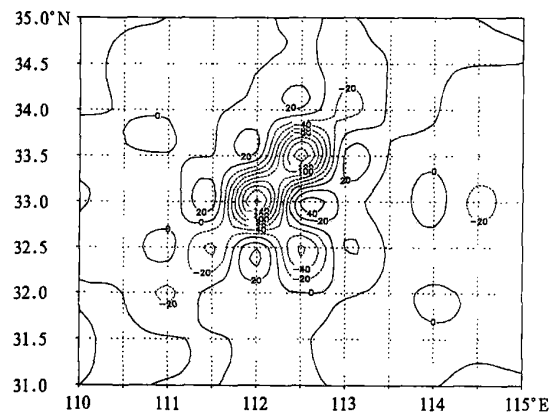


图5 积分3 h后500 hPa垂直速度的分布
(间隔 20×10^{-3} hPa/s)

Fig. 5 500 hPa vertical velocity simulated by the AREM at the 3rd model hour started from 08:00 BST 16 July, 2004(intervals are 20×10^{-3} hPa/s)

图 6 为图 5 中沿 112 E 的经向环流和垂直速度剖面,从图中可以看到如下几点特征:

(1) 最强上升运动出现在 33 N,上升运动区从近地层一直向上发展到对流层顶,它在南北方向非常狭窄,跨度不到一个纬距,最强上升运动出现在

550 hPa 附近,上升运动表现出明显的对流性。

(2) 当上升运动强烈发展时,在其南北两侧出现了明显的补偿下沉气流,下沉区较为宽广,但下沉中心紧邻上升区两侧。在上升运动区的对流层高层 250hPa 以上,气流向南北两侧辐散,并形成明显的

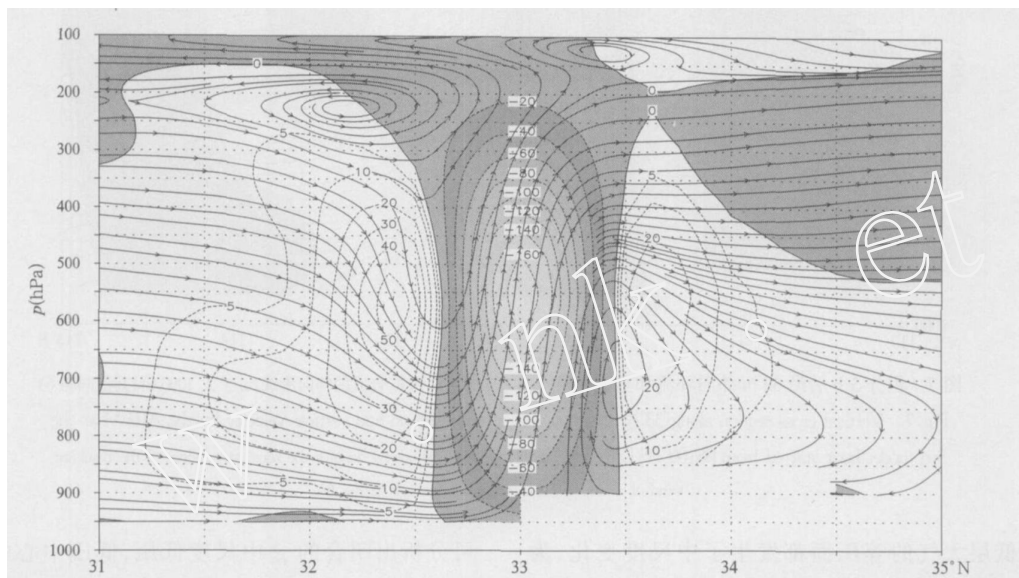


图 6 积分 3 h 后沿 112 E 经向环流和垂直速度剖面(矢线为 v 和 合成的经向流线, 扩大 1000 倍;虚线为正 下沉区,阴影区为负 上升区,最大中心值为 $-180 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$)

Fig. 6 Vertical cross section along 112 E of simulated meridional circulation and vertical velocity by the AREM at the 3rd model hour started from 08:00 BST 16 July, 2004(the line with arrow denotes the meridional streamlines of the resultant wind of v and w , and has been amplified by a factor of 1000. Dashed line regions denote positive w , descending motion and shaded regions denote negative w , ascending motion. The maximum ascending motion is $-180 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$)

中尺度辐散区,其中向南辐散的气流在对流层高层形成了一支中尺度垂直环流圈,它的下沉支融入上升运动区南侧的补偿下沉气流中,最强下沉运动出现在中层 550 hPa 附近,其强度约为最强上升运动的 $1/4 \sim 1/3$ 。

