吕玉环,李艳伟,金莲姬,等. 2012. 云并合过程中物理特征演变的模拟研究 [J]. 大气科学,36 (3):471-486, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.10223. Lü Yuhuan, Li Yanwei, Jin Lianji, et al. 2012. Simulation of physical characteristics evolution in cloud merger [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (3):471-486.

云并合过程中物理特征演变的模拟研究

吕玉环1 李艳伟1 金莲姬1 何彩芬2

1 南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京 2100442 宁波市气象局,宁波 315012

摘 要 云并合过程中物理特征的变化对云降水过程的演变至关重要,对降水的短时预报和研究也有重要意义。因此,本文利用新一代中尺度天气预报模式 WRF (Weather Research Forecast)对 2005 年 5 月 5 日发生在贵阳的一次云并合过程进行模拟,结合雷达观测资料以及 MICAPS 资料,分析了降水对流云的合并过程,及其伴随的各种物理特征的演变。研究发现,积云的并合过程具有多样性,包括相邻孤立对流单体的并合,对流单体和对流云团的并合,相邻对流云团并合形成大范围降水系统等不同的阶段。在这几个阶段的并合过程中,层结曲线变化都表现为在并合过程中不稳定能量释放,由并合前不稳定层结转为并合后趋于较稳定,特别是中层趋于中性,这有利于优势发展尺度向较长尺度转移。物理特征都发生了明显改变,表现为:在刚发生并合和完全并合前后对流中心的最大降水量增幅最为剧烈,最大垂直气流速度与最大降水量的变化是相反的,并合发生后,云中最大上升气流速度普遍减小。而平均垂直气流速度在开始并合及完全并合后普遍减小,但整个云体所在区域的平均降水量总体多呈增加的趋势。

关键词 对流 并合 数值模拟 物理特征 文章编号 1006-9895 (2012) 03-0471-16 doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.10223

中图分类号 P426.5 **文献标识码** A

Simulation of Physical Characteristics Evolution in Cloud Merger

LÜ Yuhuan¹, LI Yanwei¹, JIN Lianji¹, and HE Caifen²

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

2 Ningbo Meteorological Bureau, Ningbo 315012

Abstract Physical characteristics evolution in cloud merger is critical to the evolution of cloud precipitation, which is also important for short-term forecasting and study of precipitation. So, in this paper, using WMF (Weather Research and Forecasting) model, the authors simulated a merging process in Guiyang on 5 May 2005, combined radar observations and MICAPS (Meteorological Information Comprehensive Analysis and Processing System) data, and analyzed the processes of precipitation convection merger and the evolution of associated physical characteristics. The cumulus merger processes are of diversification, experience the process from neighbouring isolated cells merging to cell-cloud cluster merging, and neighbouring cloud clusters merging into widespread precipitation system. In the

收稿日期 2010-12-22, 2011-11-26 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40975086、41075029,中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-EW-203,江苏省青蓝工程 云雾降水与气溶胶研究创新团队,江苏高校优势学科建设工程

作者简介 吕玉环, 女, 1986年出生, 硕士研究生, 研究方向: 云物理与人工影响天气。E-mail: lvyuhuan1@126. com

merging processes of several stages, the change of temperature stratification structure curve all shows that unstable energy releases during the merging, and unstable stratification before merging tends to more stable stratification after merging, especially at middle levels, tends to neutral one, which is advantageous for the dominant development scale becoming longer. The physical characteristics alter significantly, which shows that before and after the first merging and complete merging, the maximum precipitation at the convective center all increases strongly. However, the changing of the maximum upward flow velocity is contrary to the changing of the maximum precipitation. The maximum upward flow velocity generally decreases after the merging. While, the average upward flow velocity all decreases before and after the first merging and complete merging. The average precipitation in the whole cloud region mostly tends to increase,

Key words convection, merger, numerical simulation, physical characteristics

1 引言

合并过程不仅能使云体的尺度和强度发生变 化,引起地面强降水并影响降水效率,而且还在冰 雹、雷电等灾害性天气中占有重要的地位(Orville and Kopp, 1977; Orville et al., 1980; 王昂生等, 1980; Wiggert et al., 1981)。关于对流云合并过程 的观测以及机理的研究得到国内外研究者的广泛重 视,国内外已有许多学者利用观测资料和数值模式, 开展针对对流云团相互作用和合并过程的研究。

Simpson et al. (1971) 在夏季南佛罗里达地区 观测了一些云并合过程,他们指出在观测区域内三 天中虽只有10%的云并合,但这部分并合却形成了 这个区域 86%的降水。Turpeinen (1982) 年分析 了 GATE (Global Atmosphere Research Program (GARP) Atlantic Tropical Experiment) 试验中第 261 天的云并合, 这天共有 9 块云并合, 指出 55% 的云并合前相邻云回波出现的时间差在 5 分钟以 内,88%的回波强度差在5dBZ以内,说明云形成 的时间及强度愈接近, 云越易并合。Westcott (1994) 通过探测雷达回波初生至回波合并后的发 展变化,指出合并后的对流云相对于单体对流云发 展更旺盛,在其试验中研究了合并发生的原因,发 现只有15%的个例说明对流云不同的移动速度或 者新单体的生成在合并中起明显作用,大部分合并 是由于云体的水平延伸。