(3) 当强上升运动发展时,在其北侧对流层低层发展出了一支中尺度垂直环流圈,其环流中心的高度由 850 hPa 迅速上升到 700 hPa,它的下沉支在 700 hPa 以下明显向四周辐散,其中向南的辐散气流与低层西南暖湿气流汇合,形成 中尺度辐合线,加强了暴雨区上空低层的辐合,从而使上升运动得到进一步发展。这种双中尺度垂直环流圈结构是强暴雨中尺度流场发展的一个重要特征。

图 7 为图 6 中沿 33 N 的纬向环流和垂直速度剖面,从图中可以看到如下几点特征:

(1) 上升运动与下沉运动的分布与图 6 类似,

在紧邻上升区的两侧也出现了明显的补偿下沉气流,其中西侧的下沉气流非常狭窄,它是在积分 3 h 后,当上升运动强烈发展时,在原先宽广的上升运动区中突然形成的;与图 6 中经向环流不同的是,在上升运动区的对流层高层是一支强的西风气流,而没有向西的辐散回流以形成对流层高层的中尺度垂直环流圈。

(2) 在上升运动区东侧的下沉气流相对宽广,也更为深厚。与图 5 中经向环流类似的是,在对流层低层内也有一支中尺度垂直环流逐步发展出来,环流中心的高度由 900 hPa 上升到 800 hPa,它的下沉支在 800 hPa 以下向东西两侧辐散,其中向西的辐散气流使该区域原来较为一致的西南气流出现向东的偏转,从而在西南气流中出现气旋性弯曲(图 12),更进一步加强了 中尺度辐合线上的辐合。

前面已经提到,降水产生的凝结潜热使对流层

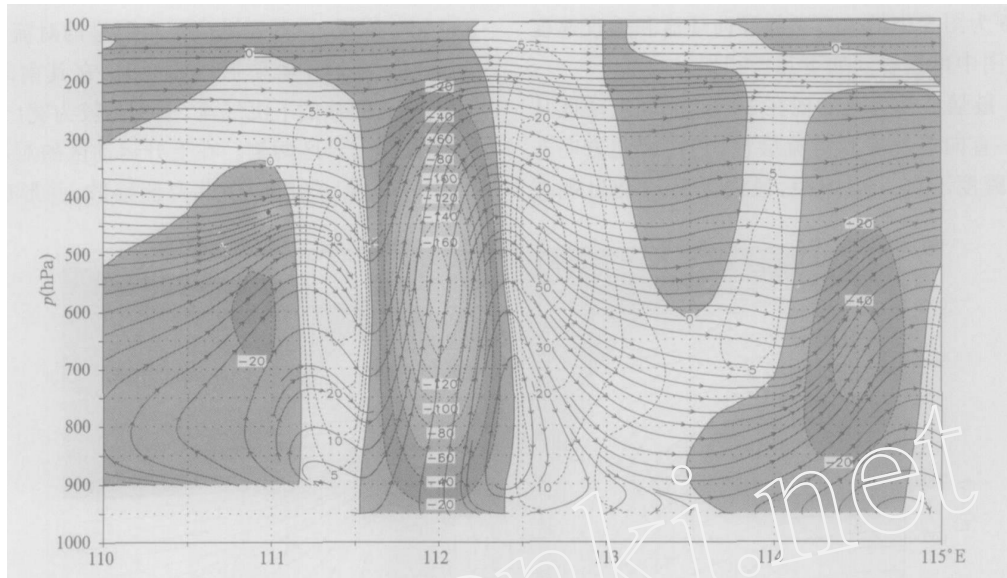


图7 积分3 h后沿33°N纬向环流和垂直速度剖面(矢线为u和合成的纬向流线, 扩大1000倍;其他同图6)
 Fig.7 Vertical cross section along 33°N of simulated zonal circulation and vertical velocity by the AREM at the 3rd model hour started from 08:00 BST 16 July, 2004(the line with arrow denotes the zonal streamlines of the resultant wind of u and , and others are same as in Fig.6)

高层和低层大气的等压面都发生了中尺度变化,为了分析它们在空间结构上的分布和变化特征,首先计算各等压面上的高度距平。分析各个时刻不同等压面及不同垂直剖面上的高度距平值,可以清楚地揭示高、低压中心的发展变化过程和三维空间结构。从模式积分3 h后沿112°E的高度距平垂直剖面(图8)可以看出,在暴雨区(33°N)上空,对流层中低层出现了明显的负距平区,负距平中心轴线直向上伸展到了500 hPa,在500 hPa及以下各等压面上均

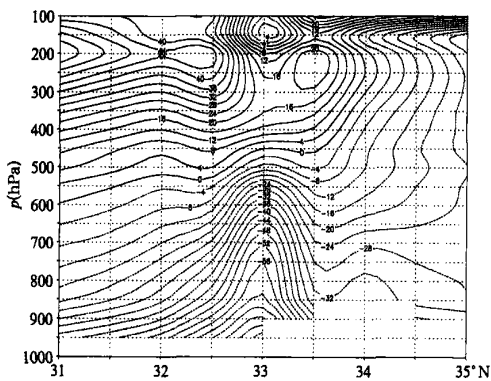


图8 积分3 h后沿112°E高度距平垂直剖面(间隔4 gpm)

Fig.8 Vertical cross section along 112°E of simulated height anomaly by the AREM at the 3rd model hour started from 08:00 BST 16 July, 2004 (intervals are 4 gpm)

可分析出闭合的中尺度低压,低压中心的强度向上逐渐减弱;值得注意的是,紧邻暴雨区南侧(32.5°N),对流层中高层200—500 hPa出现了明显的正距平区,正距平中心轴线也近于垂直,在这之间的各层等压面上均可分析出闭合的中尺度高压。

图9给出了积分3 h后400 hPa高度场、流场、散度场和等风速线的分布,可以看到在(32.5°N, 112°E)格点上是一个中尺度高压,在其北侧是高压脊(高度场的这种分布仅出现在450—300 hPa);在

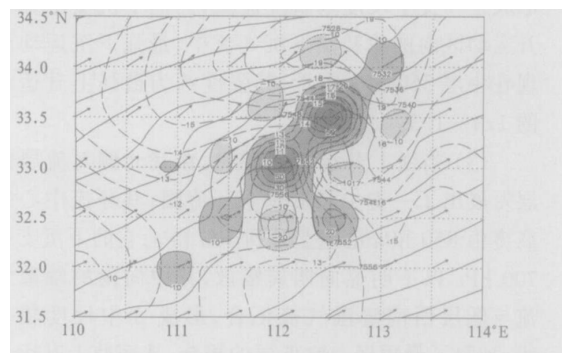


图9 积分3 h后400 hPa高度场(实线)、流场(箭头)、散度场(阴影区)和等风速线(虚线)分布

Fig.9 400 hPa height field (solid line), flow field (arrow), divergence field (shading) and isotach (dash line) simulated by the AREM at the 3rd model hour started from 08:00 BST 16 July, 2004

(32.5°—33°N, 112°E) 格点范围内是一个中尺度的风速低值中心,沿流线方向(SW)风速迅速加大并在(34°N, 113°E)格点范围内形成了一个中尺度的风速高值中心,在风速高、低值中心之间出现了中尺度的强辐散中心,其量值可以达到 $50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,强辐散区位于中尺度高压脊的东北部位,而在中尺度高压中心却出现了较强的辐合。

初始时刻(图略),400 hPa 这一区域处于副热带高压外围天气尺度的 SW 流场中,风速沿气流方向缓慢增大,辐散量值仅有 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。随着降水区上空凝结潜热的释放以及中高层中尺度高压(脊)的发展,流场的型态没有发生大的变化,仍为较一致的 SW 风,但主要由地转偏差(变压风)叠加在原风场中所造成的这种风速变化,使中高层散度场发生了剧烈变化。更值得注意的是与中尺度高压中心相联系的辐合区,它的形成与风速的这种变化有直接关系。

图 10 给出了模式积分 3 h 后沿 112°E 的散度垂直剖面。从图中可以看到,在暴雨区(33°N)上空,中低层辐合与中高层辐散已得到强烈发展,最强辐散出现在 450—300 hPa,它与前面提到的这些层次高度场的分布有紧密关系,而紧邻其南侧的下沉运动区则出现了相反的散度配置,在 550—300 hPa 是较明显的辐合区,这一区域也正是中尺度高压发展的区域,从等压面上看,它与前面提到的由地转偏差(变压风)造成的风速变化有直接关系,从经向垂直剖面上看,它与图 6 中对流层高层的中尺度垂

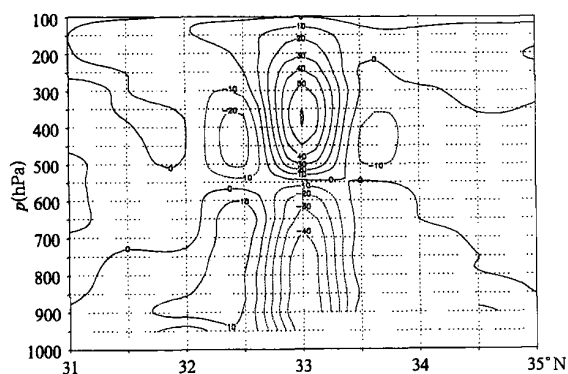


图 10 积分 3 h 后沿 112°E 的散度垂直剖面
(间隔 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