早在 20 世纪 70 年代, 甄长忠 (1981) 就发现 产生冰雹的超级单体是由多块小单体在一个主要单 体上合并而成的,随后陆续有关于冰雹、强降水以 及雷电等强对流过程中出现合并过程的报道(徐华 英等, 1988; 黄美元等, 1987a; 孙晶等, 2007; 雷 恒池等, 2008; 李艳伟等, 2009a, 2009b, 2009c)。 黄美元等(1987b)首先用二维暖积云模式探讨了 合并的机理,发现气压梯度力和下沉气流引起的辐 合抬升是造成合并的两个作用,而且发生合并的条 件是与云的相对强度和间隔距离有内在联系的。随 着模式的不断发展,合并过程中的微物理过程得到 了更深层次的揭示。于仁成等(1998)对一次中尺 度对流系统进行分析,发现多单体对流云合并本身 能使云体扩大,并且会加强上升、下沉气流,造成 更大的上升运动促使云体垂直发展。付丹红和郭学 良(2007)的研究结果显示,合并有利于水汽转化, 形成大量过冷云水和冰相粒子,有利于强降水和大 风天气的产生。说明对流云合并对降水和强对流天 气的发展有正面效应。李艳伟等(2009a)对山地 对流云并合形成积层混合云的降水过程进行分析发 现,对流并合过程使整个系统的生命期往往较分散 云团更长,并有可能会形成间歇性或连续性降水。 李艳伟等(2009c)对云并合初始位置进行探讨发 现,对流单体间并合与较大对流云间的并合是从云 的中下部开始的, 往往是处于发展阶段的云发生并 合;对流云团间的并合却是从云的中上部开始的, 往往是那些比较成熟的对流云团发生并合。

上述研究从并合的影响、重要性和并合机理等 方面取得了很有意义的成果。然而,国内缺少针对 并合过程中云(团)内变化情况的详细探讨,如并 合过程前后的降水量和上升气流速度发生了怎么样 的改变,云内的稳定度是怎么变化的。这些改变对 云降水过程的演变至关重要,对降水的短时预报和 研究也有重要意义,该类研究结果对在并合的什么 阶段开展人工增雨作业也有深远的影响,然而相关 的研究极少。因此本文通过利用新一代中尺度天气 预报模式 WRF 模式对其进行模拟研究,结合 2005 年 5 月 5 日贵阳的雷达观测资料以及 MICAPS (气 象信息综合分析系统)资料,对一次降水性的对流 云并合过程中的各种物理特征演变进行了量化的分 析,进一步探讨积云并合过程的作用、产生并合的 机理及其对降水的影响。

2 有利的天气条件

本文以 2005 年 5 月 5 日发生在贵阳的一次云 并合过程为例开展研究,在这次降水过程中,在 500 hPa上存在高空槽(图略),逐渐南压并向东移 动,不断带来大量北方的冷空气,并有冷平流,与 南方的暖湿空气辐合上升将有利于形成对流云。 700 hPa位于西安—成都—丽江—昆明的低涡切变 东南移,转为位于在武汉—恩施—重庆的槽,切变 线和槽前存在着风向的辐合,将有利于水汽的辐合 上升,从而形成降水。在 850 hPa高度,在怀化— 贵阳存在切变线,即存在着风向的辐合。辐合线附 近,冷暖空气相交汇,空气不稳定度加大,有利于 对流云的生成。地面受热低压影响,冷锋主体目前 位于河套西侧,后东南移到四川省的东部,非常有 利于暖空气沿着冷空气整层爬升,形成天气尺度的 上升区,在低空辐合极易诱发不稳定。

在云系中的强对流中心位置的上升气流速度都 很大,能使更多的水汽凝结成云,进而促进云雨的 发展。由对流有效势能(CAPE)的水平分布图 「图 1a (见文后彩图)],由于偏南气流源源不断地 输送大量暖湿气流,而且低层存在着辐合线,整个 模拟区域南侧的 CAPE 非常高,存在很多高值中 心,对流有效势能的最大值达到了 2200 J/kg,所 以非常容易触发对流。这里将是不稳定能量和对流 云的发生源地,并沿着气流的方向,以及暖空气沿 着冷空气的爬升,在冷暖空气之间的爬升坡面上不 断传播形成对流,新形成的对流又会与云系的主体 发生并合,而使对流不稳定能量释放。由贵阳站 (57816台站)的温度对数压力图 [图 1b (见文后彩 图) 可看出, KI (气团指标) 值很大为 41.0, S (熵) 值为-2.9, 云系范围处于不稳定状态, 有利 于对流的发展。

3 模拟结果的初步分析

3.1 模式介绍和模拟方案

本文所用的模式是新一代中尺度模式 WRF (Weather Research Forecast)。WRF 模式是正在

不断发展的新一代中尺度非静力预报模式和资料同 化系统(3Dvar、四维同化),具有研究和业务预报 功能的广泛的应用范围。WRF模式采用全新的程 序设计,该模式重点考虑从云尺度到天气尺度等重 要天气的预报,水平分辨率重点考虑1~10 km。 本文利用WRF模式开展数值模拟。由于云系影响 范围大,而云物理研究时空分辨率高等原因,考虑 采用两重嵌套方案模拟。二重格距分别是:9 km、 3 km。微物理过程采用Lin方案,考虑六种水成 物:水汽、云水、雨水、冰晶、雪花、霰。该方案是 WRF中相对复杂的微物理方案,适合于研究云系 的详细物理过程。积云对流参数化方案:对第一层 网格考虑以Kain-Fritsch为主,第二层网格(3 km) 不采用参数化方案,作为模式可分辨过程进行显式 化方案来进行积分。积分中采用时变边界条件。