Fig. 10 Vertical cross section along 112°E of divergence simulated by the AREM at the 3rd model hour started from 08:00 BST 16 July, 2004 (intervals are $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

直环流圈的下沉支回流有关;600 hPa 以下则是较弱的辐散区。结合图 6 看,这种散度的空间配置有利于上升运动区南侧补偿下沉气流的发展和维持。

图 11 为初始时刻和积分 3 h 后沿 112°E 的全风速经向垂直剖面,从图中看到,次天气尺度低空急流轴从初始时刻的 29°N 附近逐步北推到 30°N 附近,而在 32°N 以北,风速发生了很大变化,在 32°—32.5°N, 700 hPa 以下突然新生出一支 14—15 m/s 的低空急流区,它在经向上的宽度约为 0.5 个纬距,在纬向上的宽度约为 1 个经距(图略)。在这一区域的北侧,对流层低层风速在垂直方向混合均匀,而在水平方向梯度明显加大,600—250 hPa 则有一个风速低值中心由下向上发展(图 9 是 400 hPa 的分布)。出现这种变化的原因,一是由于对流发展后水平动量在垂直方向的交换,另一方面则是暴雨区上空中低层低压的发展和中高层高压的发展所造成的地转偏差。在分析图 6 时已看到,新生的中尺度低空急流区正好位于最强补偿下沉气流的下方,它与次天气尺度低空急流之间从风速中心位置看相互独立,且风向更向北偏转(图略),它可能与高空水平动量的下传也有着密切的关系。

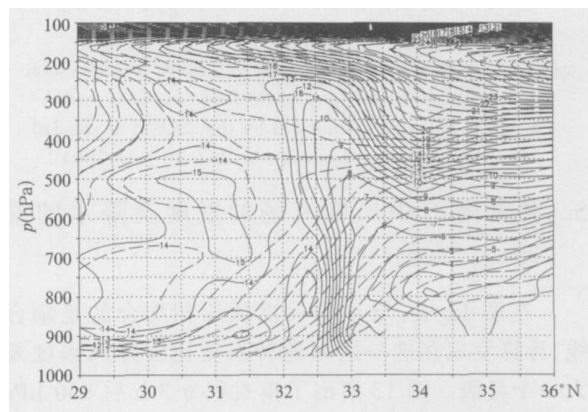


图 11 初始时刻(虚线)和积分 3 h 后(实线)
沿 112°E 全风速垂直剖面(间隔 1 m/s)

Fig. 11 Vertical cross section along 112°E of total wind velocity simulated by the AREM at the initial time (dash line) and the 3rd model hour (solid line) started from 08:00 BST 16 July, 2004 (intervals are 1 m/s)

图 12 给出了此时 850 hPa 流场和高度场的分布,一条长约 200 km 的完整的中尺度辐合线已经形成,高度场上与辐合线相配合的是中尺度低压区。初始时刻,这一区域为较一致的 SW 气流,高

度场上处于西南低涡向东北伸展的弱槽区中,由于凝结潜热促使中低层中尺度低压发展,从图6,7的分析中已经看到,图12中中尺度辐合线北侧的偏北气流正是由经向环流中对流层低层发展出的中尺度垂直环流圈的下沉支造成的;而辐合线东端南侧的气流则具有明显的气旋性弯曲,它与纬向环流中对流层低层发展出的中尺度垂直环流圈的下沉支有密切关系,在33.5°N的纬向环流中也有这种中尺度垂直环流圈结构(图略)。辐合线南侧新生的中尺度低空急流则进一步加强了辐合线上的辐合。

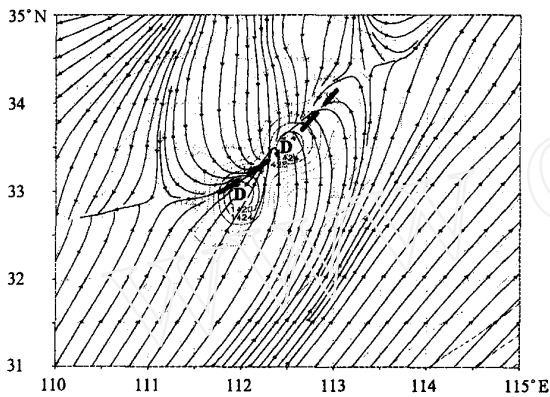


图12 积分3 h后850 hPa 流场(矢线,虚线表示切变线)和高度场(实线,间隔4 gpm, D表示低压)