此次模拟是从 2005 年 5 月 4 日 20 时开始的。 采用每 6 小时一次的 NCEP 1°×1°全球再分析资料 作为背景场,模拟 2005 年 5 月 4 日 20:00 (0 min) 到 6 日 08:00 (2150 min) 发生在贵州地区的一次 并合过程。粗网格每隔 20 min 输出一次结果,次 网格每隔 10 min 输出一次结果,以此来研究积云 并合发展演变的过程,并深入分析。

3.2 模拟结果和观测资料的对比分析

模拟的 720 min 时刻(即 5 月 5 日 08 时)(图 2a)的云系的分布、形状和走向都与 5 月 5 日 08 时 700 hPa 高度场中(图 2b)槽前区域相对应。在模 拟雷达回波在和实测雷达回波相近的时刻,从模拟 的雷达回波看(图 2c 的黑圈),模拟的云系空间分 布、形状与实测雷达回波(图 2d)非常一致,而且 模拟的雷达回波和观测的雷达回波强度也非常接 近,最大雷达回波强度达 50 dBZ 左右。从同一时 间的模拟(图 2e)和观测(图 2f)的 6 小时累积降 水量对比看,除了在个别强度上有些差异外,总体 来看,雨带的分布、走向、大小与实测值非常相近, 模拟雨带分布形式较好,雨带分布基本模拟的比较 好,均呈现东西向带状分布。

综上对比可见,模拟的结果与实测结果比较接近,可说明模拟结果能够较理想地再现实测结果,因此可以利用模拟结果开展深入的研究。

4 积云并合过程模拟结果的深入分析

模拟结果显示,在云系的形成和发展移动过程



图 2 (a) 模拟 500 hPa 等压面总含水量; (b) 5月 5日 08 时 700 hPa 高度场 (单位:gpm); (c) 模拟 670 min 时 750 hPa 等压面雷达回波; (d) 2005 年 5月 5日 06:58 实测雷达回波; 2005 年 5月 5日 08 时 (e) 模拟和 (f) 实测的 6 小时的累积降水量 Fig. 2 (a) Simulated water content at 500 hPa; (b) 700-hPa height (gpm) field at 0800 LST 5 May 2005; (c) simulated radar echo at

750 hPa at 670 min; (d) observed radar reflectivity at 0658 LST 5 May 2005; (e) simulated and (f) observed 6-h precipitation at 0800 LST 5 May 2005

中,经历了数十次的并合过程,这些并合过程包括 对流单体与对流单体的并合、对流单体与对流云团 的并合、对流云团与对流云团的并合以及对流单体 并合进入对流云系等过程。下面就此次模拟过程中 发生的几种典型的并合过程进行深入分析。

4.1 对流云与对流云的并合

4.1.1 模拟雷达回波的演变

对流单体生成移动的过程中,一些距离较近的 对流单体逐渐发展靠近最后发生了并合,形成了较 大的对流云。在上述有利的天气条件下,对流单体 迅速形成(图 3a)。在440 min时(图 3b),对流单体A、B发展加强开始发生并合,B单体最大回波达50 dBZ,且在B的右边小的对流单体与之发生并合。10 min后(图 3c),A、B两单体的强中心开始并合,强回波范围增大,A的最大回波达40 dBZ 以上。470 min(图 3d)时,对流单体A、B完全并合,雷达强回波中心范围扩大,云体水平范围达几十千米以上,回波强度可达40 dBZ 以上,形成一个强度较大的积云团。

4.1.2 并合过程中含水量和流场演变

由于云是水凝物粒子群,它的含水量变化反映 着云体的变化。在讨论流场结构的同时,讨论云中 含水量的交换也是有意义的。为了更好地分析对流 单体之间并合以及其发展演变情况,沿图 3 中的黑 实线分别作总含水量、风流场和对流有效势能 (CAPE)等值线的垂直剖面图,得到对流云之间的 演变序列图, 进一步分析可得: 并合前 430 min (图 4a) 时,两个单体中都几乎是上升气流,云体下部 为偏东风,上部为偏西风,在这种辐合风场作用 下,有利于A、B的并合,A、B的CAPE较大,达 到 1200 J/kg 以上, 有利于它们的发展, 由于环境 风场在0℃层以下存在一定的风切变,当云移行前 方有高湿区时,中等强度风切变有利于积云的发展 (徐华英等, 1988)。在环境风场的作用下, A 的前 部由于降水粒子拖曳或蒸发作用,产生倾斜的下沉 气流,与上升气流相互作用,可促使A、B的中下 部开始并合(图4b), CAPE得到释放, 使云体向 上发展,A、B中上升气流速度和范围都增加,B的 含水量增加到3g/kg。450 min (图 4c) 时,0℃以 下完全并合,云体中的风向切变减小,流场逐渐统 一,由于降水的增加,B的下层产生下沉气流,倾 斜的下沉气流辐散与环境上升气流辐合又激发更强



图 3 在 430 min、440 min、450 min、470 min 750 hPa 等压面雷达回波及风矢量(箭头) Fig. 3 Radar echo and wind vectors fields at 750 hPa at 430 min, 440 min, 450 min, 470 min



图 4 (a-d) 总含水量(阴影)、风流场和对流有效势能等值线(单位:J/kg)沿图 3 (a-d) 黑斜线的垂直剖面。两条水平线表示 0 ℃、 -20 ℃ 等温层