Fig. 12 850 hPa flow field (line with arrow; the thick dash line denotes the shear line) and height field (solid line; interval: 4 gpm; D: depression) simulated by the AREM at the 3rd model hour started from 08:00 BST 16 July, 2004

5 强暴雨 中尺度流场的发展及降水的维持

在图12中,与中尺度低压相配合的是辐合线,计算发现在这一区域地转涡度比实际风涡度要大一个量级。图13给出了模式积分3 h后850 hPa非地转涡度的 $\nabla^2 \phi -$ 分布,可以看出非地转涡度($\nabla^2 \phi -$) > 0的区域与中尺度低压分布非常一致。

下式给出了简化的涡散倾向方程

$$\frac{\partial}{\partial t} = - (f +) D$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = - f (\nabla^2 \phi -)$$

式中符号和常用符号意义相同。

上述方程表明,地转涡度与实际风涡度间的不同

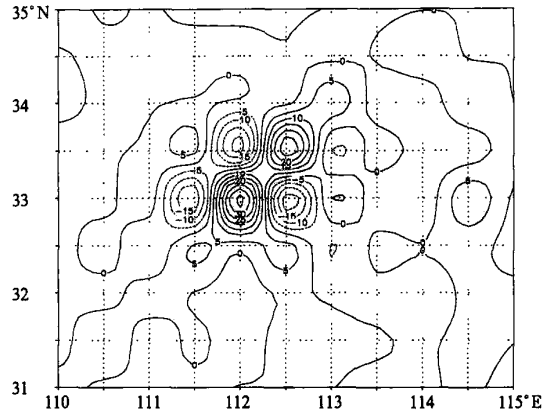


图13 积分3 h后850 hPa非地转涡度 $\nabla^2 \phi -$ 分布(间隔 $5 \times 10^{-4} s^{-1}$)

Fig. 13 850 hPa ageostrophic vorticity $\nabla^2 \phi -$ simulated by the AREM at the 3rd model hour started from 08:00 BST 16 July, 2004 (intervals: $5 \times 10^{-4} s^{-1}$)

平衡导致了散度的变化,而散度发生改变后又影响流场涡度的变化。涡散场的调整是通过科氏力参数和非地转涡度来实现的,当($\nabla^2 \phi -$) > 0时,流场辐合增加,通过f的作用,使流场产生正涡度,重新促使散度方程达到平衡。

随着中尺度低压和非地转涡度的强烈发展,流场辐合加强,在科氏力作用下,中尺度辐合线上正涡度得到进一步发展,图14为模式积分6 h后850 hPa

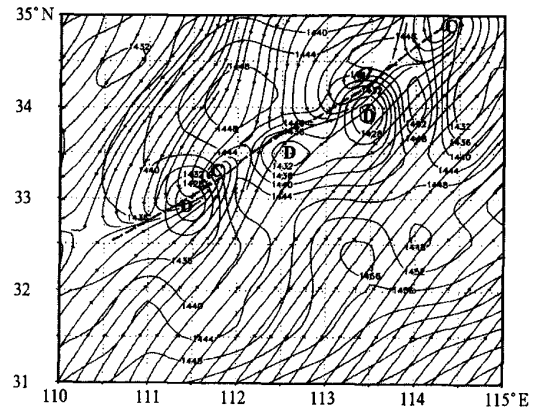


图14 积分6 h后850 hPa 流场(矢线,C表示气旋,虚线表示切变线)和高度场(实线,D表示低压,等值线间隔4 gpm)

Fig. 14 850 hPa flow field (line with arrow; C: cyclone; and thick dash line: shear line) and height field (solid line; interval: 4 gpm; and D: depression) simulated by the AREM at the 6rd model hour started from 08:00 BST 16 July, 2004

流场和高度场,可以看出辐合线已发展得相当完整,尺度已达到 中尺度,在辐合线上仍不断有 中尺度气旋发展并沿辐合线向东北方向移动,在红外云图上可清晰地看到这种移动和发展过程(图略),它使暴雨过程得以持续发展,最终形成特大暴雨。

6 结 论

(1) 此次强降水过程是一次典型的暖区降水过程,强降水带出现在低层切变线与低空急流之间的西南暖湿气流中,模拟的暴雨团发展过程与实际降水过程的发展演变较为接近,总体看模式对这次强降水的模拟是比较成功的。

(2) 由于模式的初值场已具备降水发生的有利条件,随着模拟降水的产生,凝结潜热促使对流层中层大气在 中尺度水平范围的气柱内得到加热,中高层大气的等压面抬高并形成 中尺度高压,中低层大气的等压面降低并形成 中尺度低压。随着中高层 中尺度高压的发展,高空大气质量出现外流并形成明显的辐散气流;而中低层 中尺度低压的发展导致了低层气流辐合增强,上下层的共同作用促进了垂直运动的迅速发展。

用图 15 给出的强暴雨 中尺度流场发展的三维空间示意图得到结论(3),(4):

(3) 当上升运动强烈发展时,在其四周有明显的补偿下沉气流出现。暴雨区上空高层辐散气流向南回流导致在对流层高层出现中尺度垂直环流圈,它的下沉支融入上升运动区南侧的补偿下沉气流中,并将高空的水平动量带到对流层低层,在 700 hPa 以下形成一支新的 中尺度急流;而强上升运动发展时,在其北侧对流层低层发展出了一支中尺度垂直环流圈,其下沉支向南的辐散气流与低层西南暖湿气流汇合,形成 中尺度辐合线,加强了暴雨区上空低层的辐合,从而使上升运动得到进一步发展。这种经向上的双中尺度垂直环流圈结构是强暴雨中尺度流场发展的一个重要特征。

(4) 在纬向垂直剖面上,对流层低层也有一支中尺度垂直环流逐步发展出来,它的下沉支在 800 hPa 以下向东西两侧辐散,其中向西的辐散气流使该区域原来较为一致的西南气流出现向东的偏转,从而在西南气流中形成气旋性弯曲,更进一步加强了 中尺度辐合线上的辐合。

(5) 随着对流层低层 中尺度低压的发展,大

气出现了强烈的非地转涡度,流场辐合加强,在科氏力作用下, 中尺度辐合线上正涡度得到进一步发展,随后在辐合线上不断生成 中尺度气旋并沿辐合线向东北方向移动,从而使暴雨过程得以持续发展,最终形成特大暴雨。

参考文献

- [1] 丁一汇. 暴雨和中尺度气象学问题. 气象学报, 1994, 52(3): 274-284
Ding Yihui. Some aspects of rainstorm and meso-scale meteorology. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 1994, 52(3): 274-284
- [2] 赵思雄. 中尺度动力学与暴雨等灾害性天气预测理论的研究. 大气科学, 1998, 22(4): 503-510
Zhao Sixiong. Mesoscale dynamics and prediction of disaster weather. Scientia Atmos Sinica (in Chinese), 1998, 22(4): 503-510
- [3] 高守亭, 赵思雄, 周晓平等. 次天气尺度及中尺度暴雨系统研究进展. 大气科学, 2003, 27(4): 618-627
Gao Shouting, Zhao Sixiong, Zhou Xiaoping, et al. Progress of research on sub-synoptic scale and mesoscale torrential rain systems. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 2003, 27(4): 618-627
- [4] 高坤, 徐亚梅. 1999 年 6 月下旬长江中游梅雨锋低涡扰动的结构研究. 大气科学, 2001, 25(6): 740-756
Gao Kun, Xu Yamei. A simulation study of structure of mesoscale vortex along mei-yu front during 22—30 June 1999. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 2001, 25(6): 740-756
- [5] 贝耐芳, 赵思雄. 1998 年“二度梅”期间突发强暴雨系统的中尺度分析. 大气科学, 2002, 26(4): 526-540
Bei Naifang, Zhao Sixiong. Mesoscale analysis of severe local heavy rainfall during the second stage of the 1998 mei-yu season. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 2002, 26(4): 526-540
- [6] 贝耐芳, 赵思雄, 高守亭. 1998 年“二度梅”期间武汉—黄石突发性暴雨的模拟研究. 大气科学, 2003, 27(3): 399-418
Bei Naifang, Zhao Sixiong, Gao Shouting. A numerical simulation of sudden heavy rainfall occurred in Wuhan and Huangshi during July of 1998. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 2003, 27(3): 399-418
- [7] 王建捷, 李泽椿. 1998 年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析. 气象学报, 2002, 60(2): 146-155
Wang Jianjie, Li Zechun. Numerical simulation and diagnostic analysis on mesoscale convective systems of a torrential rain case in mei-yu period of 1998. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2002, 60(2): 146-155
- [8] 王智, 翟国庆, 高坤. 长江中游一次 中尺度低涡的数值模拟. 气象学报, 2003, 61(1): 66-77
Wang Zhi, Zhai Guoqing, Gao Kun. Analysis and numerical simulation of a meso-scale vortex in the middle reaches of the Yangtze river. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2003, 61(1): 66-77