Fig. 4 Vertical sections of (a-d) simulated water content (shading), streamline fields, and CAPE isoline (J/kg) along the black straight lines in Fig. 3 (a-d). The two horizontal lines denote 0 °C and -20 °C isotherms

的上升气流,使得 A、B 间的上升气流增强。由于 CAPE 释放,使得云顶高度伸展,含水量范围和强 度都增加了,B 的最大含水量达到 5 g/kg 以上。 20 min 后 (图 4d),A、B 完全并合为一个积云团, 云体内流场统一,形成了共同的对流环流,对流中 心含水量都超过了 3 g/kg。在云体后部有较强的 下沉气流辐散与上升气流作用,辐合上升使得云内 有较强的上升气流。

4.1.3 并合过程中大气层结分析

为了解对流单体并合过程中云中的大气的层结 稳定度的情况,可以分析假相当位温 θ_e 在垂直方向 的变化。一般认为,当 $\partial \theta_e / \partial p > 0$ 时,大气为对流 不稳定;当 $\partial \theta_e / \partial p < 0$ 时,大气为对流稳定。图 5a、 b(见文后彩图)分别为单体 A、B并合过程中的假 相当位温变化,并合前 420 min 时,A 单体低层 900~850 hPa 为稳定层结,800~600 hPa 为不稳 定层结,600 hPa 以上为稳定层结;B单体,950~ 900 hPa 为不稳定层结,900~700 hPa 为近中性层 结,700~550 hPa 为不稳定层结,550 hPa 以上为 稳定层结。发生并合时 440 min,A 中下层的不稳 定度减小,中上层转为不稳定层结;B 单体转为 900~350 hPa 的近中性层结,上层 350~250 hPa 为不稳定层结。并合发展 450 min 时,A 单体中下 层不稳定度又加大,且不稳定层向上发展;B 单体 中下层转为不稳定层结。完全并合后 490 min 时, A、B 单体 600 hPa 以下为不稳定层结,以上为稳 定层结。

通过以上分析发现,开始并合时,中低层的不 稳定度减小或转为中性层结,中上层由稳定层结转 为不稳定层结;并合过程中,中低层的不稳定度又 会加大;完全并合后仍能保持中低层为较强的不稳 定层结。我们认为这个过程中,两单体的开始并 合、中低层的不稳定能量释放,使得中低层的不稳 定度减小或转为中性层结,后随着并合混合作用不 断加强,中低层又将转为不稳定层结,为系统发展 继续提供能量。

4.1.4 云中主要参量的演变

为了解并合过程中主要物理参量的变化,做对 流单体并合过程中两单体对流中心的最大垂直上升 气流速度、最大降水量、600~400 hPa平均垂直气 流速度以及单体所在整个区域平均降水量随时间的 变化曲线。

对于各强中心最大降水量的变化(图 6a),并 合后(440~490 min)两个单体的最大降水量增幅 均较并合前(390~430min)增加,其中较弱的 A 单体的最大降水量增幅较大。由并合前 1.6 mm 增 长到 13.3 mm,较强的 B 单体由 3.76 mm 增到 8.6 mm。黄美元等(1987a)的模拟结果不同,他 们得出强弱两块云共存时,弱云受到邻近强云的影 响提前消散,而强云生命延长,且强度增加,两块 云强度相差愈大,距离愈近,这种作用愈明显。在 本例中尤其在开始并合前后(430~450 min)及在 完全并合后(470~490 min),最大降水量增幅大。 这说明对流单体并合过程中各单体相互作用相互促 进有利于水成物和能量的交换,使得最大降水量增 加。 如图 6b, 在并合前后各个单体的最大上升气 流速度发生剧烈变化,并合前都是增加的, A 单体 增加 4.385 m/s, B 增加 6.504 m/s, 这说明并合前 有利于单体上升气流速度增加;并合后十分钟, 各 单体都是减小的, A 减小 2.6 m/s, B 减小 1.9 m/s, 这是由于并合后促进了两单体的降水增加,降水的 拖曳作用使得上升气流减小。在完全并合前后二十 分钟,最大上升气流是增加的, A 增加 3.9 m/s, B 增加 5 m/s, 这说明虽然降水增加会抑制上升气流, 但并合过程中对流有效势能的释放有利于单体的向 上发展,超过降水拖曳的抑制,使得上升气流增 加, 而到 480 min 后降水强度增加大,超过对流有 效势能释放作用,又使得上升气流又减小了。

区域的平均降水量呈现增加的趋势(图 6c),在 并合后(440~490 min)区域的最大降水量增幅为 1.91 mm较并合前(390~430 min)增加1.501 mm, 说明对流单体间的并合,虽然会使云中降水出现较 大的不均匀现象,但会使总的降水量增加。与前人 研究(Orville, et al., 1980; Turpeinen, 1982)积 云之间的并合,可以强烈地促进云的发展,降水量 可加大到几到几十倍,结论基本一致。

如图 6d,并合前 A、B 的平均垂直气流是增加



图 6 单体 A 和单体 B (a) 最大降水量、(b) 600 hPa 最大垂直上升气流速度、(c) 所在整个区域的平均降水量、(d) 600~400 hPa 平均垂 直气流速度随时间的变化

Fig. 6 Time variations of (a) maximum precipitation, (b) 600-hPa maximum upward flow velocity, (c) precipitation averaged over the whole region, and (d) upward flow velocity averaged over 600 - 400 hPa for cells A and B