- [9] 姜勇强,王昌雨,张维桓等.台风倒槽内 中尺度低涡及特大暴雨的数值模拟.气象学报,2003,61(3):312-322
Jiang Yongqiang, Wang Changyu, Zhang Weihuan et al. Numerical simulation of extremely heavy rain and meso-scale low vortex in inverted typhoon trough. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2003, 61(3): 312-322
- [10] 吴庆丽,陈敏,王洪庆等.暴雨雨团 中尺度流场结构的数值模拟.科学通报,2002,47(18):1437-1440
Wu Qingli, Chen Ming, Wang Hongqing, et al. Numerical simulation of structure of meso-scale stream of heavy rainfall cells. Chinese Sci Bull (in Chinese), 2002, 47(18): 1437-1440
- [11] 程麟生,冯伍虎.“98.7”暴雨 中尺度低涡生成发展结构演变:双向四重嵌套网格模拟.气象学报,2003,61(4):385-395
Cheng Linsheng, Feng Wuhu. Structural evolution of the genesis and development on meso-vortex for the “98.7” heavy rainfall: simulation of two ways with quartet nested grid. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2003, 61(4): 385-395
- [12] 陶诗言,张小玲,张顺利.长江流域梅雨锋暴雨灾害研究.北京:气象出版社,2004.192pp
Tao Shiyang, Zhang Xiaoling, Zhang Shunli. Study on Disaster of the Meiyu Front Rainstorm over the Yangtze River Valley. Beijing: China Meteorological Press, 2004. 192pp
- [13] 赵思雄,陶祖玉,孙建华等.长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究.北京:气象出版社,2004.281pp
Zhao Sixiong, Tao Zuyun, Sun Jianhua et al. Analysis and Study on Mechanism of the Meiyu Front Rainstorm over the Yangtze River Valley. Beijing: China Meteorological Press, 2004. 281pp
- [14] 宇如聪.陡峭地形有限区域数值预报模式设计.大气科学,1989,13(2):139-149
Yu Rucong. Design of a finite regional numerical prediction model on cragged terrain. Scientia Atmos Sinica (in Chinese), 1989, 13(2): 139-149
- [15] 宇如聪,曾庆存,彭贵康等.“雅安天漏”研究:数值预报试验.大气科学,1994,18(5):535-551
Yu Rucong, Zeng Qingcun, Peng Guikang et al. Research on “Ya-An-Tian-Lou” Part : Numerical trial-forecasting. Scientia Atmos Sinica (in Chinese), 1994, 18(5): 535-551
- [16] 宇如聪.一个 坐标有限区域数值预报模式对1993年中国汛期降水的实时预报试验.大气科学,1994,18(3):284-292
Yu Rucong. A test for numerical weather prediction of real-time for China flood season precipitation in 1993 by a regional -coordinate model. Scientia Atmos Sinica (in Chinese), 1994, 18(3): 284-292
- [17] 宇如聪.LASG-REM对1994年中国汛期降水的实时预报试验.大气科学,1994,18(增刊):801-809
Yu Rucong. Real-time precipitation forecasting experiments in the summer China of 1994 by the LASG-REM. Scientia Atmos Sinica (in Chinese), 1994, 18(s1): 801-809
- [18] 宇如聪,徐幼平.AREM及其对2003年汛期降水的模拟.气象学报,2004,62(6):715-724
Yu Rucong, Xu Youping. AREM and its simulations on the daily rainfall in summer in 2003. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2004, 62(6): 715-724

NUMERICAL SIMULATION ON DEVELOPMENT MECHANISM OF MESO- SCALE FLOW FIELD DURING A HEAVY RAIN PROCESS IN HENAN AREA

Liao Yishan Zhang Bing Li Jun Li Wujie Yu Rucong

Wuhan Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074

Abstract

Numerical simulation of a heavy rain case in Henan area during 16—17 July, 2004 is performed by the LASG mesoscale model AREM developed by Yu Rucong, etc. As shown by the results: the air in the middle troposphere within the horizontal range of the meso- scale convective system is heated by latent heat release, leading to the upward convex of the isobaric surface in the middle and upper troposphere, i. e. the formation of meso- scale high, and the downward concave of the isobaric surface in the lower troposphere, i. e. the genesis of meso- scale low, and the joint effect of the meso- scale systems in the upper and lower troposphere promotes the rapid development of vertical motion. When the ascending motion develops vigorously, the obvious compensation descending motion appears around it. On the south side and part of the ascending motion region, the divergent air flow in the upper troposphere flows backwards to the south, forming a mesoscale vertical circulation cell, whose descending leg merges into the compensation descending current on the south side of the ascending motion and carries the horizontal momentum of upper air to the lower troposphere, resulting in the formation of a new meso- scale jet. On the north side of the ascending motion region, a mesoscale vertical circulation cell develops in the lower troposphere, whose descending leg southward divergent flow meets the low level southwest warm/ moist flow, forming a meso- scale convergence line, which further strengthens the low level convergence in the heavy rain area. On the east side of the ascending motion, a mesoscale vertical circulation cell also develops in the low troposphere, and its westward divergent flow makes the original southwest flow turn northwards, resulting in the cyclonic curvature of streamlines, and thus further strengthening the convergence along the meso- scale convergence line. The rapid development of ageostrophic vorticity in the lower troposphere is the major factor responsible for the formation of the meso- scale cyclone. At last, the three-dimensional structure chart for the development of heavy rain meso- scale flow is given.

Key words: Heavy rain, Meso- scale, Three-dimensional structure, Vertical circulation cell, Numerical simulation.

廖移山等：河南特强暴雨 β 中尺度流场发展机理的数值模拟研究

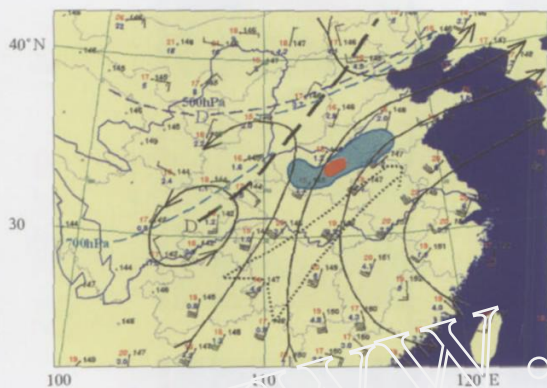


图1 2004年7月16日08时850 hPa形势图
(阴影区表示7月16日08时—17日08时降水量 ≥ 100 mm区域,
虚箭矢表示低空急流)

Fig.1 850 hPa prog chart at 08: 00 BST 16 July, 2004
(shaded regions denote the precipitation region with $R_{24} \geq 100$ mm
from 08: 00 16 to 08: 00 BST 17 July, 2004; and the
dash lined arrow denotes the low level jet)

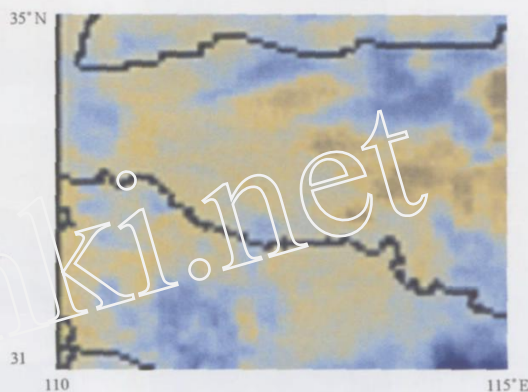


图4 7月16日15时红外云图
Fig.4 The infrared cloud picture at
15:00 BST 16 July, 2004

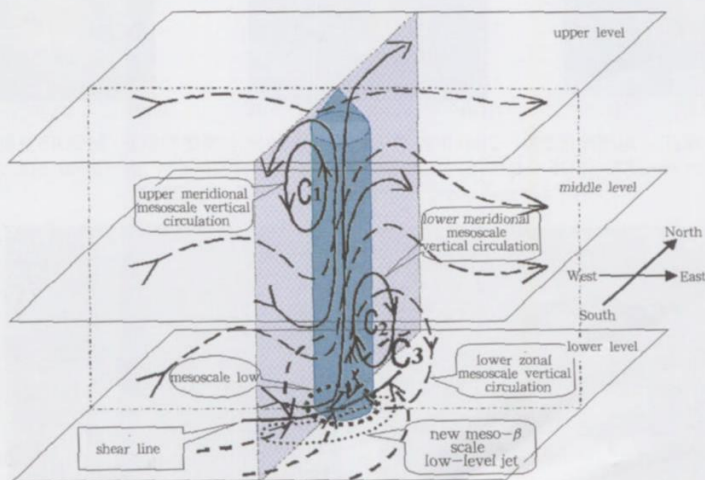


图15 强暴雨 β 中尺度流场发展的三维空间示意图
Fig.15 3-D structure of the developing heavy rain meso- β scale flow field