的, A 增加 1.48 m/s, B 增加 4.15 m/s; 并合后 10 分钟, 两中心平均垂直气流速度都减小,这与云中 最大垂直气流速度变化一致,都是由于降水的拖曳 作用使得垂直气流减小;到完全并合前后,它们的 平均垂直气流速度又都增加, A 增加 4.74 m/s, B 增加 4.57 m/s; 480 min, 平均降水量又减小,这些 变化均与两中心最大垂直气流变化一致。

4.2 对流云和对流云团的合并

4.2.1 模拟雷达回波的演变

并合前 530 min (图 7a), D 为对流云团, C 为 一个单独的对流单体。对流云团范围较广含有几个 对流中心,最大回波强度达 50 dBZ;对流单体 C 最 大回波强度达 40 dBZ。随后, 550 min (图 7b)在偏 北的辐合气流的影响下 C、D 逐渐接近, C 单体的 最大回波出现 50 dBZ。20 min 后(图 7c)对流单 体并合进去对流云团 D。590 min (图 7d)时, C、D 完全并合,强中心的最大回波达到 50 dBZ 以上, 形成了一个范围宽广、强度较大、内部有多个对流 中心的中尺度对流云团。

4.2.2 并合过程中含水量和流场演变

并合前 530 min 时(图 8a),对流云团 D 的中 上部是较强的垂直上升气流,0℃层以下为西风气 流,在与 C 单体逐渐靠近过程中,西风气流与上升 气流辐合以及 D 前部下沉冷空气形成强辐散,迫使 其前部暖湿空气抬升,使得 C 单体发展增强 。由 于 0℃层附近存在较大的垂直风切变,在西风气流







图 8 同图 4, 但为沿图 7 (a-d) 黑斜线 Fig. 8 Same as Fig. 4, but along the black straight lines in Fig. 7 (a-d)

的作用下有利于两云体在中下部发生并合。在 550 min 时(图 8b), C和D逐渐接近发生并合,C 单体的最大含水量增长到 3 g/kg。20 min 后(图 8c),对流单体并合进入对流云团。C的中下部出 现下沉气流,对流云团D减弱,下沉气流出流作用 使得C、D间上升气流增强,C最大含水量增长到 5 g/kg。在590 min 时(图 8d),C和D的强中心 完全并合,流场逐渐统一,云中的对流有效势能释 放,使得并合后的云团中发展强大最大含水量超过 5 g/kg。

综上所述,在环境风场的作用下,由于 0℃层 附近存在较大的垂直风切变,有利于对流云单体与 对流云团的在中下部发生并合,0℃层下的西风气 流与上升气流辐合上升,迫使其前部暖湿空气抬 升,可促使前方单体发展增强。

4.2.3 并合过程中大气层结分析

由图 9a、b (见文后彩图)分别为单体 C 和云团 D 不同时刻 假相当位温的分布曲线,并合前 530 min,单体 C 的下层 900~750 hPa 为稳定层, 750~450 hPa 为不稳定层和稳定层相间分布,上层 为稳定层结;云团 D 中低层为不稳定层结,中上层 为稳定层结。开始并合 560 min 时,单体 C 中下层 都转为不稳定层结;云团 D 下层 900~850 hPa 转为 稳定层,中下层不稳定度加大。并合发展 570 min 时,C 的不稳定层向上提升且不稳定度加大,下层 转为稳定层结;D 的中下层不稳定度加大。完全并 合后 590 min,C 下层转为不稳定层结,原不稳定 层下移,600 hPa 以上为稳定层;D 中下层变为近 中性层结,C、D 的上层的稳定层结不断向下发展。

由以上分析可发现,并合前,云中层结为不稳 定层和稳定层相间分布或近中性层结;开始并合和 发展过程中,低层出现稳定层结,中低层不稳定层 结不断加大,认为由于低层的稳定或中性层结可能 含有大量的能量,随着并合作用和发展可以使能量 释放,提供对流不断发展,而稳定层结的形成可能 是由于随着对流降雨加大会在近地层形成冷空气 堆。完全并合后,云中低层的层结不稳定扰动减 小,上层的稳定层下移。 4.2.4 云中主要参量的演变

在对流单体逐渐和对流云团靠近的过程中 (490~540 min)(图 10a),对流云团 D 和对流单体 C 最大降水量都是增加的,C 增加 5 mm,D 增加 13.2 mm;560 min 开始并合后,C 增加 1.3 mm,D 增加了 2.42 mm;说明合并后降水量得到了增加, 与付丹红和郭学良(2007)的模拟结果相一致。而 在 590 min 完全并合前后的二十分钟,C、D 的最大 降水又增加了;在整个过程中(530~600 min)单体 C 降水增加了 10.4 mm,云团 D 增加了 3.8 mm。这 可能是由于并合作用对流云团提供单体发展所需的 水汽和能量,不断促使对流单体发展,所以对流单 体的最大降水量一直是增大的,而对流云团则在并 合后降水量曲折变化。

图 10b (490~540 min), C和D最大垂直气流 速度都是增加的,C增加1.5 m/s,D增加4.65 m/s; 540 min后C、D的变化就出现反步调的变化,这是 云团与单体相互作用的结果。并合后十分钟,对流 云团D减小了1.8 m/s,单体C增加了0.7 m/s; 在590 min完全并合前十分钟,C、D最大垂直气流 速度都增加了,而后又减小。而且并合的整个过程 中云团的垂直气流速度与云团的最大降水量的变化 是相反的。整个区域的平均降水量(图 10c)增加 了0.72 mm,尤其在560 min并合前后二十分钟, 平均降水量增加幅度最大,增加了 0.58 mm。说明 对流单体与对流云团间的并合作用会使区域的平均 降水量增加。

如图 10d 并合前, C 的平均垂直气流速度是增加的, D 是减小的。开始并合后 560~580 min, C、 D 的平均垂直气流速度都减小了, C 减小 0.81 m/s, D 减小 0.44 m/s, 这是由于并合后降水增加, 降水 的拖曳作用又使得垂直气流速度减小; 完全并合 590 min 后, 降水强度又增加, 所以平均垂直气流 速度又减小 0.31 m/s。

4.3 对流云团与对流云团的合并

4.3.1 模拟雷达回波的演变

580 min 时(图 11a),圆圈 E、F 分别是两块发 展深厚的对流云团,云团 E 的上部的一个对流中心 强度大于 50 dBZ 和云团 F 的下部的一个对流中心 强度约为 50 dBZ,它们之间还有一个小对流单体, 在偏北风气流作用下使得它们逐渐接近并开始发生 并合。在 600 min 时(图 11b),E、F 之间的小的对 流单体发展,并向 E、F 逐渐接近。640 min 时(图 11c) E 并合了小对流单体后,E、F 开始出现并合, 强回波中心逐渐接近,它们的强回波范围减小。 690 min(图 11d)时,两个对流中心已完全合并为 一个对流中心,形成大范围降水云系。最大雷达回 波强度可达 50 dBZ 以上。









4.3.2 并合过程中含水量和流场演变

在 580 min (图 12a)时, E、F 均发展强盛,中 下层出现下沉气流,中上层为较强的上升气流,对 流有效势能值比较大,由于在 E、F 两云团中下沉 气流辐散作用以及中低层偏北风气流的切变作用 下,有利于对流中心在中下部发生并合。20 min 后 (图 12b), E、F 的下沉气流辐散,促使它们间的小 单体发展。E 的前部为上升气流,后部为下沉气 流,形成小的垂直环流,存在由 E 吹向 F 的偏南 风,而 F 的下沉气流以及环境风场为偏北风,所以 会使 E、F 对流中心逐渐靠近,F 中的下沉出流使 得 E 发展增强,含水量大值区增大,F 含水量大值 区减小。在 640 min (图 12c) E 完全并合了小单 体,F 的斜下沉气流迫使前方暖湿空气抬升,形成 偏北气流,而在高空环境风为偏南气流,这样形成 的环流形式有利于 E、F 两中心的并合。E 最大含水量减为 3 g/kg,而 F 发展,最大含水量超过 5 g/kg,E,F 对流中心逐渐合并。在 690 min 时 (图 12d)随着对流有效势能的逐渐释放,A,B中的对流中心完全的合并为一个冷层深厚的降水云系,流场越来越统一。

4.3.3 并合过程中大气层结分析

对流云团 E 和对流云团 F 并合过程中假相当 位温曲线变化 [如图 13a、b (见文后彩图)]。并合 前 610 min, E、F 的 650 hPa 以下均为较强的对流 不稳定层,以上为稳定层和中性层。开始并合 650 min 时, E 的 600 hPa 以下转为近中性层,以 上为稳定层和不稳定层相间分布; F 中低层的不稳 定度减小。并合发展 670 min 时, E 的中低层又转 为不稳定层结, F 的中低层的不稳定度又加大。完



图 12 同图 4, 但为沿图 11 (a-d) 黑斜线 Fig. 12 Same as Fig. 4, but along the black straight lines in Fig. 11 (a-d)

全并合 690 min 时, E、F 合为一个中心, 中低层转 为近中性层结。

通过以上分析发现,两云团并合前,对流层中 低层均有较强的对流不稳定,说明两云团发展很强 盛;开始并合后,中低层转为中性层或不稳定度减 小,可能是并合使对流不稳定能量释放,降水增加 使得在近地层形成冷空气堆,从而使气层的不稳定 度减小,甚至转为稳定层;随着并合不断混合作 用,气层的不稳定度又会加大;完全并合后,云中 的不稳定层结逐渐转为稳定层结,对流发展减弱。 4.3.4 云中主要参量的演变

在 620 min 时 (图 14a), E 开始并合小单体前 后的二十分钟,最大降水量减小了 10.2 mm;在 650 min 强对流中心 E、F 开始并合后的 10 分钟, 它们的降水量都增加了, E 增加了 5.5 mm, F 增加 了 0.9 mm;这说明合并后降水量得到了增加。到 690 min 完全并合前,它们的最大降水量又均减小 了, E 减小 4.3 mm, F 减小了 7.8 mm;在完全并 合的前后二十分钟,两个强中心的降水量都有明显 的增加, E增加了 5.4 mm, F增加了 7.4 mm。这 说明对流云团的强中心的并合过程更复杂, 从而表 现出水成物和能量的交换就更复杂。

620 min 时(图 14b), E 中心并合小单体后的 最大上升气流速度增加了 0.8 m/s; 在 650 min 强对 流中心 E、F开始并合前十分钟, E 增大 2.6 m/s, F 减小 1.4 m/s; 开始并合后的二十分钟, 它们的最 大垂直气流速度都剧烈减小了, E 减小了 2.6 m/s, F 减小了 4.8 m/s; 690 min 完全并合前后, 完全并 合前, 它们的最大垂直气流速度都增加, 完全并合 后, 它们都减小。从以上变化中可看出, 最大垂直 气流速度与最大降水量的变化是相反的, 这是由于 降水增加, 降水的拖曳作用将减小垂直气流速度。 在对流云团并合过程中, 区域的平均降水量是增加 的趋势(图 14c), 尤其在 E、F 云团完全并合前十 分钟增幅最大, 增加了 0.21 mm, 说明对流云团的 并合会使区域的总的降水量增加。

对于平均垂直气流速度变化(图 14d)。E、F 并合前,580~610 min,E的平均气流速度减小





Fig. 14 Same as Fig. 6, but for convective cloud cluster E and convective cloud cluster F

2.54 m/s, 其最大降水量和最大垂直气流速度均下降, 说明并合前 E 的发展减弱, 随后, 由于 E 在 630 min 并合小单体, 它的平均垂直气流先增加, 后又减小; F 与 E 并合 (650 min)前十分钟 E、F 都增加, 开始并合后 F 又减小 1.33 m/s, 而 E 增加 了 1.07 m/s; 完全并合前, E、F 平均垂直速度分 别增加 3.84 m/s 和 2.71 m/s; 强中心完全并合后, 并合导致的强降水使平均垂直气流速度又减小 2.67 m/s。

5 小结

本文采用 WRF 模式较成功地模拟了一次云并 合过程,在当前观测资料不足的情况下,利用模式 输出的资料有可能为人们提供某些思路和启示。因 此,本文通过对模拟资料的量化分析,进一步探讨 积云并合过程的作用、产生并合的机理及其对降水 的影响。所得结果如下:

(1)强对流系统的形成具有多尺度并合过程发 生,首先是尺度小的单体并合形成较大尺度的单体 群,然后单体群发生并合形成更大尺度、多强中心 的对流云团,最后对流云团的强中心并合形成具有 强中心带的强对流系统,此外,新形成对流单体并 合进入对流云系维持云系发展。

(2) 云体存在着低层到高层较强的风向风速切

变,在这种辐合风场中有利于云体间的并合发展。 在前方又有充足的水汽条件,降水形成的强下沉气 流在地面辐合产生上升气流,可加强前方云体的发 展。

(3) 多种并合过程中层结曲线变化都表现为并 合过程中不稳定能量释放,由并合前中低层的不稳 定层结转为并合后较稳定层结或中性层结,在并合 过程中,中低层的不稳定能量释放,使得中低层的 不稳定度减小或转为中性层结,并合后随着混合作 用,中低层又将转为不稳定层结;完全并合后,云 中低层的层结不稳定扰动减小,上层的稳定层下 移。

(4) 对流单体并合过程中:① 最大降水量并合前后一直在增加,且并合后增幅较并合前大。② 并合前有利于最大上升气流速度增加,增幅可达4~7 m/s,在开始并合后由于降水增加单体中的上升气流速度减小2~3 m/s,完全并合后,最大上升气流速度减小。③ 区域的平均降水量呈现增加的趋势,在并合过程中增幅剧烈。④ 平均垂直气流速度在并合前是增加的,并合后减小。

(5) 对流单体与对流云团并合过程中:①并合前单体和云团最大降水量都是增加的,在开始并合和完全并合前后它们中降水变化剧烈达几个单位。整个并合过程中云团增长几个单位,单体增长了十

几个单位。②并合前单体和云团的最大垂直气流 速度都是增加的,而且并合的整个过程中云团的垂 直气流速度与云团的最大降水量的变化是相反的。 ③ 区域的平均降水量增加了 0.72 mm,尤其并合 前后二十分钟,平均降水量增加幅度最大。④ 平均 垂直气流速度的变化,开始并合后和完全并合后,由 于降水强度增加,所以平均垂直气流速度均减小。

(6) 对流云团并合过程中:① 强中心开始并合 和完全并合前后降水量都剧烈增加。② 最大垂直 气流速度与最大降水量的变化是相反的,最大垂直 气流速度完全并合前增加,完全并合后减小。③ 区域的平均降水量是增加的趋势,尤其在云团完全 并合前十分钟增幅最大。④ 云团在并合小单体前 发展已经减弱,并合小单体后,云体平均垂直气流 先增加,后又减小;强中心完全并合前十分钟平均 气流都增加,并合由于降水作用增加又减小。

参考文献 (References)

- 付丹红,郭学良. 2007. 积云并合在强对流系统形成中的作用 [J]. 大气科学, 31 (4): 636 - 644. Fu Danhong, Guo Xueliang. 2007. The role of cumulus merger in a severe mesoscale convective system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (4): 635-644.
- 黄美元, 洪延超, 徐华英, 等. 1987a. 层状云对积云发展和降水的 影响——种云与云之间影响的数值模拟 [J]. 气象学报, 45 (1): 73-77. Huang Meiyuan, Hong Yanchao, Xu Huaying, et al. 1987a. The effects of the existence of stratiform cloud on the development of cumulus cloud and its precipitation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 45 (1): 72-77.
- 黄美元,徐华英,吉武胜. 1987b. 积云并合及相互影响的数值模拟 研究 [J]. 中国科学(B辑), 17 (2): 214 - 224. Huang Meiyuan, Xu Huaying, Ji Wusheng. 1987b. A study on numerical simulation of cloud mergers and interactions [J]. Science in China (Series B) (in Chinese), 17 (2): 214 - 224.
- 雷恒池,洪延超,赵震,等. 2008. 近年来云降水物理和人工影响天 气研究进展 [J]. 大气科学, 32 (4): 967 - 974. Lei Hengchi, Hong Yanchao, Zhao Zhen, et al. 2008. Advances in cloud and precipitation physics and weather modification in recent years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (4): 967 - 974.
- 李艳伟, 牛生杰, 罗宁, 等. 2009a. 山地对流云并合形成积层混合 云的过程分析 [J]. 气象科学, 29 (2): 158 - 167. Li Yanwei, Niu Shengjie, Luo Ning, et al. 2009a. Convective clouds merger into convective and stratiform mixed clouds in mountainous area [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 29 (2): 158-167.
- 李艳伟,牛生杰,罗宁,等. 2009b. 积云并合扩展层化型积层混合

云的数值模拟分析 [J]. 地球物理学报, 52 (5): 1165-1175. Li Yanwei, Niu Shengjie, Luo Ning, et al. 2009b. Numerical simulation about mixture of convective and stratiform clouds formed by convection merger [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 52 (5): 1165-1175.

- 李艳伟, 牛生杰, 姚展予, 等. 2009c. 云并合的初始位置探讨 [J]. 大气科学, 33 (5): 1015-1026. Li Yanwei, Niu Shengjie, Yao Zhanyu, et al. 2009c. Initial part discussion of cloud merger [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 1015-1026.
- Orville H D, Kopp F J. 1977. Numerical simulation of the life history of a hailstorm [J]. J. Atmos. Sci., 34: 1596-1681.
- Orville H D, Kuo Y H, Farley R D, et al. 1980. Numerical simulation of cloud interactions [J]. J. Rech. Atmos., 14: 499-516.
- Simpson J, Woodley W L, Miller A H, et al. 1971. Precipitation results of two randomized pyrotechnic cumulus seeding experiments [J]. J. Appl. Meteor., 10: 526-544.
- 孙晶,楼小凤,胡志晋,等. 2007. 梅雨期暴雨个例模拟及其中小尺 度结构特征分析研究 [J]. 大气科学, 31 (1): 1-18. Sun Jing, Lou Xiaofeng, Hu Zhijin, et al. 2007. A numerical simulation on torrential rain during the Meiyu period and analysis of mesoscale and microscale structure of convective systems [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (1): 1-18.
- Turpeinen O. 1982. Cloud interactions and merging on day 261 of GATE [J]. Mon. Wea. Rev., 110: 1238-1254.
- 王昂生,赵小宁,康玉霞,等. 1980. 昔阳地区冰雹云形成过程的一些特征 [J]. 大气科学,4 (2):456-460. Wang Angsheng, Zhao Xiaoning, Kang Yuxia, et al. 1980. Some characteristics of hail-cloud formation processes in Xiyang area [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 4 (2):456-460.
- Wiggert V, Lockett G J, Ostlund S S. 1981. Radar rainshower growth histories and variations wit h wind speed, echomotion, location and merger status [J]. Mon. Wea. Rev., 109: 1467-1494.
- Westcott N E. 1994. Merging of convective clouds: Cloud initiation, bridging, and subsequent growth [J]. Mon. Wea. Rev., 122: 780-790.
- 徐华英,吉武胜,黄美元. 1988. 风切变对积云发展影响的数值模 拟研究 [J]. 大气科学, 12 (4): 406 - 411. Xu Huaying, Ji Wusheng, Huang Meiyuan. 1988. Numerical simulation of the effects of vertical wind shear on the development of cumulus clouds [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 12 (4): 406 - 411.
- 于仁成,高瑞华,宋同文,等. 1998. 一次中尺度对流系统分析 [J]. 气象,24(3):33-37. Yu Rencheng, Gao Ruihua, Song Tongwen, et al. 1998. A mesoscale convective system on the first day of July in 1996 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 24(3): 33-37.
- 甄长忠. 1981. 78810 冰雹过程的分析 [J]. 大气科学, 5 (4): 456-460. Zhen Changzhong. 1981. Analysis of hail process at Yongdeng, Gansu in Aug. 10, 1978 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 5 (4): 456-460.



图 1 2005 年 5 月 5 日天气形势图: (a) 对流有效势能(阴影)的水平分布; (b) 08 时(北京时间,下同)温度-对数压力图(57816 台站)。箭头表示水平风场(下同)

Fig. 1 Synoptic chart on 5 May 2005: (a) Distribution of convective available potential energy (CAPE) (shading); (b) temperature-logarithmic pressure diagram at 0800 LST (station 57816). Arrows: horizontal wind field (the same below)



图 5 单体 A (a)、B (b) 在 420 min、440 min、450 min、490 min 假相当位温垂直分布曲线 Fig. 5 Vertical distribution of potential pseudo-equivalent temperature (θ_e) of cells (a) A and (b) B at 420 min, 440 min, 450 min, 490 min



图 9 单体 C (a)、云团 D (b) 在 530 min、560 min、570 min、590 min 假相当位温垂直分布曲线

Fig. 9 Vertical distribution of potential pseudo-equivalent temperature of (a) cell C and (b) cloud cluster D at 530 min, 560 min, 570 min, 590 min



图 13 云团 E(a)、云团 F(b) 在 610 min、650 min、670 min、690 min 假相当位温垂直分布曲线 Fig. 13 Vertical distribution of potential pseudo-equivalent temperature of (a) cloud cluster E and (b) cloud cluster F at 610 min, 650 min, 670 min, 690 min